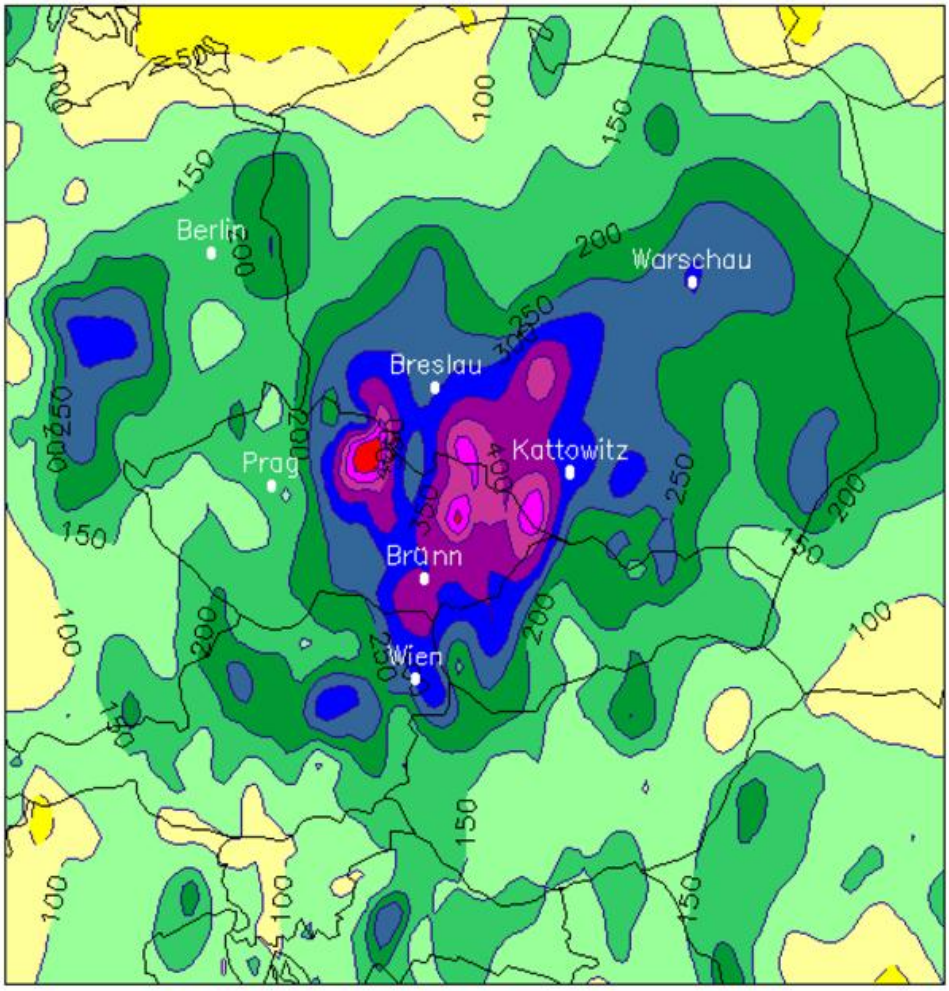
Klimastatusbericht

1997



Klimaüberwachung beim DWD

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland

Die Witterung in Deutschland 1997

Das Oderhochwasser im Juli 1997

Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings

Deutscher Wetterdienst
63004 Offenbach
Frankfurter Str. 135
Postfach 10 04 65

Der Klimastatusbericht im Internet:
http://www.dwd.de/research/klis/ksb/ksb.htm

Urheberrecht

Alle Rechte an den hier präsentierten Informationen liegen, soweit nicht anders vermerkt, beim DWD.

Die Nutzung der nachfolgenden Informationen bzw. Teilen davon sind nur unter Nennung des Quellenhinweises " Deutscher Wetterdienst " gestattet.
Eine kommerzielle Nutzung ohne ausdrückliche Genehmigung ist untersagt.

Zum Titelbild
Niederschlagshöhe im Einzugsgebiet der Oder im Juli 1997 in Prozent der monatlichen Niederschlagshöhe des Zeitraums 1961 - 1990

Grußwort

Seit einigen Jahren steht die Diskussion um eine mögliche dramatische und von Menschenhand verursachte Klimaänderung im Schlaglicht von Öffentlichkeit, Politik und Wissenschaft. Das ist gut so. Denn auch, wenn es noch viel zu lernen, zu untersuchen und zu erforschen gibt: allein das potentielle Ausmaß und die Geschwindigkeit, in der eine Klimaänderung nach gegenwärtigem Wissensstand erwartet wird, fordern ein Umdenken auf allen Gebieten; bis hin zu unserem individuellen Verhalten in und mit der Natur. Das atmosphärische Klima ist dabei als Komponente eines die Natursphäre umfassenden Klimasystems zu verstehen, in das der Mensch eingreift. Erst langsam beginnen wir zu begreifen, wie wir dieses System beeinflussen, was wir bewirken.

Unsere Erfahrungen, die wir heute schon im Umgang mit dem Klimasystem gesammelt haben, sollten uns wachsam machen, um behutsam mit *allen* Teilen der Natur, in und von der wir leben, umzugehen und Eingriffe erst dann vorzunehmen, wenn wir verstehen, was diese bewirken und welches Ausmaß sie annehmen. Dies folgt nicht zuletzt aus unserer Verantwortung gegenüber der Umwelt, unseren Nachbarn und unseren Kindern.

Grundstein aller ehrlichen Bemühungen um Verständnis, so auch für das Klima, ist zunächst das genaue Hinschauen, die Bestandsaufnahme. Darauf aufbauend folgen weitere Schritte, wie Interpretation, Projektion, Reaktion und Adaption.

Die Idee, einen jährlich regelmäßig erscheinenden Klimastatusbericht aufzulegen, unterstützt das Bestreben um ein besseres Verständnis unserer Umwelt. Er trägt als kleiner Baustein dazu bei, das Wissen um und für das Klima zu fördern und dieses Wissen zu verbreiten.





DirProf. Dr. E. Müller
(Leiter des Geschäftsbereichs
Forschung und Entwicklung)

LRDir V. Vent-Schmidt
(Leiter der Abteilung
Klima und Umwelt)

Inhaltsverzeichnis

SEITE

9 **Klimaüberwachung beim DWD**
-aktuelle Aktivitäten und Tendenzen-
P. Hechler
Die Klimaüberwachungsaktivitäten des DWD von der Datengewinnung bis zur Produktgenerierung werden skizziert

11 **Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland**
P. Fuchs, G. Müller-Westermeier, G. Czeplak
Niederschlag, Temperatur, Sonnenschein, Globalstrahlung

15 **Die Witterung in Deutschland im Jahre 1997**
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak
Das Jahr 1997 war in Deutschland relativ warm, sonnig und trocken.

19 **Deutsche Küstengebiete**
C. Lefebvre
Klimatologische Jahreswerte, witterungsgemäße Besonderheiten einzelner Monate, Verlauf der Wassertemperaturen

24 **Zwei außergewöhnlich starke Regenepisoden als Ursache des Oderhochwasers im Juli 1997**
T. Fuchs, J. Rapp
In Tschechien regnete es bis zu 415 mm in nur 4 Tagen (Lysa Hora).

28 **Hydrometeorologische Aspekte des Sommerhochwassers der Oder 1997**
G. Malitz, T. Schmidt
Nach einer Beschreibung der Wetterlagen, die zur Entstehung des Sommerhochwassers der Oder 1997 führten, werden die Niederschlagshöhen nach Dauer und Jährlichkeit beurteilt.

37 **Niederschlagsmonitoring des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie im DWD**
B. Rudolf
Monatliche Analysen der Niederschlagshöhe und -anomalie für Europa im Internet

SEITE

40 **Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre**
H. Nitsche
Windvektoren,sommerliche Ostwindzirkulation, Windmaxima, Temperatur-anomalien (Vertikalprofile), Temperaturminima

56 **Entwicklung des atmosphärischen Ozons**
H. Claude, U. Köhler
Gesamtozon, troposphärisches Ozon

58 **Objektive Wetterlagenklassifikation**
E. Dittmann
Die Häufigkeit der objektiven Wetterlagenklassen 1997 im Vergleich zu dem 19-jährigen Zeitraum Juli 1979 bis Juni 1998

62 **Phänologie**
W. Trampf, W. Janssen
Eintrittstermine spezieller Pflanzenstadien. Abweichungen vom vieljährigen Mittel

64 **Klima aus erster Hand**
S. Rösner
Das Klimainformationssystem des DWD im World Wide Web

66 **Aufbereitung langer meteorologischer Meßreihen für klimatologische Zwecke**
J. Herzog, G. Müller-Westermeier
Homogenitätsprüfung, Homogenisierung, Trendanalysen

74 **The Use of Satellite Data for Climatological Applications:The Satellite Application Facility on Climate Monitoring**
P. Hechler, M. Werscheck
Ein zukunftsweisendes, europaweites Projekt zur Ableitung klimatauglicher Parameter aus Satellitenmessungen wird vorgestellt.

SEITE

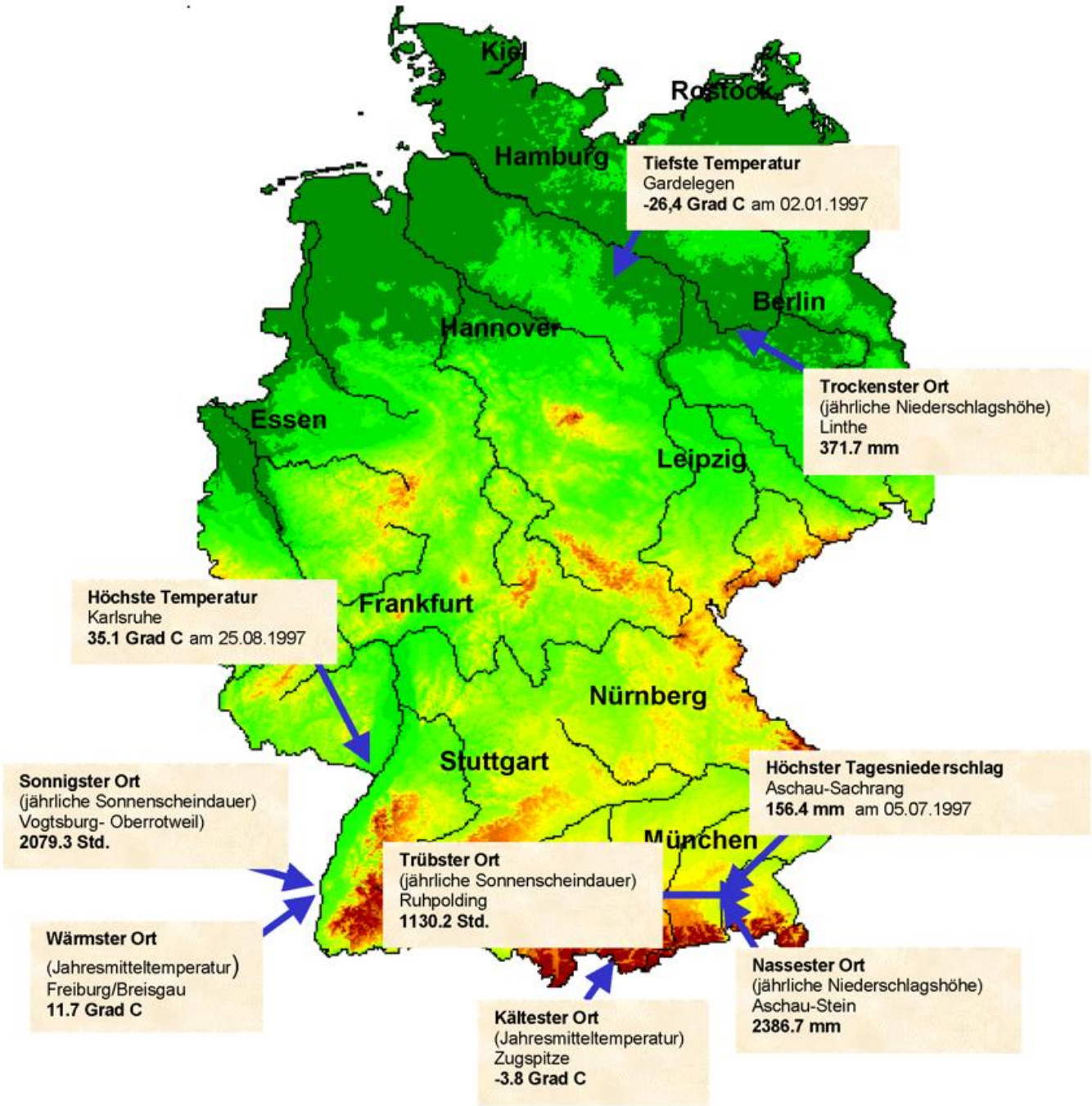
80 Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

82 Anschriften der Autoren

84 Impressum

85 Index

Extremwertkarte für das Jahr 1997



Stationskennziffer	Name	Koordinaten	Meßnetze
3169	Gardelegen	52°31'N, 11°24'E	Klima
47054	Linthe	52°10'N, 12°47'E	Niederschlag
2698	Karlsruhe	49°02'N, 08°22'E	Klima
2305	Vogtsburg- Oberrotweil	48°06'N, 07°38'E	Sonne
2311	Freiburg/Breisgau	48°00'N, 07°51'E	Klima
4543	Ruhpolding	47°44'N, 12°40'E	Klima
92424	Aschau-Sachrang	47°42'N, 12°16'E	Niederschlag
92426	Aschau-Stein	47°44'N, 12°18'E	Niederschlag
4155	Zugspitze	47°25'N, 10°59'E	Klima

Einleitung

Die Idee, einen jährlichen Klimastatusbericht für Deutschland herauszugeben, entstand aus dem Wunsch heraus, die breite Palette der Aktivitäten im Deutschen Wetterdienst rund um den Themenkomplex „Klima des vergangenen Jahres" darzustellen und in gebündelter Form Fachkollegen und der interessierten Öffentlichkeit zugänglich zu machen.

Der Bericht integriert dabei im wesentlichen vorliegende Arbeitsergebnisse, Veröffentlichungen und Berichte des DWD und stellt diesen ein gemeinsames Forum zur Verfügung. Über die Beiträge zum Klima des vergangenen Jahres hinaus runden Grundlagenartikel über das Klima, die Analyse- und Auswertemethodik sowie spezielle Übersichtsbeiträge zu aktuellen und geplanten Aktivitäten das Gesamtbild ab. Diese Kombination von regelmäßigen und gleichbleibenden Artikeln zum Klima des vergangenen Jahres auf der einen Seite sowie Grundlagen- und Übersichtsartikel auf der anderen Seite soll ausgewogen auch künftig erhalten bleiben.

Verbreitet werden wird der Klimastatusbericht im wesentlichen über das *World Wide Web* http://www.dwd.de/research/klis/ksb/ksb.htm und zunächst in geringer Stückzahl auch in gedruckter Form.

Der vorliegende Prototyp des Klimastatusberichts wurde Dank der Mitarbeit einer Reihe engagierter Autoren und Autorinnen und Dank des Einsatzes von geduldigen und (nicht nur EDV-technisch) versierten MitarbeiterInnen ermöglicht. Mit diesem Prototypen soll erprobt werden, ob die Idee eines regelmäßig jährlich erscheinenden Klimastatusberichts technisch wie organisatorisch realisierbar ist und welche Resonanzen und Anregungen er hervorruft. Er stellt den Ansporn für eine regelmäßige Fortsetzung der Arbeiten dar, die auch in einem erweiterten Forum ausgestaltet werden können. Fachbeiträge und Ideen werden dabei gerne aufgenommen und, soweit möglich, in nachfolgenden Ausgaben Berücksichtigung finden. Zu Art und Umfang einer möglichen, künftigen Form des Klimastatusberichts ist auch die Reaktion von Ihnen, liebe Leserin und lieber Leser, wichtig und willkommen.

In diesem Sinne wünsche ich Ihnen eine interessante Lektüre und vielleicht erübrigen Sie etwas Zeit für einen kurzen Kommentar (mwerscheck@dwd.d400.de).

Mit freundlichem Gruß



RDir M. Werscheck
(Leiter des Referates
Grundlagen der Klimaüberwachung)

Klimaüberwachung beim DWD

- aktuelle Aktivitäten und Tendenzen -

P. Hechler

Untersuchungen zur Klimadiagnose und -variabilität gehören zu den Schwerpunktthemen unserer Zeit. Nicht erst seit den Veröffentlichungen des IPCC besteht die berechtigte Sorge der Menschheit, durch irreversible Eingriffe in das Klimasystem die natürlichen Lebensgrundlagen zu gefährden oder zu zerstören. Ebenso sind Kenntnisse der Auswirkungen der natürlichen Klimavariabilität auf die Ökosphäre von hohem gesellschaftlichen Interesse.

Es kommt in diesem Zusammenhang darauf an, jede ‚gefährliche' Entwicklung frühzeitig zu erkennen, den Ursache- Wirkungsmechanismus zu verstehen und notwendige Abhilfemaßnahmen wissenschaftlich herzuleiten und politisch durchzusetzen.

Entsprechend einer in Deutschland bestehenden bzw. verabredeten Arbeitsteilung hinsichtlich Klimadiagnose, Klimaszenarienrechnung und Klimafolgenforschung konzentriert sich der Deutsche Wetterdienst auf eine operationelle Klimaüberwachung, hauptsächlich auf Basis von Beobachtungswerten aller Art.

Dabei wird als Gegenstand der Klimaüberwachung die Atmosphäre einschließlich ihrer Unterlage in Bezug auf physikalische Struktur und chemische Zusammensetzung gesehen.

Als Informationsquellen kommen Datenkategorien in Betracht, die fortlaufend zur Verfügung stehen und deren Auswertung im Verbund angestrebt wird:

- In-situ Messungen
- Daten operationeller Satelliten und bodengestützter Fernerkundungsgeräte
- Daten des operationellen numerischen Wettervorhersagesystems.

Die Aufgabe erstreckt sich von der Formulierung spezifischer fachlicher Anforderungen an die verschiedenen Meßprogramme über Maßnahmen zur Erstellung einer geeigneten Datenbasis bis hin zur Entwicklung und Anwendung von Verfahren der Datenauswertung und -interpretation.

Die nachstehende Graphik skizziert ausgewählte Aktivitäten der Klimaüberwachung beim Deutschen Wetterdienst. Insbesondere wird verdeutlicht, daß der DWD eine Klimaüberwachung im umfassenden Sinne gewährleistet.

Zukünftige Schwerpunkte werden im Bereich der Ableitung klimatauglicher Daten aus Fernerkundungssystemen [insbesondere Satellitensysteme der nächsten Generation

(MSG, EPS)] gesetzt. (Siehe auch den Beitrag "The use of satellite data for climatological applications")

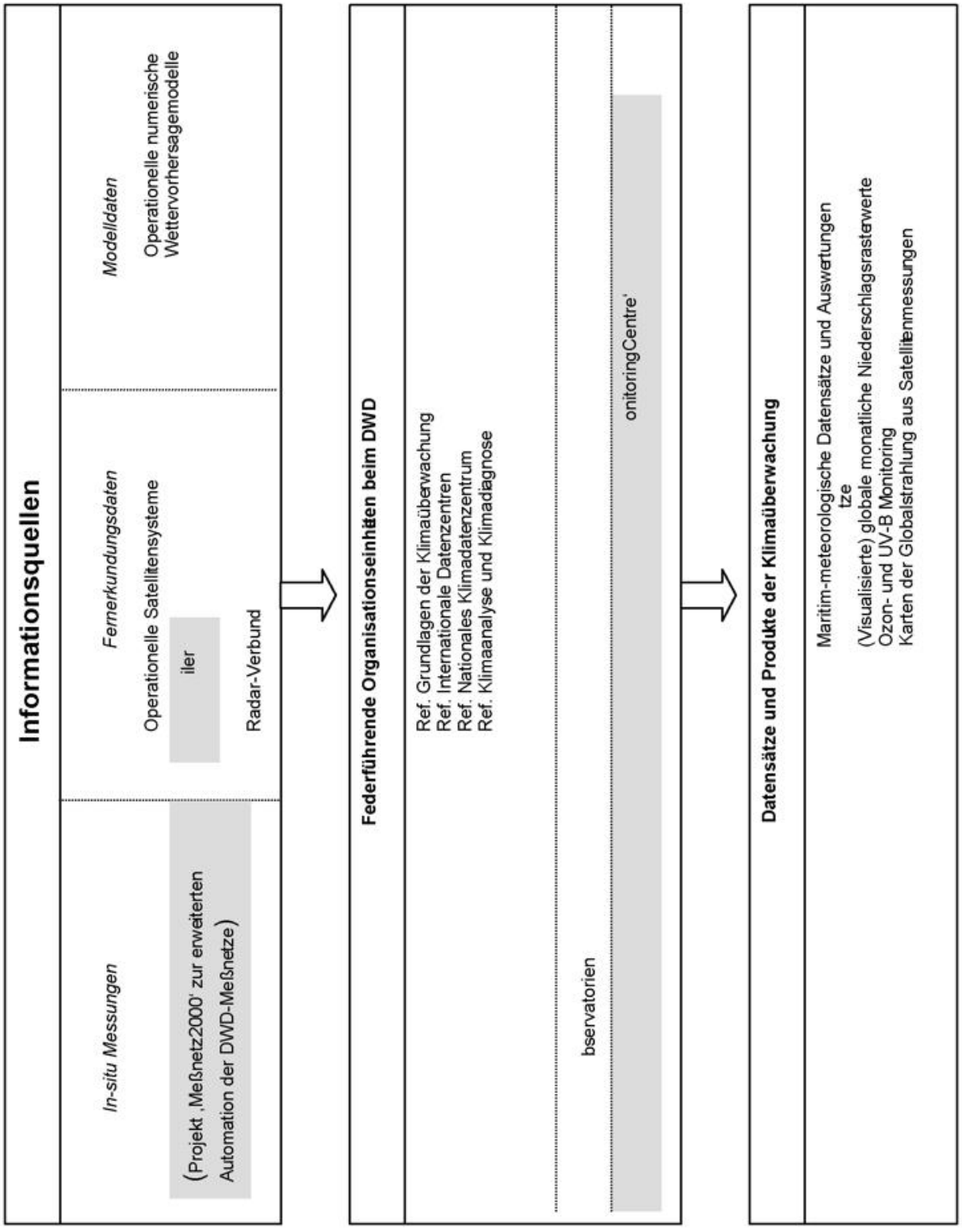


Abb.1 Ausgewählte Klimaüberwachungsaktivitäten beim DWD (grau unterlegt: im Planungs- oder experimentellen Stadium)

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland

P. Fuchs, G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Das Klima in Deutschland wird durch die allgemeine atmosphärische Zirkulation, die durch unterschiedliche Sonneneinstrahlung, Erdrotation und Land-Meer-Verteilung entsteht, bestimmt. Das Bundesgebiet liegt im Einflußbereich der Westwindzone, deren eingelagerte Hoch - und Tiefdruckgebiete einen ständigen Wechsel zwischen meridionalen und zonalen Windsystemen in allen Jahreszeiten bewirken. Die Folge davon sind ausreichende Niederschläge und gemäßigte Temperaturen mit einem ausgeprägten Tages- und Jahresgang. Die überwiegend vom Atlantik herangeführten Luftmassen verlieren im Landesinnern an Wetterwirksamkeit, wodurch der maritime Charakter des Klimas in Deutschland von West nach Ost abnimmt. Gleichzeitig nimmt der kontinentale Einfluß von Nordwest nach Südost zu, wird aber durch zunehmende Strukturierung des Reliefs modifiziert.

Die mittlere Verteilung des Niederschlags in der Referenzperiode 1961-1990

Die räumliche Verteilung der Niederschlagshöhen in Deutschland ist stark vom Relief beeinflußt. Mit zunehmender Geländehöhe nimmt der Niederschlag zu. Gleichzeitig wirkt sich die Lage der Gebirgssysteme relativ zur Anströmrichtung durch Stau- bzw. Lee-Effekte aus. Außerdem nimmt der Niederschlag mit zunehmender Kontinentalität ab.

Die mittleren jährlichen Niederschlagshöhen des Bezugszeitraums 1961-1990 (Abb.1) umfassen einen Bereich von 400 mm (Lee des Harzes) bis 3200 mm (Alpen), wobei Werte zwischen 500 mm (im Osten) und 800 mm (im Nordwesten) typisch sind für den größten Teil Deutschlands.

Die Mittelgebirge zeigen deutlich die Zunahme des Niederschlags mit der Höhe, wobei Staueffekte klar zu erkennen sind. Charakteristisch ist auch der Übergang von maritim beeinflußtem und damit feuchtem zu kontinentalem trockenerem Klima mit zunehmender östliche Länge.

In den hydrologischen Halbjahren dieses Zeitraumes ergeben sich Niederschlagshöhen zwischen 230 und 1800 mm im hydrologischen Sommerhalbjahr (Mai-Oktober) und 130 bis 1400 mm im hydrologischen Winterhalbjahr (November-April). Am häufigsten kommen im Sommerhalbjahr Werte zwischen 250 und 450 mm vor, im Winterhalbjahr liegen sie durchschnittlich 50 mm bis 100 mm niedriger. Demnach ist das Sommerhalbjahr überwiegend nasser als das Winterhalbjahr, vereinzelt weist jedoch das Winterhalbjahr infolge starker Staueffekte höhere Werte als das Sommerhalbjahr auf, wie z. B. im Harz, Sauerland und Schwarzwald.

Die mittlere Tagesmitteltemperatur der Referenzperiode 1961-1990 für Sommer und Winter

Die Lufttemperatur wird im wesentlichen durch die Einstrahlung der Sonne bestimmt und weist damit eine Abhängigkeit von der geographischen Breite auf. Darüber hinaus sind die Entfernung zum Meer und die Höhe über dem Meeresspiegel entscheidende Faktoren, welche die Temperaturverteilung beeinflussen. Die mittlere Temperaturabnahme mit der Höhe beträgt in der freien Atmosphäre 0.65K/100m. Die mittlere Abnahme mit der Geländehöhe fällt mit durchschnittlich 0.5K/100m jedoch etwas geringer aus und ist darüber hinaus regional sehr unterschiedlich.

Die Verteilung der mittleren Tagesmitteltemperatur im Sommer (Abb. 3) zeigt niedrige Werte in der Küstenregion, die mit zunehmender Entfernung vom Meer steigen und weiter nach Süden stark vom Relief beeinflußt werden, wobei sie i. a. wegen der zunehmenden Geländehöhe zurückgehen. Niedrige Gebiete weisen dagegen mit abnehmender geographischer Breite höhere Temperaturen auf wie beispielsweise im Rheintal, das zusätzlich durch seine geschützte Lage begünstigt ist.

Im Winter zeigt sich ein umgekehrtes Bild (Abb. 4). Die Küstenregionen weisen höhere Tagesmitteltemperaturen auf, die mit zunehmender Kontinentalität nach Südosten hin abnehmen. Relativ warm sind außerdem die flachen Gebiete in niedrigerer geographischer Breite und die Leegebiete der Mittelgebirge.

Die mittleren Tagestemperaturen liegen im Sommer überwiegend bei 16 bis 18 ^{0}C, im Winter zwischen 0 und 2 ^{0}C. Die höchsten Werte ergeben sich im Sommer mit 19 ^{0}C am Oberrhein und im Winter mit 3.4 ^{0}C am Niederrhein. Mit 2.1 ^{0}C im Sommer und -10.4 ^{0}C im Winter weist die Zugspitze die niedrigsten Temperaturen auf.

Die mittlere Verteilung der jährlichen Sonnenscheindauer in der Referenzperiode 1961-1990

Bei der jährlichen Sonnenscheindauer zeigt sich kein klarer Bezug zum Relief. Den meisten Sonnenschein findet man in Deutschland im Mittel im Nordosten, insbesondere an der Küste Vorpommerns, wobei auf der Insel Usedom Werte von über 1900 Std. auftreten. Relativ hohe Werte treten auch in Süddeutschland, vor allem im Alpenvorland und an der Donau auf.

Relativ sonnenscheinarm sind hingegen die nordwestlichen Mittelgebirge vom Westerwald bis zum Weserbergland sowie das Gebiet zwischen Ems und Weser. Dabei werden örtliche Werte von 1300 Std. unterschritten.

Für den Zeitraum 1981-1995 zeigt die Abbildung 5 die mittleren Jahressummen der Globalstrahlung, bezogen auf die horizontale Empfangsebene. Diese Karte wurde mittels Geostatistik unter Verwendung von Bodenmessungen von 41 Stationen des Strahlungsmeßnetzes des DWD und von aus Satellitenmessungen abgeleiteten Werten im Raster von 1 km erstellt.

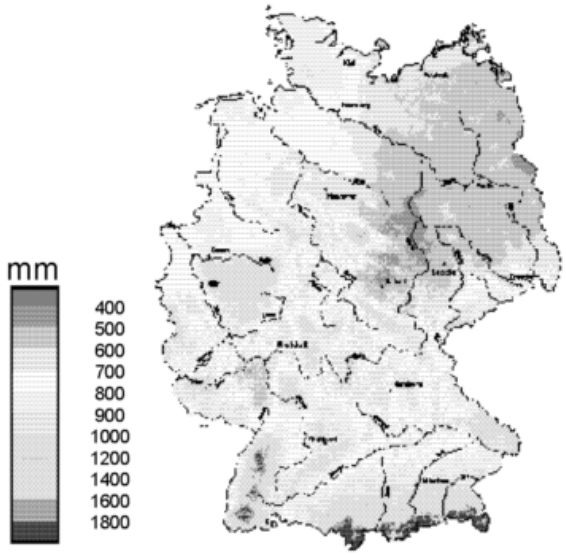


Abb. 1 Jährliche Niederschlagshöhe 1961 - 1990

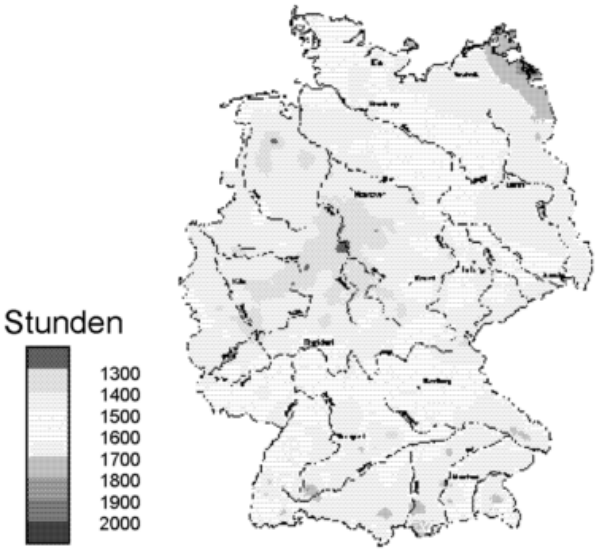


Abb. 2 Jährliche Sonnenscheindauer 1961 - 1990

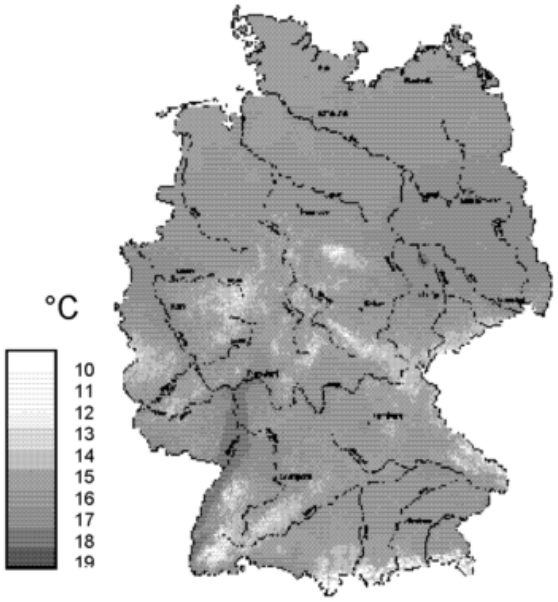


Abb. 3 Lufttemperatur Sommer (Jun - Aug) 1961 - 1990

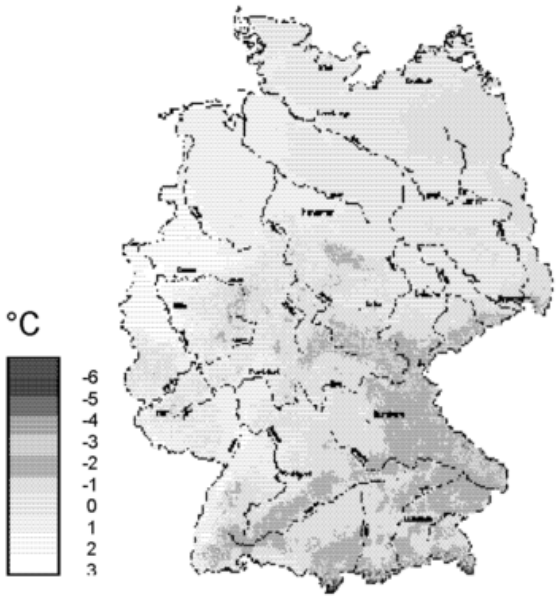


Abb. 4 Lufttemperatur Winter (Dez - Feb) 1961 - 1990



Abb. 5 Globalstrahlung in Deutschland Jahressummen in kWh/m^2 1981 - 1995

Die Witterung in Deutschland im Jahr 1997

G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Das Jahr 1997 war in Deutschland insgesamt relativ warm, sonnig und trocken.

Die Mitteltemperatur für Deutschland basierend auf einem 1 km Raster betrug 8.9 °C und lag damit um 0.7 K über dem Wert für den internationalen Referenzzeitraum 1961-90 (Abb. 1 bis 3).

Am wärmsten war es am Rhein und in seinen Seitentälern mit Werten bis 11.8 °C. Ansonsten lagen die Jahresmittelwerte in den Niederungen zwischen 8 und 10 °C und nahmen mit der Höhe kontinuierlich ab, so daß oberhalb 500 m die Mitteltemperaturen durchweg unter 10 °C und oberhalb von 1500 m generell unter 5 °C lagen.

Die Abweichungen vom Referenzzeitraum lagen zwischen +1.9 und -0.4 K, wobei negative Abweichungen aber nur örtlich sehr vereinzelt auftraten. Auf 95 % der Fläche bewegten sich die Abweichungen zwischen 0 und +1 K. Größere positive Abweichungen traten insbesondere in den höheren Lagen Baden-Württembergs auf, während in Sachsen die Abweichungen im allgemeinen unter +0.5 K blieben.

Die jährliche Sonnenscheindauer bewegte sich zwischen 1456 und 2079 Stunden mit einem Mittelwert von 1741 Stunden. Besonders sonnenscheinreich waren Südwestdeutschland, Südbayern, die Küsten und Ostdeutschland (Abb. 5).

Im Mittel betrug die Sonnenscheindauer 1997 in Deutschland 113 % des vieljährigen Referenzwerts, wobei Extreme bis 158 % und bis 94 % auftraten. Werte unter 100 % waren aber nur ganz lokal festzustellen. Besonders hohe Abweichungen zeigten sich an Mittelrhein und Mosel, im oberen Wesertal und an der unteren Saale. Nur wenig über den vieljährigen Vergleichswerten lag die Sonnenscheindauer an der Ostseeküste östlich von Rügen sowie in Teilen Südbayerns.

Vergleicht man die Jahressummenkarte der Globalstrahlung des Jahres 1997 mit der mittleren Jahressummenkarte und stellt die prozentualen Abweichungen flächenhaft dar (s. Abb.6), so zeigen das nördliche Niedersachsen, Mecklenburg und die Mittelgebirge einen Strahlungsgewinn von etwa 18 %. Lokale Unterschiede können bis zu 27 % betragen. Weniger strahlungsbegünstigt sind das südliche Sachsen, das nördliche Baden-Württemberg, der östliche Bayerische Wald und der Raum Berchtesgaden mit einem Verlust von bis zu - 7 %. Im Gesamtverlauf ist das Jahr 1997 ein strahlungsreiches Jahr. Es fällt auf, daß die größeren positiven Abweichungen vorallem über dem Bergland festzustellen sind, über Gebieten, die normalerweise durch die dort verstärkte, konvektive Bewölkung weniger Sonnenstrahlung empfangen. Vermutlich ist diese Änderung auf verminderte Feuchtigkeit und Verdunstung zurückzuführen. Geringe oder keine wesentliche Änderungen sind dagegen in Gebieten zu beobachten, die ohnehin viel Sonnenstrahlung aufweisen.

Die mittlere räumliche, relative Abweichung, bezogen auf das langjährige Mittel, beträgt 8,3 %. Bei diesem Abweichungsmaß können sich durchaus große positive und negative Abweichungen zu einem kleinen Wert der Prüfgröße ausgleichen.

Die mittlere Niederschlagshöhe für Deutschland basierend auf einem 1 km Raster betrug 1997 713 mm, wobei Extremwerte von 343 und 3401 mm auftraten. Die räumliche Struktur der Verteilung der Niederschläge wich nicht wesentlich von der Verteilung im vieljährigen Mittel ab. Besonders niederschlagsreich waren wie üblich die Alpen mit ihrem Vorland und die Mittelgebirge. Weniger als 500 mm Niederschlag fiel im nördlichen Oberrheingraben und in großen Teilen Ostdeutschlands, insbesondere im Elbe-Havel-Gebiet.

Insgesamt fielen in Deutschland 1997 91 % des vieljährigen Niederschlags. Die extremen Abweichungen lagen bei 53 und 150 %. Besonders trocken war es in Südhessen, auf der Schwäbischen Alb und im westlichen Alpenvorland, wo 75 % des vieljährigen Niederschlags oft nicht erreicht wurden. Relativ feucht war es westlich des Rheins, in Südostbayern, zwischen Weser und Elbe sowie entlang der Oder. Das vieljährige Jahresmittel wurde aber auch dort nur örtlich überschritten. Positive Abweichungen traten insgesamt nur auf knapp 1.5 % der Fläche Deutschlands auf.(Abb. 4)

Im Jahresverlauf wich die Witterung zeitweise deutlich von den Jahresmittelwerten ab. So war der Winter (Dezember 1996 - Februar 1997) im größten Teil Deutschlands kälter als im vieljährigen Durchschnitt. Nur auf den höheren Bergen war der Winter mild. Der Sommer (Juni - August) wurde zwar aufgrund mehrerer Regenperioden oft als kühl empfunden, war aber objektiv durchweg zu warm, wobei besonders in Norddeutschland verbreitet positive Abweichungen von mehr als 2 K auftraten.

Im einzelnen ergab sich folgender Jahresverlauf der Witterung:

Der Januar begann mit einer extremen Kälteperiode, wobei Minimumtemperaturen bis -26.4 ° C (Braunschweig am 02. 01.) auftraten. In der Höhe wurde die Kaltluft schon recht bald durch wärmere Luft verdrängt, während sich insbesondere in den Niederungen Süddeutschlands über einer Schneedecke eine flache Kaltluftschicht hielt. Örtlich ergaben sich neue Rekordwerte für die Länge der Frostperiode (Mannheim 26 Tage, bisher 24 Tage seit 1936). Insgesamt war der Monat unterhalb von 800 m zu kalt (bis -4.2 K in Mannheim), während die Berge oberhalb 1000 m einen zu milden Januar verzeichneten (Wendelstein +4.8 K). Der Monat war sehr niederschlagsarm. Örtlich (Arkona auf Rügen, Ulm, Kempten) war es der trockenste Januar seit Beginn der Messungen.

Der Februar war sehr mild und niederschlagsreich mit einigen starken Winterstürme (am 13. und. 14. 2. in Süddeutschland sowie am 20. und 24. - 27. 2.) wobei Spitzenböen bis 122 km/h im Flachland (Köln) und 178 km/h auf den Bergen (Brocken) auftraten. Starkniederschläge mit Tageswerten bis 132 mm (Baiersbronn am 25. 2.) führten zu örtlichen Überflutungen und zu Hochwasser an Saar und Mosel.

Auch der März war mild, aber nicht mehr so naß. Erneut traten starke Stürme auf mit Böen bis 131 km/h im Flachland (Gera) und 189 km/h auf den Bergen (Brocken).

Der April war kühl und die Niederschläge lagen meist unter dem vieljährigen Durchschnitt. In der zweiten Monatshälfte gäbe es nochmals winterliche Kälteeinbrüche mit Schneefällen in Süddeutschland.

Die Monate Mai bis Juli waren niederschlagsreich bei durchschnittlichen Temperaturen. Verschiedentlich traten sommerliche Gewitter mit Sturmböen, Hagelschlag und Starkniederschlägen auf. Herausragendes Ereignis der Sommermonate war das Hochwasser an der Oder, das jedoch im wesentlichen durch Starkniederschläge im Odereinzugsgebiet des benachbarten Auslands verursacht wurde.

Nach feuchtkühlem Beginn wurde der August in Deutschland warm und trocken.

Der September war in Deutschland meist warm und recht trocken. Es traten die ersten Herbststürme auf.

Der Oktober war sehr kühl und feucht und es gab erste Wintereinbrüche mit Schnee- und Eisglätte.

Der November war in Norddeutschland insgesamt kühl, im Süden mild und meist trocken.

Der Dezember war nach recht kühlem Beginn insgesamt mild, die Niederschläge waren recht unterschiedlich. Gebietsweise wurden nur 80 Prozent, örtlich aber auch fast das doppelte der normalen Niederschlagsmenge gemessen.

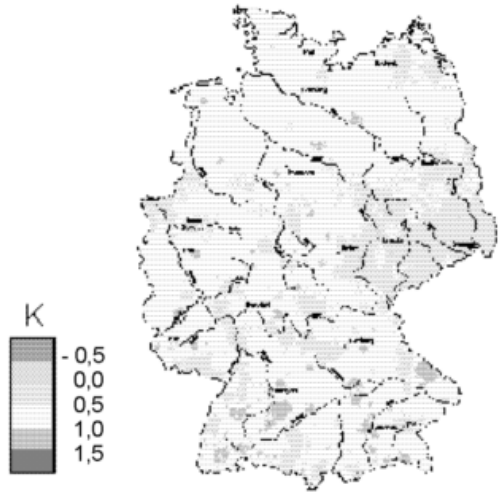


Abb. 1 Temperaturabweichung 1997 vom Mittel 1961 - 1990

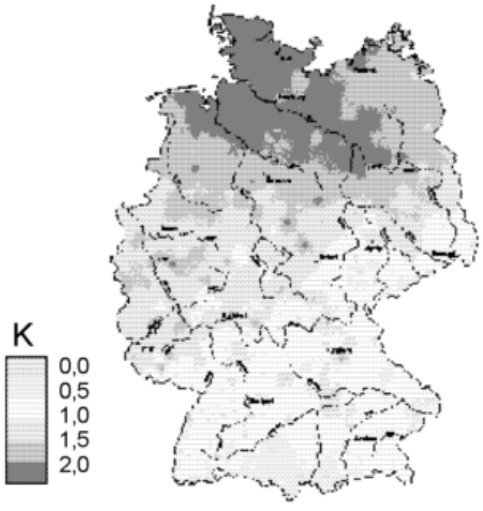


Abb. 2 Temperaturabweichung Sommer (Jun - Aug) 1997 vom Mittel 1961 - 1990

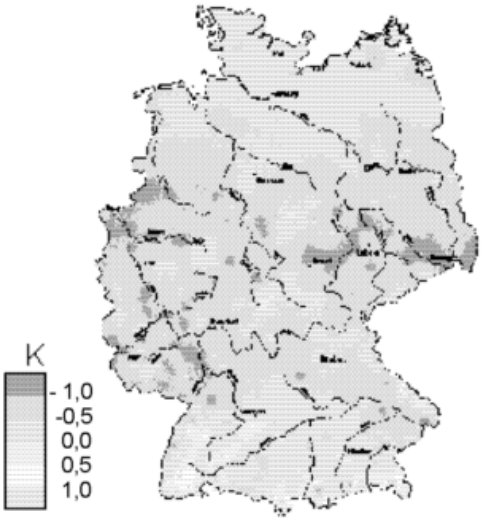


Abb. 3 Temperaturabweichung Winter (Dez - Feb)1997 vom Mittel 1961 - 1990

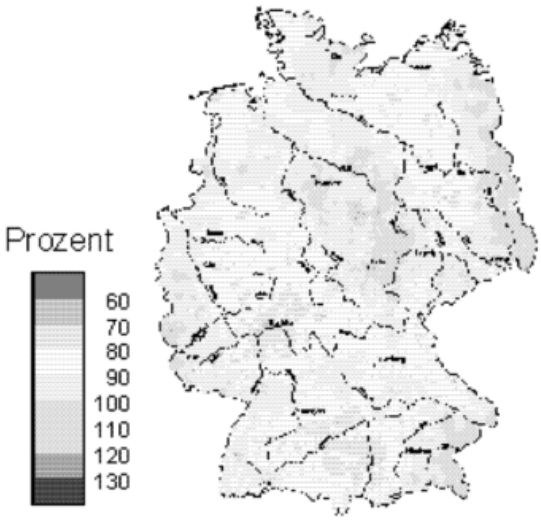


Abb. 4 Niederschlagsabweichung 1997 vom Mittel 1961 - 1990

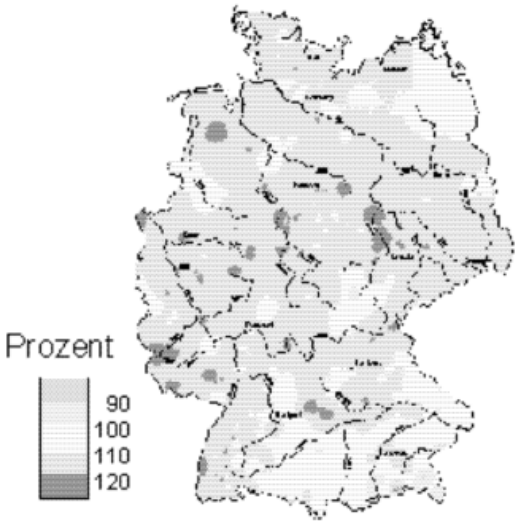


Abb. 5 Sonnenscheinabweichung 1997 vom Mittel 1961 - 1990



Abb. 6 Globalstrahlung in Deutschland Abweichung der Jahressummenmittel 1997 vom Jahresmittel 1981 - 1995 in Prozent

Deutsche Küstengebiete

C. Lefebvre

Das Jahr 1997 war im norddeutschen Küstenraum zu warm, zu trocken und überdurchschnittlich sonnig. Die Jahresmitteltemperaturen lagen mit 8.5 °C bis 9.5 °C um 0.5 bis 1.0 K über den Mittelwerten des Bezugszeitraums 1961-1990. Die Sonne schien zwischen knapp 1800 Stunden am Stettiner Haff und 2042 Stunden am Kap Arkona, das auch 1997 wieder zu den sonnenscheinreichsten Orten Deutschlands zählte. Damit wurden die vieljährigen Vergleichswerte um 5 bis 15 % überschritten. Die Jahresniederschläge lagen zwischen 460 mm im Norden Rügens bzw. 470 mm im Bereich der Wismarer Bucht und 660 mm im Gebiet der Elbmündung, was einem Defizit von meist 5 bis 30 % entsprach.

Das Berichtsjahr begann bei anhaltendem Hochdruckwetter im Januar extrem trokken, kalt und mit 57 bis 85 Stunden (150-225 %) ungewöhnlich sonnenscheinreich. Die Monatsmitteltemperaturen bewegten sich zwischen +0.5 °C auf Helgoland und knapp -3.0 °C in Ueckermünde, womit der Monat um 1.0 bis 3.0 K zu kalt ausfiel. In den ersten Januarnächten wurden über einer verbreitet dünnen Schneedecke vereinzelt sogar Luftfröste um -20 °C verzeichnet. Die Zahl der Frosttage (Minimum < 0 °C)(16 bis 25) als auch die Zahl der Eistage (Maximum < 0 °C)(9 bis 13) überschritten die vieljährigen Vergleichswerte. Sie erreichten aber nicht die Werte von Januar 1996, in dem an 16 bis 21 Tagen Dauerfrost geherrscht hatte. Ähnlich gering wie im Januar des Vorjahres, dem bisher trockenstem seit Beginn der Niederschlagsbeobachtungen, waren die Niederschläge. Sie blieben an der Ostseeküste verbreitet unter 1 mm, an der Nordseeküste zwischen 1 und 6 mm, was lediglich 2 bis 10 % der vieljährigen Vergleichswerte entspricht. Aufgrund der vorherrschenden Hochdrucklagen blieb die Zahl der Tage mit Starkwind (Bft. $\geq$6) und mit Sturm (Bft.$\geq$8) meist deutlich unter den Erwartungswerten.

Einen ganz anderen Charakter hatte der Februar. Nicht nur nach den Temperaturen, die im Monatsmittel mit knapp 3.0 bis 5.0 °C um 2.0 bis 4.0 K über den vieljährigen Mittelwerten lagen, auch nach den vergleichsweise hohen Windgeschwindigkeiten. Bei vorherrschenden Winden aus West bis Südwest war dieser letzte Wintermonat eher frühlingshaft. Infolge der vorherrschend zyklonalen Witterung fiel er erheblich zu naß aus. Mit Niederschlagshöhen von 30 bis 80 mm wurde das Monatssoll um 15 % an der Nordspitze Rügens bis 170 % im Bereich des Ostseebades Boltenhagen übertroffen. Die Sonnenscheindauer lag mit 70 bis 80 Stunden im Bereich der vieljährigen Mittel.

Das überdurchschnittliche Temperaturniveau setzte sich im März, allerdings gemäßigter, fort. Der erste Frühlingsmonat fiel mit knapp 4.0 °C bis 6.0 °C um 1.0 bis 2.0 K zu warm aus. Dabei resultierte der Wärmeüberschuß nahezu ausschließlich aus der deutlich zu milden ersten Monatshälfte. Allein der 2. März brachte bei Zufuhr subtropischer Luft und starker Einstrahlung einigen Stationen an der vorpommerschen Ostseeküste neue Rekordtemperaturen (Greifswald 17.1 °C, Ueckermuende 17.9 °C). Die 2. Märzhälfte war dagegen winterlich geprägt. In den Nächten zum 17. und 19.

führte Schneefall vorübergehend sogar zu einer geschlossenen Schneedecke. Die Sonne schien mit 110 bis 190 Stunden um 10 bis 65 % länger als gewöhnlich, und die Niederschlagshöhen von 25 bis 50 mm entsprachen einem Defizit von 5 bis 50 %. Lediglich auf Helgoland war es zu naß.

Zu sonnig (105 bis 120 %) und zu trocken verlief auch der April. Mit Niederschlagshöhen von meist nur 20 bis 35 mm wurden nur 50 bis 75 % der Bezugswerte erreicht. Bei lang andauernden Perioden vorherrschender Nordwest- und Westwinde gestaltete sich die Witterung zeitweise sehr windig. Sowohl die Zahl der Tage mit Starkwind als auch die mit Sturm lag an nahezu allen Küstenabschnitten um 1 bis 3 über dem Durchschnitt. Mit 5.5 bis 7.0 °C befanden sich die Mitteltemperaturen im Bereich der vieljährigen Mittel. Etwas höher als normal war dabei mit 2 bis 8 Tagen die Zahl der Frosttage an der Ostseeküste.

Ein etwas durchschnittliches Temperaturniveau (Abweichungen von +0.2 K bis -0.5 K) kennzeichnete mit 9.0 und 12.5 °C ebenfalls den Mai als letzten Frühlingsmonat. Dabei rahmten zwei recht kühle Monatsdrittel den sommerlich warmen Abschnitt der 2. Dekade ein, in der die ‚Eisheiligen' frostfrei blieben. Teils gewittrige Schauerniederschläge führten vor allem an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns zu einem deutlichen Niederschlagsüberschuß. Es fielen 50 bis 85 mm, womit auf Kap Arkona der Vergleichswert um 110% übertroffen wurde. Die Sonnenscheindauer verfehlte mit 195 bis 240 Stunden ihre Sollwerte um 10 bis 15 %.

Der Sommer begann moderat. Mit Monatsmitteltemperaturen zwischen 14.5 und 16.5 °C war der Juni um 0.5 bis 1.5 K zu warm. 210 bis 265 Sonnenscheinstunden bedeuteten fast überall eine ausgeglichene Monatsbilanz oder einen leichten Überschuß bis 20 %. Warmes Sommerwetter herrschte vor allem vom 05. bis 14. und in den letzten Junitagen. Allerdings traten in diesen Zeiträumen bei Zufuhr feuchter, schwül-warmer Luft ergiebige Regenschauer und Gewitter auf, die zu Tagessummen um 30 mm führten. Die insgesamt hohe Anzahl von 5 bis 11 Gewittertagen prägte die Höhe der Monatssummen. Während sich entlang der Nordseeküste niederschlagsärmere und niederschlagsreichere Gebiete abwechselten, nahmen an der Ostseeküste die monatlichen Niederschlagshöhen von Westen nach Osten deutlich zu. Fielen im Nordteil der schleswig-holsteinischen Ostseeküste nur unterdurchschnittliche 25 mm, so verzeichnete die Odermündung mit 115 mm einen Überschuß bis zu 105 %.

Der Juli bot mit 17.0 und 18.5 °C und damit positiven Temperaturabweichungen von 1.0 bis 2.0 K sowie einem um 10-25 % überdurchschnittlichen Sonnendargebot von 235 bis 317 Stunden eine leichte Steigerung des Sommerwetters. Über längere Zeit sorgte hoher Luftdruck über Nordeuropa für warmes, aber nicht heißes Wetter in den Küstengebieten. So gab es nur vereinzelt bis zu 3 Sommertage (Maximum $\geq$ 25 °C), verbreitet aber nur einen oder keinen. Örtliche Starkregenfälle von bis zu 99 mm (am 18.07. an der Station Glücksburg-Meierwik) führten zu einem breit gefächerten Niederschlagsangebot. Monatshöhen von 30 mm am Kap Arkona bis über 130 mm im Bereich der Flensburger Förde bedeuteten 50 und 150 % der Vergleichswerte.

Den absoluten Höhepunkt dieses Sommers setzte der August, der mehrere Rekorde aufstellte. Mit Mitteltemperaturen, die für die Nord- und Ostseeküste einheitlich zwischen 20.5 und 21.5 °C lagen, war er der wärmste August seit Beginn der regelmäßigen Temperaturmessungen in Norddeutschland um die Mitte des vorigen Jahrhunderts. Gegenüber den Mittelwerten des Bezugszeitraums 1961-1990 fiel er um 4.0 bis 5.0 K zu warm aus. Noch nicht dagewesen war auch die hohe Zahl der Sommertage. Mit Ausnahme von Helgoland lag sie sogar auf allen Inseln mit 12 bis 17 im zweistelligen Bereich, was meist dem 6- bis 8fachen der vieljährigen Vergleichswerte entspricht. Am Greifswalder Bodden wurden sogar bis zu 21 Sommertage (statt im Mittel 4) erreicht. Maximumtemperaturen von mindestens 30 °C (sog. heiße Tage) traten vorwiegend in den Küstengebieten an 3 bis 7 Tagen, in List auf Sylt und Westermakelsdorf auf Fehmarn an einem 1 Tag auf. Die Sonne schien zwischen 260 und 315 Stunden, und überschritt damit die Erwartungswerte um 20 bis 35 %. Am Kap Arkona, wo an 22 Tagen die Sonne über 10 Stunden lang schien, wurden mit insgesamt 353 Stunden sogar 144 % vom Mittel verzeichnet. Hier wie auch im Bereich der Wismarer Bucht, fielen lediglich 10-15 mm Regen und damit nur ca. 15 % vom Soll. Auch an den übrigen Küstenabschnitten waren mit 25 bis 55 mm Niederschlagsdefizite von 15 bis 65 zu verzeichnen. Verantwortlich für diese außergewöhnliche Witterung war die anhaltende Zufuhr trockener und warmer Festlandsluft mit einer östlichen Strömung am Rande eines beständigen russischen Hochs.

Im September traten dann nach einem warmen Monatsbeginn von Ende der 1. Dekade bis zur Mitte der 2. Dekade die ersten Herbststürme mit Windstärken bis Bft. 11 auf. Das Temperaturniveau ging kontinuierlich zurück, und in der 2. Monatshälfte, die von einer ruhigen Hochdruckwetterlage geprägt war, gab es örtlich die ersten leichten Fröste in Bodennähe. Insgesamt fiel dieser erste Herbstmonat jedoch mit Mitteltemperaturen zwischen 13.5 und 15.5 °C als vierter Monat in Folge noch um 0.5 bis 1.5 K zu warm aus. Die Sonnenscheindauer lag mit 140 bis 180 Stunden um bis zu 15 % über den Mittelwerten. Wiederum herrschte Niederschlagsarmut. 10 bis 40 mm an der Ostseeküste entsprachen nur 20 bis 70 % der Vergleichswerte, 35 bis 65 mm an den Küsten der Deutschen Bucht 50 bis 80 %.

Im Gegensatz zu den Vormonaten gestaltete sich der Oktober mit 8.0 bis 11.0 °C um 0.5 bis 1.5 K zu kalt, aber meist zu sonnig. In der ersten Monatshälfte herrschte stürmische Witterung mit Böen von 10 bis 12 Bft.. Anschließend folgte ruhiges Hochdruckwetter mit kalten Luftmassen im letzten Monatsdrittel, in denen - von den Insel- und direkten Küstenstationen abgesehen - in nahezu allen Nächten Luftfröste zwischen -1 und -6 °C auftraten. Anders als im Mittel der Jahre dominierten West-, Nordwest- und Nordwinde, wobei die mittlere Windgeschwindigkeit die Bezugswerte um 2-3 Knoten überschritt. Niederschlagshöhen zwischen 50 und 75 mm bedeuteten für die Nordseeküste ein Defizit bis zu 20 %, im Ostseegebiet jedoch ein Überschreiten der Sollwerte um 25 bis 70 %.

Der November wurde nach einer milden ersten Monatshälfte besonders durch die deutlich zu kalte und sehr niederschlagsarme zweite Monatshälfte geprägt. So wies der letzte Herbstmonat bei Mitteltemperaturen zwischen 3.5 °C an der vorpommerschen Küste und 6.5 °C in Helgoland ein Wärmedefizit von 0.5 bis 1.5 K auf. Dabei

lag auch die Zahl der Frosttage, die sich zwischen 2 auf Sylt und 16 am Stettiner Haff bewegte, fast überall höher als gewöhnlich. Abgesehen von der Wismarer Bucht, wo es zu naß war, fielen mit 20 bis 40 mm nur ein Viertel bis ein Drittel der durchschnittlichen Niederschläge. Die Sonnenscheindauer lag überwiegend mit 50 bis 70 Stunden meist knapp unter oder um bis zu 20 % über ihren Sollwerten. Ausgesprochen ungewöhnlich war das Vorherrschen südöstlicher Winde.

Das Jahr schloß mit einem um 0.5 bis 1.0 K zu milden Dezember. Die Monatsmitteltemperaturen bewegten sich zwischen 1.5 °C an der Odermündung und 4.5 °C auf Helgoland. Dabei standen sehr kalten Tagen zur Monatsmitte zwei extrem milde Witterungsabschnitte unmittelbar gegenüber. Letztere waren mit einem Vorherrschen südwestlicher und südlicher Winde verbunden. Überdurchschnittlich häufig traten aber auch Winde aus Nordost und Ost auf, die für die Zufuhr von trockener Kaltluft arktischen Ursprungs und damit für die frostige Witterung zur Monatsmitte verantwortlich waren. Mit 6 bis 13 Tagen bzw. 1 bis 5 Tagen wurde jedoch an keinem Küstenabschnitt die im vieljährigen Mittel zu erwartende Anzahl an Frost- und Eistagen erreicht. Die Sonne erreichte nur auf Helgoland und den ostfriesischen Inseln mit 45 Stunden um 5 bis 10 % überdurchschnittliche Andauerzeiten. Sonst war es mit 30 bis 35 Stunden sonnenscheinarm. Verbreitet herrschte nun schon im fünften Monat in Folge zu trockene Witterung. Niederschlagshöhen von 60 bis 70 mm an der Nordseeküste und von 35 bis 55 mm an der Osteeküste bedeuteten ein Defizit zwischen 5 und 25 %.

Bemerkenswert war der Verlauf der Wassertemperaturen im Jahresverlauf 1997 in den Gewässern von Nord- und Ostsee (Abb.1). Ende Dezember 1996 hatte sich in den Boddengewässern und in den inneren Wattgebieten eine Eisdecke gebildet, die sich in der ersten Januarhälfte weiter ausdehnte. Die Wassertemperaturen stagnierten in den küstennahen Bereichen zwischen -1 und +1 °C, in den tieferen Gewässern um Helgoland bei etwa +3 °C. Mit der Milderung ab Mitte Januar setzte dann ein Eisrückgang ein. Zum Monatsende waren die Küsten, abgesehen von den Boddengewässern Mecklenburg-Vorpommerns, weitestgehend wieder eisfrei. Im milden Februar stiegen die Wassertemperaturen kontinuierlich an, während der saisonale Anstieg in den Folgemonaten zeitweise stagnierte oder gar rückläufig war. Ende Mai lagen die Wassertemperaturen um 0.5 bis 1.0 K unter den vieljährigen Vergleichswerten. In der 1. Junihälfte und 1. Julidekade, besonders aber im hochsommerlichen August bewirkte die kräftige Einstrahlung eine merkliche Erwärmung. In den ersten Augusttagen überschritten die Wassertemperaturen die 20 °C-Marke und hielten sich bis gegen Monatsende auf hohem Niveau. Monatsmitteltemperaturen bei 21.5 °C bedeuteten eine positive Abweichung von etwa 3.0 K an den Küsten der Nordsee und von bis zu 4.0 K an der westlichen Ostsee. Die tieferen Gewässer um Helgoland waren mit Mitteltemperaturen bei 19.5 °C um etwa 2.0 K zu warm. Doch bereits im September bewirkten die ersten Herbststürme eine rasche Abkühlung von bis zu 7.0 K in 7 Tagen im Bereich der westlichen Ostsee. Im Oktober waren dann bei weiterhin hoher Abkühlungsrate die positiven Temperaturabweichungen der Vormonate aufgezehrt. Während in den beiden letzten Monaten die Wassertemperaturen in der westlichen Ostsee und um Helgoland auf durchschnittlichem Niveau blieben, lagen

sie bei den ostfriesischen Inseln um rund 1.0 K unter den vieljährigen Vergleichswerten.

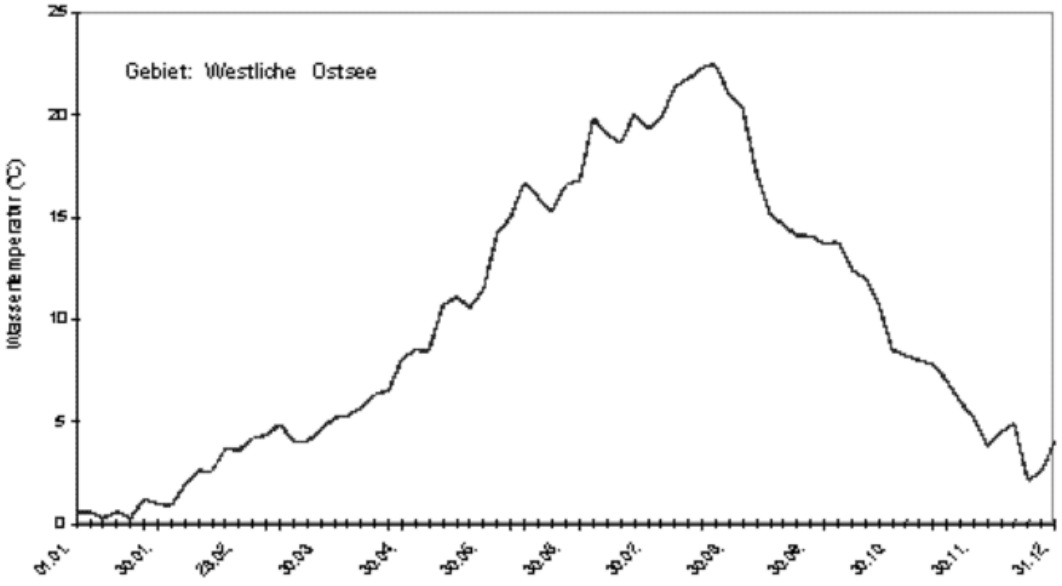


Abb. 1 Verlauf der Wassertemperatur 1997

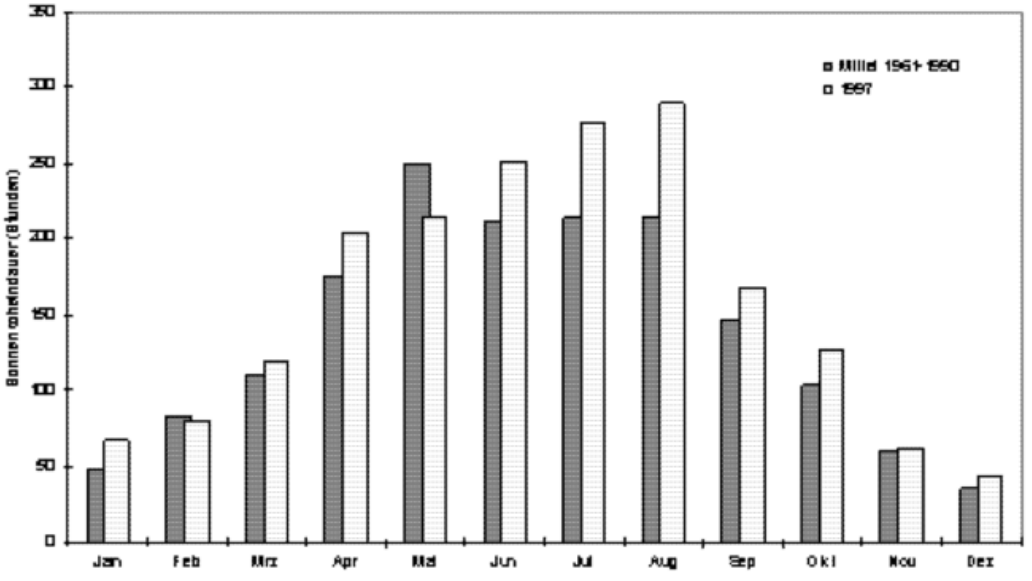


Abb. 2 Sonnenscheindauer Helgoland

Zwei außergewöhnlich starke Regenepisoden als Ursache des Oderhochwassers im Juli 1997

T. Fuchs , J. Rapp

Zu dem „Jahrhunderthochwasser“ der Oder im Juli 1997 führten nicht nur die intensiven Regenfälle der ersten Juliwoche (4.7.-7.7.). Erst das Auftreten einer zweiten Episode mit starken Niederschlägen zwischen dem 18. und 21. Juli sorgte für die lange Andauer des Hochwassers, die zur Dauerbelastung der Deiche wurde. Mittels eines im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie entwickelten Analyseprogrammes wurden alle Niederschlagsdaten aus den im DWD ankommenden weltweiten Wettermeldungen (SYNOP) ausgewertet. Daten von mehr als 400 Stationen aus dem östlichen Mitteleuropa konnten hierfür verwendet werden. Die Lage dieser Beobachtungsstationen ist in den Karten (Abb. 2 und Abb. 3) durch Punkte markiert.

Die Karte der Niederschlagshöhe vom 4. bis 7. Juli 1997 (Abb. 2) weist zwischen Breslau, Kattowitz und Brünn, also in den Sudeten und Beskiden, die Maxima der Niederschläge auf. Flächendeckend fielen dort in diesen vier Juli-Tagen mehr als 150 mm Regen. Spitzenwerte wurden für Pec Pod Snezkou mit 234 mm, Praded mit 359 mm und Lysa Hora mit 415 mm gemeldet. Aber auch im übrigen Einzugsgebiet des Oberlaufes der Oder gab es erhebliche Regenmengen. Erst nach Westen hin wurde es deutlich trockener. Einen Eindruck von der Intensität der Regenfälle gibt ein Vergleich mit den mittleren Niederschlagshöhen im Juli zwischen 1961 und 1990 (Abb. 1). Diese Mengen könnten in einem „normalen“ Julimonat erwartet werden. Von der Mitte Polens über Tschechien bis nach Niederösterreich fiel in nur vier Tagen die Niederschlagsmenge eines ganzen Monats (100 %), im Gebirge und im Wiener Umland sogar doppelt soviel (200 %).

Zur Verschärfung der Hochwassersituation führte knapp zwei Wochen später ein weiteres Regentief, in dessen Einflußbereich nochmals ungewöhnlich große Regenmengen von mehr als 50 mm gemessen wurden. Ein Schwerpunkt der Niederschlagstätigkeit trat abermals im Süden Polens und in den Sudeten auf, wo in den vier Tagen vom 18. bis 21.7.1997 Niederschlagshöhen von mehr als 100 mm gemessen wurden (Praded: 188 mm, Lysa Hora: 164 mm) (Abb. 3). Aber auch in Ostdeutschland, in Tschechien, der Slowakei und in Österreich gab es ungewöhnlich kräftigen Niederschlag (z.B. Brocken/Harz mit 168 mm). In nur vier Tagen fiel dort nochmals die gesamte für einen Monat Juli zu erwartende Regenmenge (100 %). Und bei diesem zweiten Ereignis blieb auch der Unterlauf der Oder vor Starkregenfällen nicht verschont, was die Deiche zusätzlich belastete.

Im ganzen Juli ist mehr Niederschlag gefallen, als man normalerweise im vieljährigen Mittel erwarten kann. Im Süden Polens und im Osten Tschechiens ist verbreitet mehr als das dreifache (das bedeutet 300 %), im Bergland sogar das vier- bis fünffache eines „normalen“ Juli gemessen worden (zum Beispiel auf dem Lysa Hora mit

811 mm, das entspricht 412 %). Diese Regenmengen liegen in der gleichen Größenordnung, wie sie sonst in diesem Monat nur im indischen Monsungebiet fallen.

Die 97er Niederschlagshöhen stellen auch aus historischer Sicht ein besonderes Ereignis dar. Die Zeitreihe der Juli-Niederschläge in Breslau dokumentiert, daß es zwar erst in 1980 einen ähnlich hohen Wert (251 mm) wie 1997 (239 mm) gegeben hat, aber kein allgemeiner Trend der Niederschlags zu erkennen ist. Offenbar hat sich aber das Schwankungsverhalten verändert. In den letzten Jahrzehnten treten abwechselnd Phasen mit hohen und niedrigen Niederschlagshöhen auf, was der geglättete (d.h. 20-jährig tiefpaßgefilterte) Verlauf der Reihe vermittelt.

Der Jahresgang der monatlichen Niederschläge im Mittel des Zeitraumes 1961-1990 zeigt, daß der Juli in Breslau der regenreichste Monat des Jahres ist. Im Juli ist daher grundsätzlich mit größeren Regenmengen zu rechnen, die häufig durch Aufeinandertreffen von Warmluft aus dem Mittelmeerraum mit Kaltluft aus Nordeuropa hervorgerufen werden. Aber zwei starke Regenepisoden innerhalb von 14 Tagen - wie im letzten Jahr - stellen ein aus meteorologischer Sicht außergewöhnliches Wetterereignis dar.

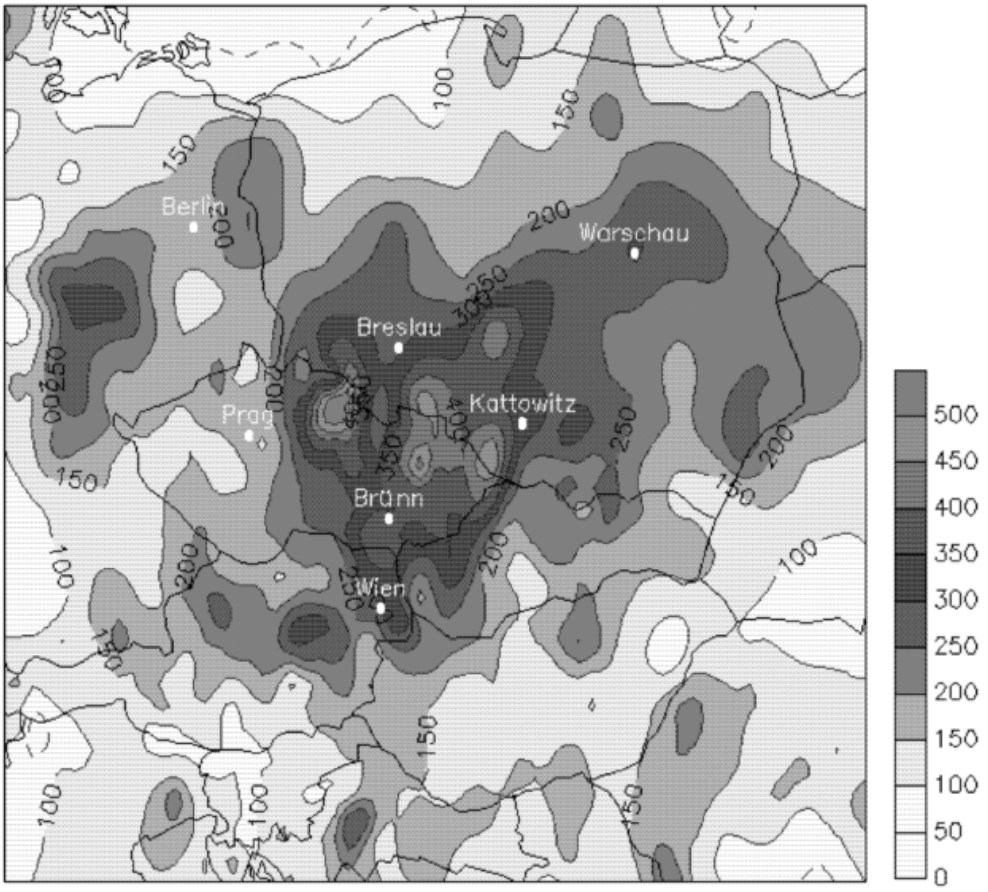


Abb. 1 Niederschlagshöhe im Juli 1997 in % der monatlichen Niederschlagshöhe 1961 - 1990

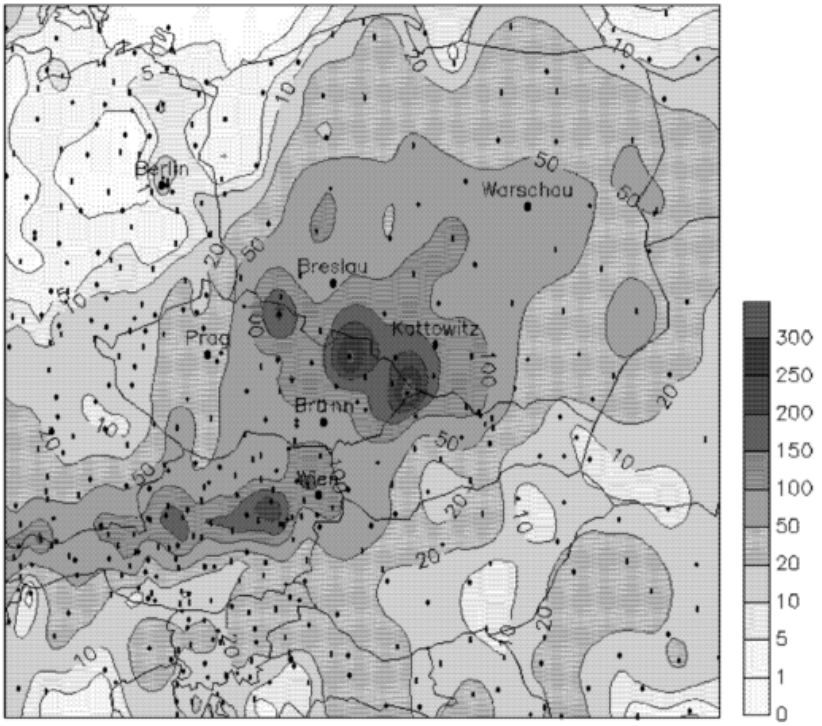


Abb. 2 Niederschlagshöhe vom 4. 7. - 7. 7. 1997 in mm

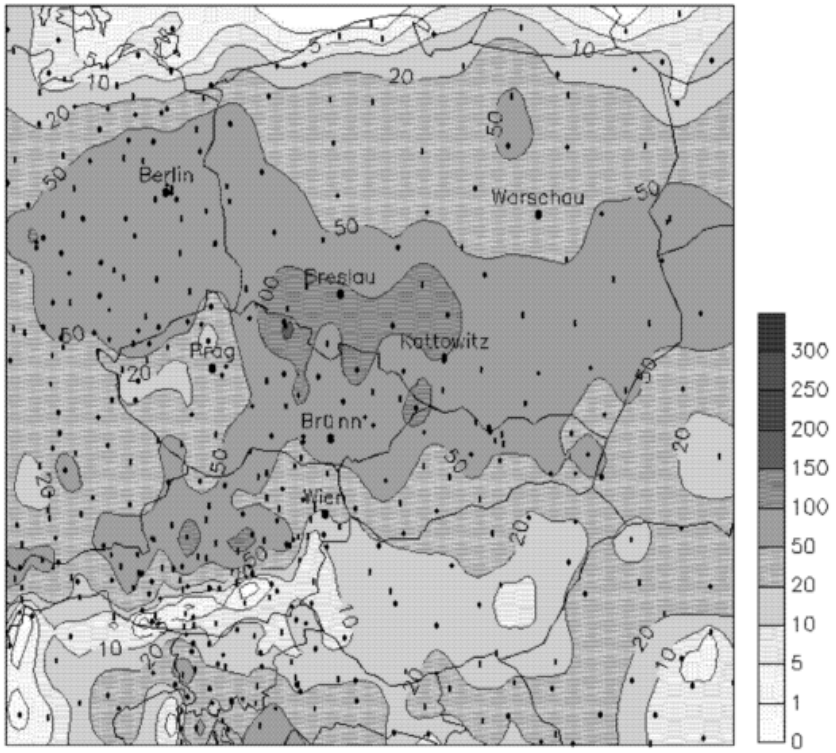


Abb. 3 Niederschlagshöhe vom 18. 7. - 21. 7. 1997 in mm

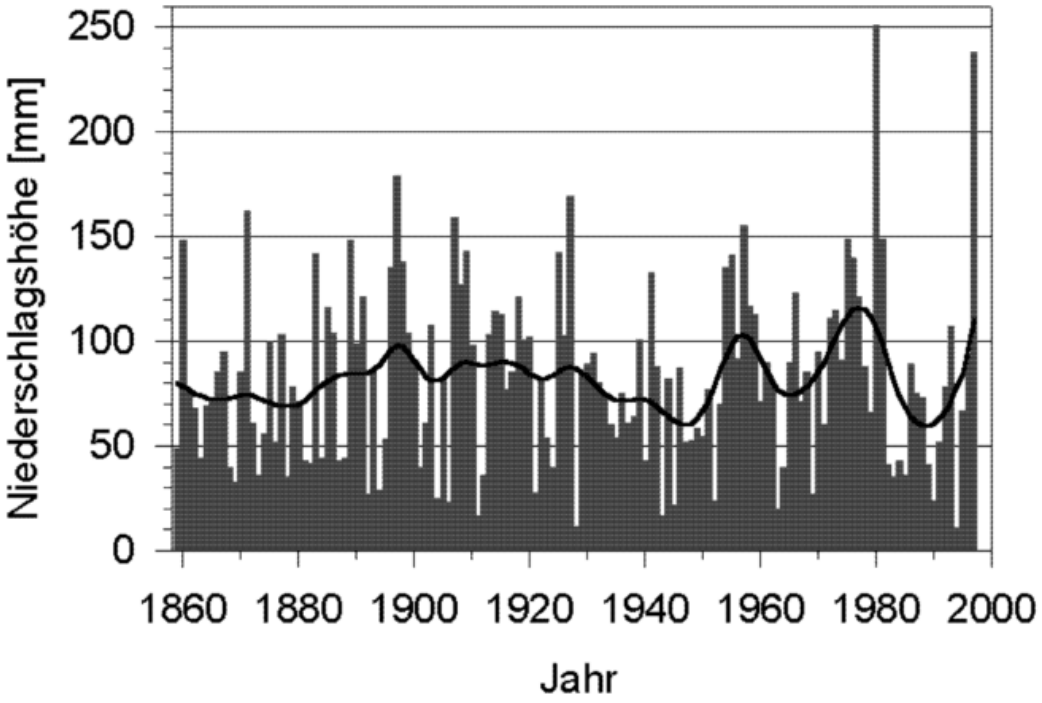


Abb. 4 Niederschlagshöhen für Breslau, Juli 1859-1997

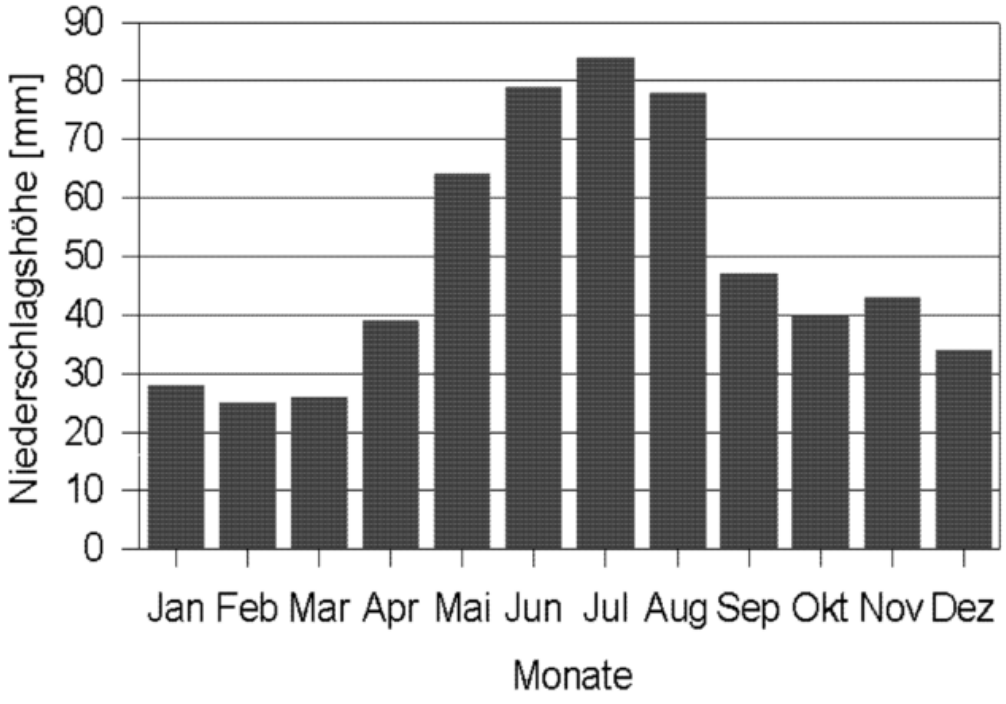


Abb. 5 Mittlerer Jahresgang des Niederschlags in Breslau, Juli 1961 - 1990

Hydrometeorologische Aspekte des Sommerhochwassers der Oder 1997

G. Malitz, T. Schmidt

Zusammenfassung

Nach einer Beschreibung der Wetterlagen, die zur Entstehung des Sommerhochwassers der Oder 1997 führten, werden auf der Basis vorläufig[1] verfügbarer Niederschlagsdaten im Hochwasserentstehungsgebiet und im deutschen Teil des Einzugsgebietes der Oder die Niederschlagshöhen nach Dauer und Jährlichkeit beurteilt. Das aktuelle[1] Ereignis wird in den Kontext der historischen Starkniederschlagsereignisse eingeordnet.

1 Einleitung

Zu einem Zeitpunkt, da die Hochwassersituation an der Oder eben erst[1] bewältigt, aber das Ausmaß der Schäden noch nicht abzusehen ist, sollen im vorliegenden Beitrag nach Auswertung der vorläufig[1] verfügbaren Niederschlagsdaten einige Hintergrundinformationen aus hydrometeorologischer Sicht gegeben werden. Denn obwohl auch nichtmeteorologische Faktoren Anteil an den Auswirkungen der Flutkatastrophe haben, sind vor allem die extremen Niederschläge, entstanden aus einer seltenen Entwicklung der Wetterlage, schuld an dem außergewöhnlichen Sommerhochwasser der Oder.

2 Wetterlagen

Generell kommt es in Deutschland und angrenzenden Gebieten zu in der Fläche ergiebigen Niederschlägen in erster Linie

- bei zyklonalen Westlagen mit raschem Durchzug von Tiefdruckgebieten und ihrer Ausläufer, wobei sich die Niederschlagshöhen einzelner Ereignisse zu großen Werten der Niederschlagshöhe summieren,
- bei sich nur zögernd auffüllenden Tiefdruckgebieten bzw. bei langsam vordringenden Fronten oder quasistationären Luftmassengrenzen,
- bei einer Vb-Lage (sprich: „fünf b“). Die auf den Versuch van Bebbers, Zugbahnen von Tiefdruckgebieten zu klassifizieren, zurückgehende Bezeichnung blieb aufgrund der großen Bedeutung dieser Wetterlage bis heute erhalten. Bei einer Vb-Lage bildet sich infolge eines massiven Kaltlufteinbruchs über Westeuropa - unterstützt durch die Lee-Wirkung der Alpen - zunächst ein Tief über Oberitalien. Es verlagert sich nord- oder nordostwärts und führt dabei feuchtwarme Meeresluft mit sich, die am Rande der Kaltluft zum Aufgleiten gezwungen wird. Im Grenzbereich der beiden Luftmassen entwickeln sich ausgedehnte Starkniederschläge längerer Dauer.

Für die Entstehung des Sommerhochwassers der Oder 1997 waren die Starkniederschläge zweier getrennter Witterungsabschnitte (4.7. bis 9.7. und 17.7. bis 22.7.) ausschlaggebend.

Der erste niederschlagsreiche Witterungsabschnitt begann im Einzugsgebiet der Oder etwa am 4. Juli. Zunächst sorgte an der Vorderseite eines Höhentroges ein umfangreiches Hebungsgebiet, welches von Südfrankreich bis nach Tschechien und Polen reichte für teilweise ergiebige gewittrige Niederschläge. Während am Morgen des 5.7. noch zwei getrennte Höhentröge über dem Baltikum und Südfrankreich und ein abgeschlossenes Höhentief nördlich des Schwarzen Meeres erkennbar waren, hatte sich bis zum Morgen des 6.7. ein ausgedehntes abgeschlossenes Höhentief über Mitteleuropa gebildet, dessen Zentrum vom 7.7. bis 9.7. quasistationär über den nordwestlichen Karpaten lag und nur langsam Richtung Balkan zog. Die daraus resultierende anhaltend starke Labilität der Atmosphäre ist eine Grundvoraussetzung für langanhaltende Starkniederschläge. In der Bodenwetterkarte befand sich ein ausgeprägten Tiefdruckgebiet über dem Balkan und weitere kleinere Tiefdruckgebiete im Karpatenraum. Feuchtheiße Luftmassen aus dem Gebiet des östlichen Mittelmeeres und des Schwarzen Meeres konnten so immer wieder nach Norden transportiert werden und dort auf aus dem Baltikum herangeführte kühle Luftmassen treffen. Die großen Temperaturgegensätze der aufeinandertreffenden Luftmassen, verbunden mit den durch das Höhentief verursachten hochreichenden vertikalen Umlagerungen, waren Auslöser des Starkniederschlags. Die Quasistationarität der Druckgebilde und die fortdauernde Zufuhr feuchtheißer Luftmassen sorgten dafür, daß der Starkniederschlag über längere Zeit anhielt. Die Orographie im Niederschlagsgebiet hat zu einer Intensivierung der ohnehin beträchtlichen Vertikalbewegungen und damit zu einer Verstärkung des Niederschlages beigetragen.

An der tschechischen Station Lysa Hora in den westlichen Beskiden fielen in den fünf Tagen vom 4.7. morgens bis 9. 7. morgens 585 mm Niederschlag (entspricht 585 l/m²), davon 509 mm in 72 Stunden (einschließlich 234 mm in 24 Stunden), in Praded (im Altvatergebirge) mehr als 350mm und an der polnischen Station Raciborz rund 200 mm. Selbst an der Station Görlitz wurden in diesem Zeitabschnitt noch 58 mm Niederschlagshöhe verzeichnet. Über ausgedehnten Flächen - in weiten Teilen Tschechiens und verbreitet im Süden Polens - fielen Gebietsniederschläge von mehr als 200 mm Höhe, über einem großen Anteil der Flächen auch von mehr als 300 mm. Im brandenburgischen Teil des Einzugsgebietes der Oder war es während dieses Zeitabschnitts nahezu niederschlagsfrei. Beispiele für Niederschlagshöhen während des ersten hochwasserrelevanten Zeitabschnitts sind der Tabelle 1 zu entnehmen.

Als das Hochwasser nach seinem Weg über die Neiße und den Oberlauf der Oder den Osten des Landes Brandenburg erreicht hatte, zog am 18.7. ein Tiefdruckgebiet mit seinem Kern von Italien nach Böhmen. In Verbindung mit einem Höhentief stellte sich vom 18.7. bis 22.7. eine ähnliche Wetterlage wie im ersten niederschlagsreichen Witterungsabschnitt ein. Das Tief verursachte - diesmal etwas weiter westlich, mit dem Schwerpunkt über dem Iser- und dem Riesengebirge - sowohl anhaltende als auch ausgedehnte Regenfälle in den schon vom Hochwasser geschädigten Gebieten. Z. B. wurden vom 18.7. morgens bis 21.7. morgens 72-Stunden-Werte von

147 mm Niederschlagshöhe in Lysa Hora, 125 mm im polnischen Wielun und 115 mm in Czestochowa gemessen (Tabelle 2). Auf der Schneekoppe und in Jelenia Gora, im polnischen Riesengebirgsvorland, addierten sich die Niederschläge in diesem Zeitabschnitt zu den in den beiden vorausgegangenen Tagen gefallenen, so daß ein 5-Tage-Wert der Niederschlagshöhe von 155 mm und 166 mm verzeichnet wurde. Auch im deutschen Teil des Einzugsgebietes der Oder fielen während dieser Zeit beträchtliche Niederschläge. In drei Tagen wurden z. T. Gebietsniederschlagshöhen von mehr als 70 mm verzeichnet. Obwohl alle Anstrengungen unternommen wurden, die Deiche zu sichern, konnte daher ein Deichbruch nicht mehr verhindert werden. Südlich von Frankfurt/Oder brach am 23.7. bei Brieskow-Finkenherd der Deich, so daß die Ziltendorfer Niederung überflutet wurde.

Station	Land	4-Tage-Werte der Niederschlagshöhe (Meßtage: 05.07.97-08.07.97)
Lysa Hora	CZ	415 mm
Praded	CZ	359 mm
Ostrava	CZ	186 mm
Svratouch	CZ	165 mm
Jelenia Gora	PL	175 mm
Lodz	PL	129 mm
Wielun	PL	131 mm
Raciborz	PL	197 mm

Tab. 1 Niederschlagshöhen während des ersten hochwasserrelevanten Zeitabschnitts

Station	Land	3-Tage-Werte der Niederschlagshöhe (Meßtage: 19.07.97-21.07.97)
Lysa Hora[2]	CZ	147 mm
Svratouch	CZ	108 mm
Jelenia Gora	PL	133 mm
Sniezka	PL	124 mm
Wielun	PL	125 mm
Czestochowa	PL	115 mm
Oderberg	D	90 mm
Angermünde	D	77 mm

Tab. 2 Niederschlagshöhen während des zweiten hochwasserrelevanten Zeitabschnitts

3 Niederschlag im Juli

Im Süden Polens und im Osten Tschechiens ist im Juli 1997 verbreitet dreimal mehr, im Bergland sogar über viermal mehr Niederschlag gefallen, als für den mittleren Juli-Wert der Niederschlagshöhe erwartet wird. Insgesamt fielen in Lysa Hora vom 4.7. bis 27.7. über 800 mm Niederschlag. Das sind etwa zwei Drittel der dortigen mittleren jährlichen Niederschlagshöhe.

Bevor im nächsten Abschnitt Aussagen zum Starkniederschlag getroffen werden, sollen (Abb. 1 und Abb. 2) eine Vorstellung von „durchschnittlichen" Juli-Werten der Niederschlagshöhe im Raum Frankfurt/Oder vermitteln. Bei der sehr variablen meteorologischen Größe Niederschlag gehören charakteristische Abweichungen vom vieljährigen Mittelwert zum natürlichen Durchschnittsverhalten. Große Juli-Werte der Niederschlagshöhe, die mehr als 150 % des 47jährigen Mittels für den Raum Frankfurt/Oder betragen, traten dort seit 1951 zehnmal auf (Abb. 1). Ein Vergeich des mittleren Juli-Wertes der Niederschlagshöhe aus dem Zeitraum 1951-1980 mit dem entsprechenden Wert aus dem Zeitraum 1961-1990 (Abb. 2) zeigt einen deutlichen Rückgang. Wenn die Juli-Werte der Niederschlagshöhe in den nächsten Jahren wieder das Niveau der 50er Jahre erreichen und die geringen Juli-Niederschlagshöhen der 70er Jahre kompensieren, kann der 30jährige Mittelwert für den Zeitraum 1971-2000 wieder so hoch wie der für den Zeitraum 1951-1980 sein.

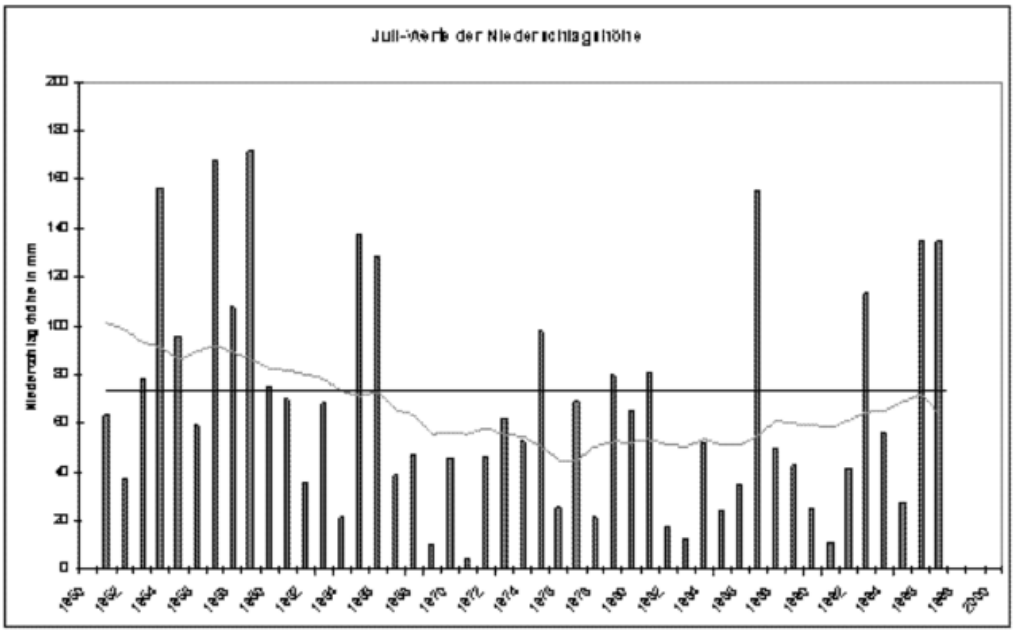


Abb. 1 Juli-Werte der Niederschlagshöhe im Raum Frankfurt/Oder unter Angabe des 47jährigen mittleren Juli-Wertes der Niederschlagshöhe und mit gleitender Mittelwertbildung zur besseren Visualisierung der Einzelwerte

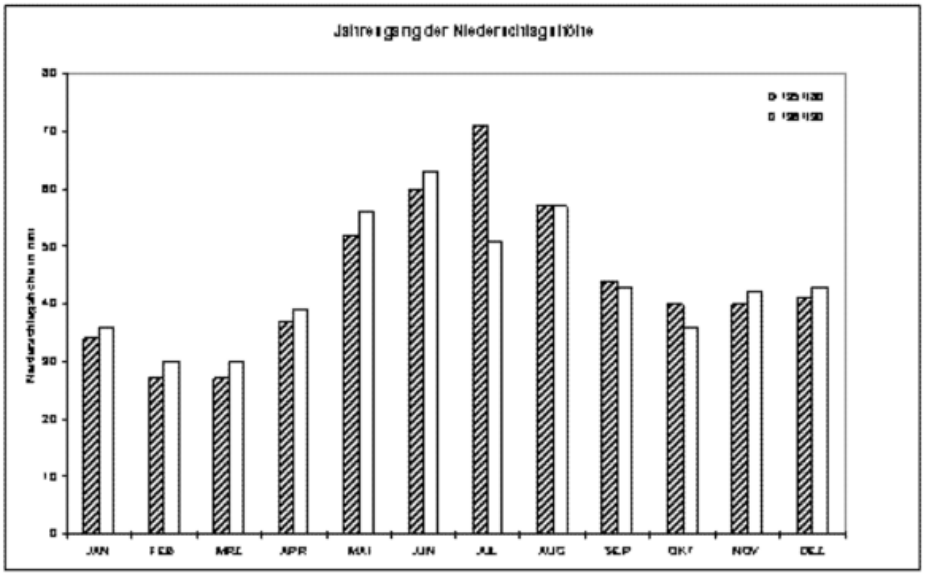


Abb. 2 Jahresgang der Niederschlagshöhe im Raum Manschnow - Seelow – Frankfurt/Oder für zwei verschiedene Mittelungszeiträume

4 Starkniederschlag

Es gehört zu den Aufgaben des Geschäftsfeldes Hydrometeorologie im Deutschen Wetterdienst, das Starkniederschlagsgeschehen in Deutschland zu analysieren und den Anwendern die Untersuchungsergebnisse zur Verfügung zu stellen. Angaben über Eintrittswahrscheinlichkeiten von Starkniederschlagshöhen mit einer Dauer von wenigen Minuten bis zu mehreren Tagen werden unter anderem für die Bemessung wasserwirtschaftlicher Anlagen - von kommunalen Entwässerungssystemen bis zu Dämmen und Talsperren - benötigt.

Fast überall in Deutschland fällt im Sommer an einem Standort im Mittel einmal in zehn Jahren innerhalb von 24 Stunden mindestens soviel Niederschlag, wie im vieljährigen Mittel in einem ganzen Sommermonat, z. B. im Juli, zu erwarten ist.

Während in Süddeutschland, wo vielerorts mittlere jährliche Niederschlagshöhen von mehr als 900 mm verzeichnet werden, bereits selbstverständlich auch mit starken Niederschlägen geringer Wiederkehrzeit (Jährlichkeit) gerechnet wird [1], ist die Tatsache, daß auch im Osten Deutschlands - bei mittleren Jahreswerten von weniger als 600 mm Niederschlagshöhe - beträchtliche Starkniederschläge auftreten können, nicht so geläufig. Die im KOSTRA-Atlas 1997 [2] für den Osten Deutschlands ausgewiesenen punktuellen sommerlichen Starkniederschlagshöhen einer Dauerstufe von 72 Stunden und einer Wiederkehrzeit (Jährlichkeit) von 100 Jahren betragen bis zu 170 mm ± 20 %. Ursache für derartige Niederschläge ist oftmals eine Vb-ähnliche Lage oder ein Trog über Westeuropa. Die Grenze zwischen einer ausgedehnten Kaltluft- und einer feuchten Warmluftmasse kann durchaus auch etwas weiter westlich liegen, als es im Juli 1997 der Fall war. Ein 72-h-Wert der Niederschlagshöhe von über 200 mm wäre im Oderbruch zwar mehr als ein „Jahrhundertregen“, aber

durchaus möglich. Selbst ein anhaltender und ausgedehnter Starkniederschlag der Größenordnung, die zum Sommerhochwasser der Oder 1997 geführt hat, kann in Deutschland auftreten.

Zu dieser Schlußfolgerung führten im Geschäftsfeld Hydrometeorologie vorgenommene Untersuchungen zum vermutlich größten Niederschlag einer bestimmten Dauer, der über einem bestimmten Einzugsgebiet und zu einer bestimmten Jahreszeit in Deutschland physikalisch möglich ist. Werden diese Niederschlagsangaben auf physikalisch-klimatologischem Wege ermittelt, indem die starkniederschlagsrelevanten meteorologischen Größen tatsächlich stattgefundener Starkniederschlagsereignisse für einen Meßpunkt durch für diesen Meßpunkt physikalisch sinnvolle obere Grenzen dieser Größen ersetzt werden, d. h. diese Größen maximiert werden, ergibt sich die maximierte Punktniederschlagshöhe. Tritt an die Stelle eines Meßpunktes ein Gebiet, wird von der maximierten Gebietsniederschlagshöhe MGN gesprochen [3]. Sie ist als diejenige Niederschlagshöhe zu verstehen, die in einem unendlich langen Zeitraum bei stationären Klimaverhältnissen unbekannt oft erreicht, aber nie überschritten wird. Der sommerliche MGN-Wert der Dauerstufe 72 Stunden für eine Fläche von nicht mehr als 25 km² im östlichen Brandenburg beträgt etwa 450 mm. Für das Oderbruch mit einer Ausdehnung von rund 1000 km² wurde der entsprechende MGN-Wert mit etwa 400 mm abgeschätzt.

Extreme Starkniederschläge, die dem MGN nahe kommen, sind naturgemäß ausgesprochen seltene Ereignisse. Daher werden die MGN-Werte nicht direkt und nicht in voller Höhe zur Ermittlung von Bemessungsgrößen verwendet. Der Wertebereich zwischen den Niederschlagshöhen (gleicher Dauerstufe) der KOSTRA- und der MGN-Untersuchungen stellt den Ermessensspielraum dar und muß von wasserwirtschaftlich, ökologisch, ökonomisch und politisch verantwortlichen Entscheidern kritisch danach bewertet werden, welchen Sicherheitsanforderungen das wasserwirtschaftliche Bauwerk genügen soll und wieviel Landschaft verbraucht werden darf.

5 Ähnliche Ereignisse

Das aktuelle Sommerhochwasser der Oder führte an vielen Pegeln zu neuen Höchstwerten des Wasserstandes seit Beginn der regelmäßigen Pegelmessungen. Überschwemmungen entlang der Oder, denen extreme Niederschläge im Einzugsgebiet vorausgingen, hat es jedoch schon immer gegeben. Neben den ursächlich für das Hochwasser verantwortlichen Starkniederschlägen führten aber auch andere natürliche Gegebenheiten vor allem am Unterlauf der Oder (geringes Gefälle, Moore u. ä.) nicht selten zu langandauernden großräumigen Überschwemmungen. Daher versuchten die Menschen zu allen Zeiten, sich - entsprechend ihren Möglichkeiten - vor dem Hochwasser zu schützen. Im Jahre 1747 begann unter Friedrich II. die Trockenlegung des Oderbruchs, um es als Siedlungsgebiet nutzbar zu machen. Die Feierlichkeiten zur 250jährigen Wiederkehr dieses Ereignisses in diesem Jahr[1] fielen allerdings vielerorts buchstäblich ins Wasser. An ein feierliches Begehen des 200. Jahrestages der Trockenlegung des Oderbruchs war ebenfalls nicht zu denken gewe-

sen, als das März-Hochwasser 1947 den Deich bei Reitwein brechen ließ und das gesamte Oderbruch unter Wasser setzte.

Von diesen Ausnahmen abgesehen, hält sich die Natur bei extremen Niederschlags- und Hochwasserereignissen nicht an runde Zahlen oder regelmäßige Wiederkehrzeiten. Es fehlt nicht an historischen Quellen bezüglich katastrophaler Hochwasserereignisse an der Oder, die über die Pegelmessungen heutiger Art hinaus bis ins 13. Jahrhundert zurückreichen [4]. So kann man vermuten, daß es in der Vergangenheit ähnliche oder sogar noch stärkere Hochwasserereignisse gegeben hat. Es ist jedoch problematisch, Hochwasserereignisse vor und nach wasserbaulichen Veränderungen am Flußlauf miteinander zu vergleichen.

Im Juni und Juli 1736 hat es an der Oder und ihren Nebenflüssen (Warthe, Bober, Neiße) ein sehr extremes Sommerhochwasser gegeben, welches unermeßlichen Schaden anrichtete und mit Wasserständen einherging, die deutlich über den damals bekannten Höchstmarken (z. B. der Jahre 1702 oder 1709) lagen. So wird unter anderem erwähnt, daß das Wasser in Frankfurt/Oder vom 9.7. bis 24.7.1736 stark anstieg und die Finow durch das Oderhochwasser einen derartigen Rückstau erfuhr, daß in Niederfinow die meisten Einwohner ihr Hab und Gut verloren. Ursache jenes Sommerhochwassers der Oder waren ergiebige langanhaltende Niederschläge im Riesengebirge und in weiten Teilen des heutigen Polens und Tschechiens sowie starke Gewitter in der Lausitz [4]. Das Niederschlagsgebiet war wahrscheinlich ausgedehnter als das des Ereignisses im Juli 1997, da damals auch die Weichsel, Elbe, Donau und andere Flüsse Hochwasser, z. T. mit Rekordpegelständen, führten.

Starkniederschlagsereignisse entlang der Mittelgebirge an der heutigen polnisch-tschechischen Grenze sind in den letzten 110 Jahren mehrfach beobachtet worden, wobei nicht jedes dieser Ereignisse ein verheerendes Oderhochwasser zur Folge hatte. Vom 29.7. bis 30.7.1897 sind in den Sudeten innerhalb von etwa 24 Stunden bei einer Vb-Lage verbreitet über 100 mm Niederschlag gefallen. Die größte Niederschlagshöhe mit 345 mm wurde dabei in Neuwiese (dem heutigen Nová Ves, westlich des Isergebirges) gemessen. Vom 27.7. bis 31.7.1897 summierten sich die Niederschläge verbreitet auf eine Niederschlagshöhe von über 300 mm, z. B. 451 mm in Neuwiese, über 300 mm auf der Wilhelmshöhe, fast 300 mm auf der Schneekoppe und 355 mm in Kirche Wang [3, 5]. In dieser Region gab es aber unter anderem auch im August 1888, August 1913 und Oktober 1930 ergiebige Niederschlagsereignisse.

Nach NAUMANN et al. [6] ist das Auftreten von mehreren Hochwasserwellen nacheinander in den Sommermonaten für das Odereinzugsgebiet charakteristisch (z. B. 1965, 1977). Das auf zwei Hochwasserwellen verteilte Sommerhochwasser der Oder 1977 geht, ebenso wie das diesjährige[1] Hochwasser, auf zwei getrennte Niederschlagsereignisse zurück. Vom 31.7. morgens bis 3.8.1977 morgens sorgte eine Vb-Lage, bei der Mittelmeer-Tropikluft und Grönländische Polarluft aufeinanderstießen, für ergiebige Niederschläge im Riesengebirge (Sniezka 340 mm), im südwestlichen Polen (Legnica 144 mm) und z. T. in der Lausitz (Görlitz 50 mm). Von den Sudeten bis zu den westlichen Beskiden gab es ebenfalls ergiebigen Regen (z. T. über 100 mm). Abgesehen von Niederschlagshöhen um 20 mm am 11.8.1977 entlang der

deutsch-polnischen Grenze, verursacht durch ein kleines Tiefdruckgebiet, gab es bis zum 18.8.1977 keine weiteren großen Niederschlagshöhen. Eine ausgedehnte Tiefdruckzone sorgte jedoch an den fünf Tagen vom 18.8. morgens bis 23.8.1977 morgens erneut für relativ große Niederschlagshöhen entlang der Sudeten. Vom Riesengebirge (Sniezka 114 mm) bis zum Altvatergebirge (Praded 118 mm) und den westlichen Beskiden (Ostrava 91 mm) wurden Niederschlagshöhen um 100 mm gemessen, in der Lausitz und im Südwesten Polens fielen verbreitet über 50 mm Niederschlag [6].

Die angeführten Beispiele verschiedener Starkniederschlagsereignisse im Einzugsgebiet der Oder legen nahe, daß es ähnlich extreme Niederschlagshöhen wie im Juli 1997 bei ähnlichen Wetterlagen auch in früheren Jahrhunderten gegeben hat. Gleiches gilt für die aus den Niederschlägen resultierenden Sommerhochwasser. Aber für das Sommerhochwasserereignis 1997 ist hervorzuheben, daß sowohl die meisten Pegelstände entlang der Oder als auch die in den westlichen Beskiden gemessene Niederschlagshöhe von 509 mm in 3 Tagen (Lysa Hora) im Verlauf der letzten 100 Jahre in den jeweiligen Regionen nicht beobachtet worden sind. Dem Niederschlagsereignis im Gebiet des 3-Tage-Wertes der Niederschlagshöhe mit der größten Intensität (Lysa Hora 509 mm vom 06.07.1997 morgens bis 09.07.1997 morgens) dürfte eine Wiederkehrzeit von mehr als 100 Jahren zuzuordnen sein. Einmal davon abgesehen, daß der Niederschlagsmesser von Lysa Hora bestimmt nicht genau dort steht, wo bei dem oben erwähnten Ereignis die größte Niederschlagshöhe erreicht wurde und somit der gemessene Wert von 509 mm wahrscheinlich kleiner als der des größten wirklich gefallenen Niederschlags ist, sind in dieser Region in seltenen Fällen auch noch extremere Niederschlagshöhen möglich. In denjenigen deutschen Mittelgebirgen, die Tschechien am nächsten liegen und mit der Mittelgebirgslandschaft um Lysa Hora am ehesten vergleichbar sind, beträgt der vermutlich größte 72stündige Gebietsniederschlag (MGN) für Gebiete bis zu einer Größe von 25 km² etwa 550 bis 600 mm und für 1000 km² große Gebiete etwa 500 bis 550 mm. Der vermutlich größte Gebietsniederschlag für die westlichen Beskiden wird in ähnlicher Grössenordnung liegen.

Die Frage nach der Wiederkehrzeit des diesjährigen[1] Oderhochwassers und nach der Bestimmung eines vermutlich größten Hochwassers kann seitens der Meteorologie nicht beantwortet werden. Eine Klärung dieser Fragen bleibt den Hydrologen überlassen.

Literatur

1 DWD:
Starkniederschlagshöhen für die Bundesrepublik Deutschland, Teile 1 und 2, Offenbach am Main, 1990.

2 DWD:
KOSTRA-Atlas, Starkniederschlagshöhen für Deutschland, Offenbach am Main, 1997.

3 Schmidt, T.:
Maximierte Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland, DVWK-Mitteilungen, 1997. Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn, 1997

4 Weikinn, C.:
Quellensammlung zur Hydrographie und Meteorologie, Band I, Teil 1-4, Akademie-Verlag, Berlin, 1958-1963.

5 Scherhag, R.:
Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose, Springer-Verlag, Berlin/Göttingen/Heidelberg, 1948.

6 Naumann, A.; Sujata, H.; Krause, K.; Seeger, U.:
Sommerhochwasser der Oder 1977, Wasserwirtschaft - Wassertechnik, 28 (1978), 51-57.

---

[1] Der Nachdruck dieses Ende 1997 erstmals erschienenen Artikels erfolgt mit freundlicher Genehmigung des Verlages Blackwell Wissenschafts - Verlag GmbH Kurfürstendamm 57, 10707 Berlin
Zeitschrift: Wasser und Boden 49.Jahrg. 9/97 Seite 9-12

[2] Datengrundlage: Stand 1997

Niederschlagsmonitoring des Weltzentrums für

Niederschlagsklimatologie im DWD

B. Rudolf

Das Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) wurde 1988 als deutscher Beitrag zum Global Precipitation Climatology Project (GPCP) des Weltklimaforschungsprogramms (WCRP) im Deutschen Wetterdienst in Offenbach eingerichtet. Seine Aufgaben umfassen die Sammlung und Archivierung konventionell gemessener monatlicher Niederschlagshöhen, deren Qualitätskontrolle und -bewertung sowie die Berechnung von monatlichen Gebietsniederschlägen für Rasterflächen der Größe 2,5° mal 2,5° und 1° mal 1° in geographischen Koordinaten sowie schließlich die Abschätzung der Genauigkeit der berechneten rasterbezogenen Niederschlagshöhen.

Seit Januar 1995 wird im WZN regelmäßig monatlich eine Monitoringanalyse der globalen Niederschlagsverteilung erzeugt, die innerhalb von etwa zwei Monaten nach Beobachtung im Internet zur Verfügung steht **http://www.dwd.de/research/gpcc**.

Dieses Monitoringprodukt liefert sowohl die gerasterten monatlichen Gebietsniederschläge im Millimetern als auch absolute sowie prozentuale Abweichungen von den monatlichen Mittelwerten der Periode 1961-1990 für die Landflächen der Erde. Die Analyse beruht auf gründlich geprüften konventionell gemessenen Daten von weltweit rund 6.000 Stationen. In Zusammenarbeit mit dem Goddard Space Flight Centre der NASA wird das Monitoringprodukt des WZN mit Satellitendaten kombiniert. Die Ergebnisse decken auch die Ozeanflächen ab.

Die Abbildungen 1 bis 4 zeigen Analysen der Niederschlagsanomalie (Millimetern pro Monat) für Europa für die Jahreszeiten Winter 1996/97 bis Herbst 1997. Wegen der jahreszeitlichen Mittelung sind in diesen Karten nur sehr markante über- bzw. unterdurchschnittliche Niederschlagsmengen zu erkennen, so z.B. die anhaltenden hohen Niederschläge im Dezember 1996 über dem Süden der Iberischen Halbinsel, im Juli 1997 über Osteuropa und noch einmal im November 1997 über der Iberischen Halbinsel, die jeweils starke Überschwemmungen zur Folge hatten.

Die auf Beobachtungsdaten beruhenden Ergebnisse des WZN dienen insbesondere der Verifizierung von Ergebnissen sowohl der numerischen Wettervorhersage des DWD und der Jahreszeitenvorhersagen des EZMW als auch von Klimamodellen. Interessierte Leser sind eingeladen, die Niederschlagsanalysen des WZN für Europa und für die Landflächen der Erde monatlich im Internet zu verfolgen. Zur interaktiven Visualisierung seiner Produkte hat das WZN den "GPCC-Visualizer" entwickelt, der unter **http://www.dwd.de/research/gpcc/visu-gpcc** anzuwählen ist.

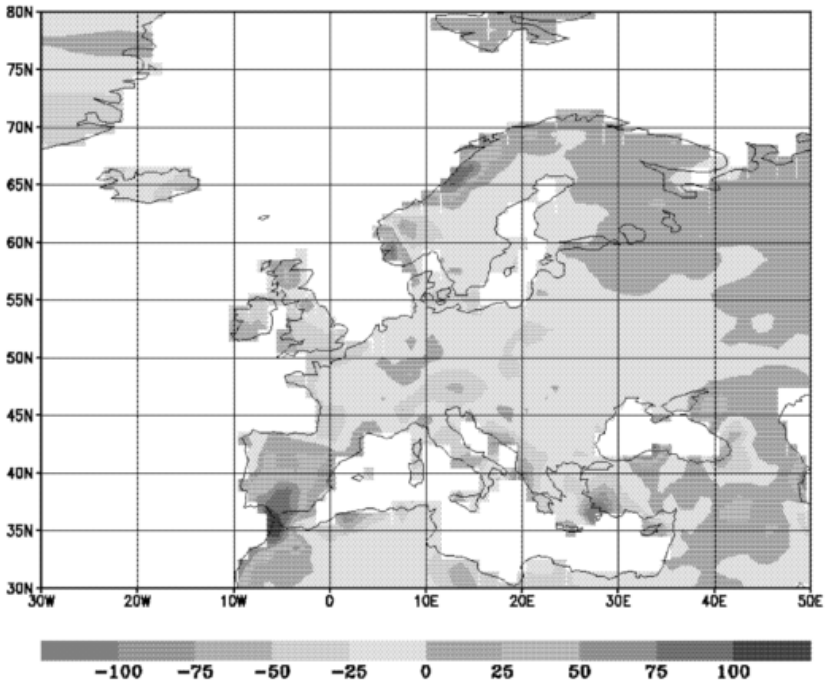


Abb. 1 Mittlere monatliche Niederschlagsabweichungen von den Bezugswerten 1961 - 1990 in mm/Monat im Winter (Dez, Jan, Feb) 1996/1997

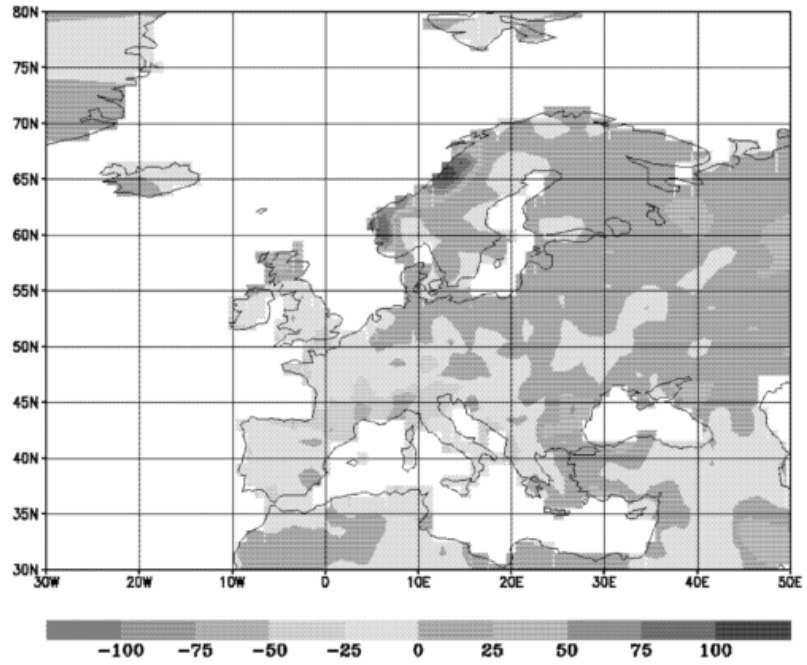


Abb. 2 Mittlere monatliche Niederschlagsabweichungen von den Bezugswerten 1961 - 1990 in mm/Monat im Frühling (Mär, Apr, Mai) 1997

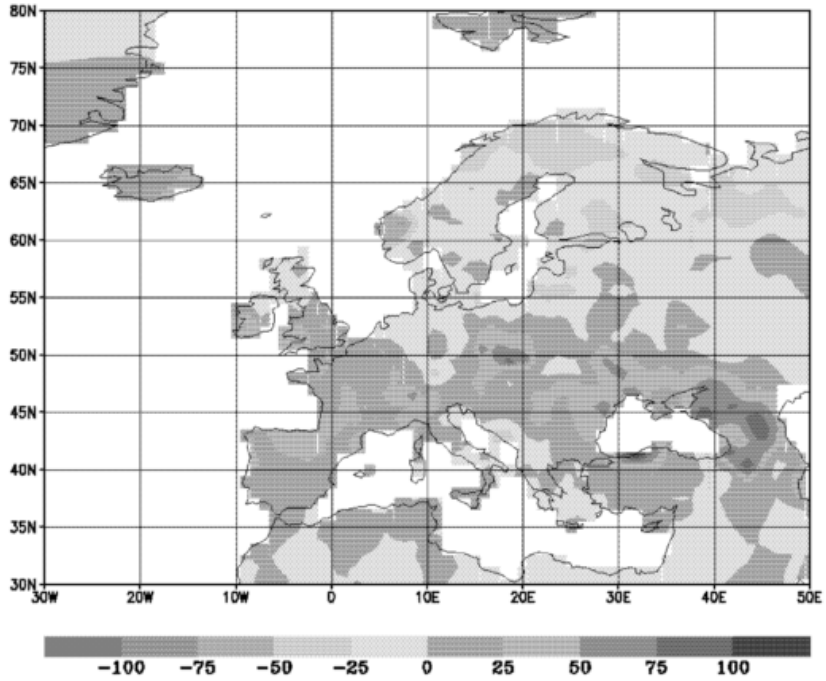


Abb. 3 Mittlere monatliche Niederschlagsabweichungen von den Bezugswerten 1961 - 1990 in mm/Monat im Sommer (Jun, Jul, Aug) 1997

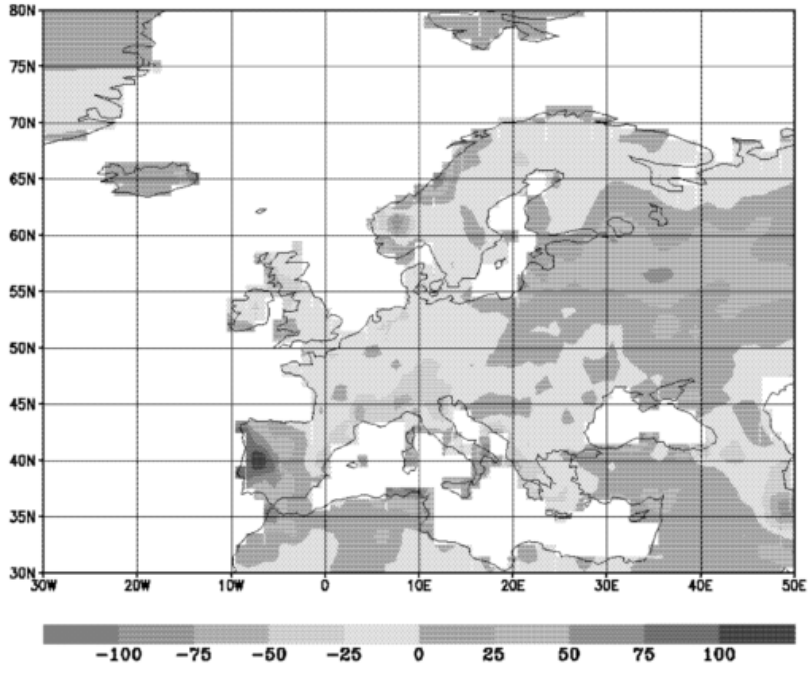


Abb. 4 Mittlere monatliche Niederschlagsabweichungen von den Bezugswerten 1961 - 1990 in mm/Monat im Herbst (Sep, Okt, Nov) 1997

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre

H. Nitsche

Zirkulation und Höhenwinde

Mittlere monatliche Windvektoren:

Die Abbildungen 1a - 1d zeigen die mittleren monatlichen Windvektoren an 14 Druckstufen von 850 hPa bis 10 hPa für das Jahr 1997 im Vergleich zum Mittel über den Bezugszeitraum 1961-1990 für die Station Stuttgart, die in diesem Fall als repräsentativ für Deutschland angesehen werden kann. Das Bild für das Jahr 1997 (Abb. 1a) und das Bild für den Bezugszeitraum (Abb. 1b) enthalten auch die Beständigkeit als Zahlenwert (in Prozent). Die Abweichungen des Jahres 1997 vom Mittel 1961-1990 sind als Abweichungsvektor und als normierter Abweichungsvektor dargestellt. Für die Normierung wurde für jede Komponente das Verhältnis aus dem Absolutwert der mittleren Komponente zum skalaren Mittelwert über den Referenzzeitraum verwendet:

$$u = u \frac{ff_{s30}}{abs(u_{30})}$$

Diese Darstellung spiegelt den Verlauf entsprechend der Witterung im Jahre 1997. Bemerkenswert ist die hohe Beständigkeit der sommerlichen stratosphärischen Ostwindzirkulation schon im Mai und noch im September.

In den folgenden beiden Abschnitten werden a) Windmaxima in der freien Atmosphäre und b) die stratosphärische sommerliche Ostwindzirkulation untersucht. Beide Phänomene spiegeln die wechselnden Einflüsse der polaren und der subtropischen Zirkulation über den mittleren Breiten im Jahresverlauf. Die Ergebnisse sind vor dem Hintergrund der folgenden Grundstruktur zu sehen:

Die mittlere zonale westliche Grundströmung in der Troposphäre mit einem Geschwindigkeitsmaximum bei 200 hPa hat 7 Monate im Jahr (November bis Mai) ihr Maximum bei 30-35 Grad N. Das Maximum verlagert sich im Sommer nach Norden bis ca 45 Grad N. Die mittlere zonale westliche Grundströmung in der unteren Stratosphäre (ca 30 hPa) hat 7 Monate im Jahr (September bis März) ihr Maximum bei 65 Grad N. Von Mai bis August herrscht in der Stratosphäre in 65 Grad N eine östliche Grundströmung, deren Dauer und Intensität äquatorwärts zunimmt. Mit 2 Monaten Verzögerung herrscht in der subtropischen Troposphäre von Juli bis September eine östliche Grundströmung. (s. z.B. Quiroz, R.,1983).

Häufigkeit von Windmaxima:

Windmaxima in der freien Atmosphäre treten im Sommerhalbjahr meist knapp unterhalb der Tropopause, im Winterhalbjahr dagegen deutlich oberhalb der Tropopause

auf. Die sommerlichen Windmaxima gehören nach dem oben Gesagten zum Subtropenjet, während die winterlichen Windmaxima zum Polarnachtjet gehören. Als Windmaximum gilt seit 1978 eine Messung mit mindestens 30 m/s. In Abbildung 3 sind die Häufigkeiten von Windmaxima mit mindestens 40 m/s in den Monaten Oktober bis März für die Winterhalbjahre 1974/1975 bis 1997/1998 über Stuttgart auf der Basis der Messungen um 00 und 12 Uhr dargestellt. Sie sind im Winter 1976/77, in den Wintern 1980/81 bis 1983/84, im Winter 1990/91 und in den Wintern ab 1992/93 überdurchschnittlich hoch. Das Mittel über den gesamten Zeitraum beträgt 154 Beobachtungen. Im Mittel über die 20 Jahre 1978 bis 1997 ergeben sich folgende Häufigkeiten bei 2 Aufstiegsterminen pro Tag im Jahresgang:

Schwelle (m/s)	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
30	53	39	36	22	15	20	21	21	24	32	42	48	372
40	36	25	20	9	6	9	10	9	11	17	25	31	207

Tab. 1 Mittlere monatliche und jährliche Häufigkeiten von Windmaxima von mindestens 30 m/s bzw. mindestens 40 m/s über Stuttgart auf der Basis von 2 Radiosondenaufstiegen mit Windmessungen pro Tag. Auswertezeitraum 1978 - 1997

Für das Jahr 1997 ergaben sich für Stuttgart (00 und 12 Uhr) folgende Werte für die Häufigkeit von Windmaxima von mindestens 40 m/s (Anz), das mittlere Maximum (FFm, in m/s) und die mittlere zugehörige Höhe(Hm, in km) bzw. das absolute Maximum (FFx, in m/s) und die zugehörige Höhe (Hx, in km):

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Anz >=													
30	53	40	42	32	15	32	19	9	25	50	49	58	425
40	44	31	16	22	6	16	4	7	8	29	35	53	270
m/s													
FFm	64	53	40	47	39	40	38	45	39	43	47	68	49
Hm	29	21	18	18	11	10	11	11	12	23	29	30	22
FFx	101	83	61	68	46	61	61	60	56	69	62	97	101
Hx	33	33	9	10	12	10	11	11	9	11	35	30	33

Tab. 2 Monatliche und jährliche Häufigkeiten von Windmaxima von mindestens 30m/s bzw. mindestens 40m/s sowie Mittel - und Extremwerte der Windmaxima und zugehörige Geopotentialwerte über Stuttgart für das Jahr 1997.

1997 war die Häufigkeit vom Windmaxima gegenüber dem 20-jährigen Mittel um insgeamt 14 % , bezogen auf Windmaxima von mindesten 40 m/s um 30 % höher. Die Erhöhung trat hauptsächlich im Winterhalbjahr auf.

Sommerliche Ostwindperioden :

Die Auswertung beruht auf mittleren täglichen und mittleren monatlichen Windvektoren, die aus je vier vertikalen Windprofilen pro Tag berechnet werden. Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindperiode werden in einem 2-Schritt-Verfahren nach folgenden Kriterien bestimmt:

Schritt 1:
Eine erste Festlegung der Periode erfolgt aufgrund der mittleren monatlichen Windvektoren. Dabei wird eine Mindestbeständigkeit von 50 % angesetzt.

Schritt 2:
Die so festgelegten Perioden werden an ihrem Anfang und Ende anhand der täglichen Windvektoren daraufhin untersucht, ob sie verkürzt oder verlängert werden müssen.

In der Abbildung 2 sind die Perioden für 5 Druckflächen (70 hPa, 50 hPa, 30 hPa, 20 hPa, 10 hPa) in den Jahre 1974 bis 1997 einschliesslich für die Station Stuttgart dargestellt. Vor 1974 ist das Datenmaterial durch Lücken in diesen Höhen weniger zuverlässig.

Die Tabelle 3 zeigt für die 8 Stationen des DWD, die 1997 durchgängig bestanden haben und für die ab 1974 ausreichend zuverlässige Vergleichswerte vorhanden sind, für die 5 Flächen jeweils Beginn, Ende und Dauer in Tagen für 1997 und im Mittel über 1974-1997.

Station	Druck (hPa)	Beginn 1997	Ende 1997	Dauer 1997	mittl. Beginn	mittl. Ende	mittl. Dauer
Schleswig	10	121	243	123	108	239	132
	20	141	248	108	110	243	134
	30	141	248	108	111	235	125
	50	141	244	104	137	214	78
	70	149	193	45	129	166	39
Greifswald	10	121	243	123	113	242	130
	20	121	243	123	110	242	134
	30	133	248	116	116	238	123
	50	139	246	108	136	217	82
	70	148	181	34	143	181	39
Lindenberg	10	121	243	123	116	240	125
	20	121	243	123	115	241	127
	30	133	248	116	118	238	121
	50	135	246	112	141	211	71
	70	149	181	33	137	170	34
Essen	10	121	243	123	116	244	129
	20	121	244	124	110	242	133
	30	134	244	111	120	241	122
	50	136	245	110	139	206	68
	70	147	192	46	126	160	35
Dresden	10	121	243	123	118	230	114
	20	121	243	123	117	235	120
	30	133	248	116	119	237	119
	50	135	244	110	140	215	76
	70	149	184	36	153	190	37
Meiningen	10	121	243	123	113	237	125
	20	121	244	124	113	240	128
	30	133	246	114	122	240	119
	50	135	244	110	147	215	70
	70	148	184	37	145	177	33
Stuttgart	10	121	243	123	114	243	131
	20	121	244	124	113	243	131
	30	121	245	125	117	241	125
	50	121	246	126	148	221	75
	70	149	184	36	138	171	33
München	10	121	243	123	116	244	129
	20	121	244	124	115	242	129
	30	133	248	116	118	241	124
	50	135	246	112	147	223	77
	70	150	184	35	151	183	34

Tab. 3 Beginn, Ende und Dauer der sommerlichen stratosphärischen Ostwindzirkulation 1997 und im Mittel über 1974 -1997 auf 5 Druckflächen für 8 Stationen

Die Dauer der Ostwindperioden nimmt mit zunehmender Höhe zu. Dabei haben die Flächen 10 und 20 hPa nahezu gleiche Dauer, in der Fläche 30 hPa ist die Dauer im Mittel 5-10 Tage geringer, in 50 hPa sind es schon 40 bis 50 Tage weniger und in 70 hPa liegt die Dauer nur bei reichlich einem Monat. In 70 hPa tritt auch die Ostwindperiode nicht in jedem Jahr an allen Stationen auf. 1997 ist sie allerdings erstmalig seit 1961 an allen DWD-Stationen einschließlich Hannover ausgeprägt gewesen. 1997 war in 70 und insbesondere in 50 hPa die Dauer länger als im Mittel, in 30, 20 und 10 hPa jedoch kürzer als im Mittel. In 50 hPa war sie nahezu genauso lang ausgeprägt wie in den darüberliegenden Flächen. Dabei war die Ostwindperiode gegenüber dem Mittel generell zeitlich verschoben. Außer in 50 und 70 hPa an einigen Stationen lagen sonst sowohl Beginn als auch Ende später.

Lufttemperatur:
Mittelwerte der Lufttemperatur

Abbildung 4 zeigt die Zeitreihen der Abweichungen der Monatsmittelwerte der Lufttemperatur der Jahre 1961 bis 1997 vom mittleren Wert des Bezugszeitraums 1961-1990 für die Druckflächen 500 hPa (mittlere Troposphäre) und 50 hPa (untere Stratosphäre) über Deutschland in den vier Jahreszeiten. Die Zeitreihe wurde durch Mittelung über 8 Radiosondenstationen gewonnen. Das Datenmaterial ist leider in den Jahren 1972/1973 nicht ganz lückenlos. Ab 1974 sind die Lücken im Datenmaterial für diese Auswertung vernachlässigbar. Deutlich ist die relative Erwärmung der Troposphäre und gleichzeitige Abkühlung der Stratosphäre zu erkennen, wie sie auch schon z. B. in einer Trendanalyse für Europa und den Zeitraum 1961-1990 von Meyerhöfer, et.al. (1996) gezeigt wurde. Im Winter ist die jährliche Variabilität am größten, im Sommer am geringsten.

Abbildung 5 zeigt die über 8 Stationen gemittelten monatlichen Vertikalprofile der Abweichungen der Temperatur 1997 vom Referenzzeitraum 1961-1990. In der Troposphäre entspricht die Temperatur im Jahresmittel 1997 nahezu dem mittleren Mittel des Referenzzeitraums, in der Stratosphäre ist dagegen die Abkühlung mit zunehmender Höhe sehr deutlich. Die Monate April, Juli und Oktober waren in der Troposphäre kühler als es dem Referenzzeitraum entspricht; in allen übrigen Monaten war die Troposphäre relativ zu warm.

Absolute Extremwerte der Temperaturminima in der Stratosphäre:

Temperaturen unter -78 Grad C in der Stratosphäre fördern den Ozonabbau. Tabelle 4 zeigt die absoluten Temperaturminima zwischen Boden und Gipfelpunkt, ihre zugehörige geopotentielle Höhe und den Tag ihres Auftretens in den Monaten des Winterhalbjahres an allen 8 Stationen für die zwei routinemäßigen Aufstiegstermine 0 und 12 Uhr UTC. Kritische Temperaturen sind in Rot markiert.

Die kritische Temperatur ist an allen Stationen im Dezember, an den nördlichen Stationen Schleswig und Greifswald auch im Januar und Februar erreicht oder unterschritten worden. Am 31. Dezember wurden an allen Stationen in Höhen zwischen 18 und 20 km zum Mittagstermin Temperaturen unter -78 Grad C beobachtet. Über Greifswald erreichte die Temperatur mit -83 Grad ihr Minimum im räumlichen Vergleich.

	Jan	Feb	Mar	Okt	Nov	Dez	Jahr
Schleswig							
tn	-78	-76	-73	-70	-76	-80	-80
hn	26309	25816	29958	12894	23271	26449	26449
Tag, 00 Uhr	15	21	8	18	30	16	350
tn	-82	-78	-72	-69	-76	-82	-82
hn	29363	23971	12305	12601	25945	19828	19828
Tag, 12 Uhr	22	24	4	17	29	31	365
Greifswald							
tn	-76	-74	-72	-69	-75	-79	-79
hn	13050	25727	11870	13120	27213	23310	23310
Tag, 00 Uhr	22	24	2	18	9	17	351
tn	-79	-78	-73	-69	-77	-83	-83
hn	21958	23302	12395	12582	25933	18637	18637
Tag, 12 Uhr	21	24	2	18	30	31	365
Lindenberg							
tn	-78	-72	-71	-70	-76	-79	-79
hn	22413	25320	26336	13111	23931	26357	26357
Tag, 00 Uhr	21	25	10	18	30	22	356
tn	-77	-75	-73	-71	-78	-81	-81
hn	23931	24630	12387	12977	26091	18156	18156
Tag, 12 Uhr	21	24	2	18	29	31	365
Essen							
tn	-74	-73	-73	-69	-73	-81	-81
hn	25358	12533	12389	13288	25964	19776	19776
Tag, 00 Uhr	21	28	2	18	30	31	365
tn	-76	-74	-71	-71	-73	-82	-82
hn	21946	26442	12809	12869	27574	19986	19986
Tag, 12 Uhr	21	23	2	17	30	31	365

Tab. 4a Absolute Temperaturminima zwischen Boden und Gipfelpunkt, zugehörige Höhe, Tag und Termin ihres Auftretens für das Jahr 1997

	Jan	Feb	Mar	Okt	Nov	Dez	Jahr
Dresden							
tn	-75	-73	-72	-71	-74	-79	-79
hn	12962	25245	12394	13236	30209	20416	20416
Tag, 00 Uhr	14	25	3	18	26	31	365
tn	-75	-74	-70	-70	-75	-80	-80
hn	12936	24525	12001	13001	26753	19597	19597
Tag, 12 Uhr	13	25	2	18	29	31	365
Meiningen							
tn	-74	-72	-72	-69	-73	-80	-80
hn	21843	22654	12371	12917	28111	20959	20959
Tag, 00 Uhr	21	24	3	18	30	31	365
tn	-76	-73	-71	-70	-73	-79	-79
hn	13069	23260	12870	13301	25460	19654	19654
Tag, 12 Uhr	13	24	2	18	29	31	365
Stuttgart							
tn	-73	-74	-74	-69	-72	-79	-79
hn	12850	25411	12749	12767	28978	21178	21178
Tag, 00 Uhr	14	25	3	18	26	31	365
tn	-74	-72	-72	-71	-73	-81	-81
hn	12510	12430	12681	17415	31475	19683	19683
Tag, 12 Uhr	13	28	2	2	25	31	365
München							
tn	-74	-71	-73	-71	-72	-77	-77
hn	12714	11622	12393	13173	29849	18918	18918
Tag, 00 Uhr	14	11	3	18	26	31	365
tn	-73	-71	-71	-71	-73	-79	-79
hn	12714	11622	12393	13173	29849	18918	18918
Tag, 12 Uhr	14	28	3	2	6	31	365

Tab. 4b Absolute Temperaturminima zwischen Boden und Gipfelpunkt, zugehörige Höhe, Tag und Termin ihres Auftretens für das Jahr 1997

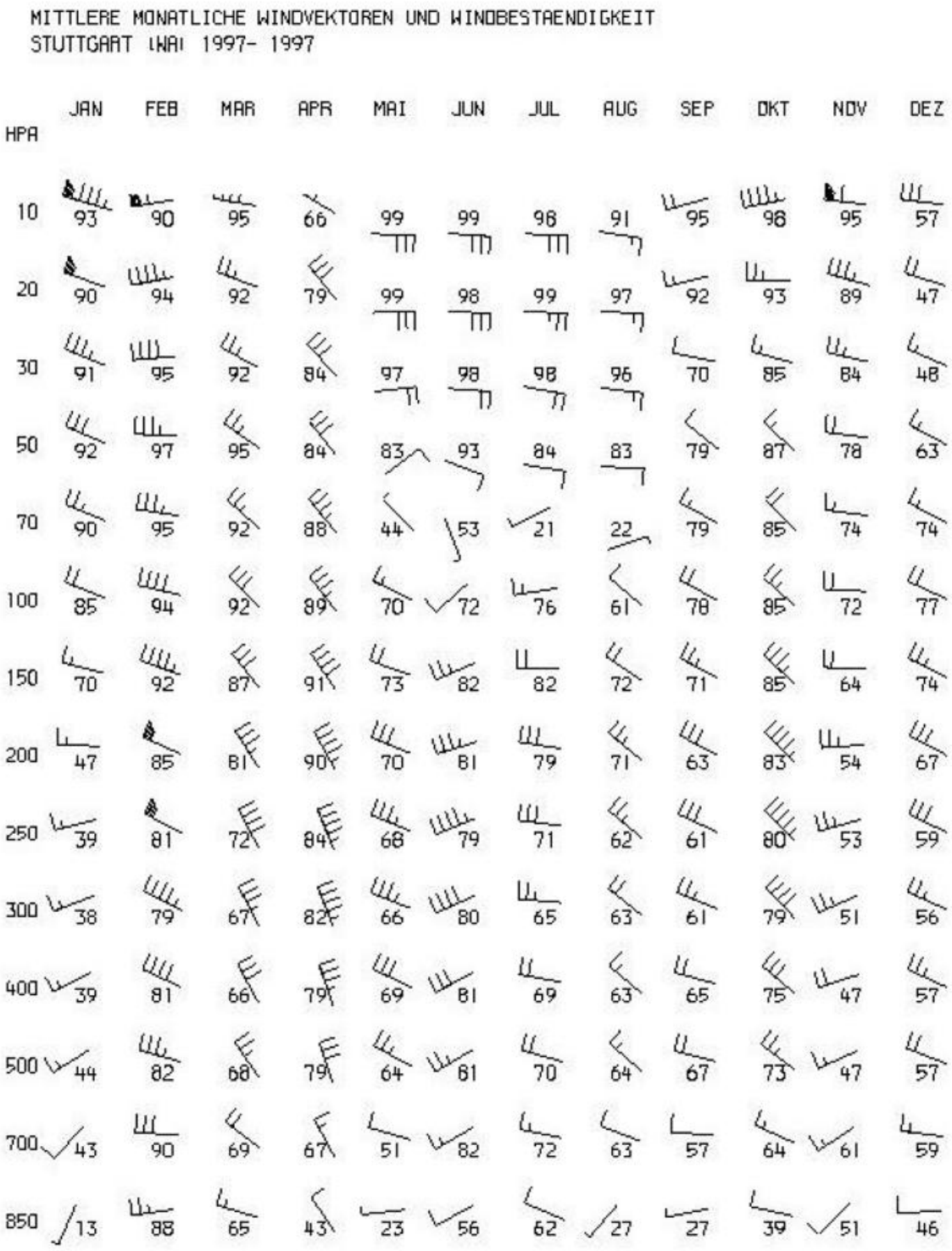


Abb. 1a Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Stuttgart (WA) 1997

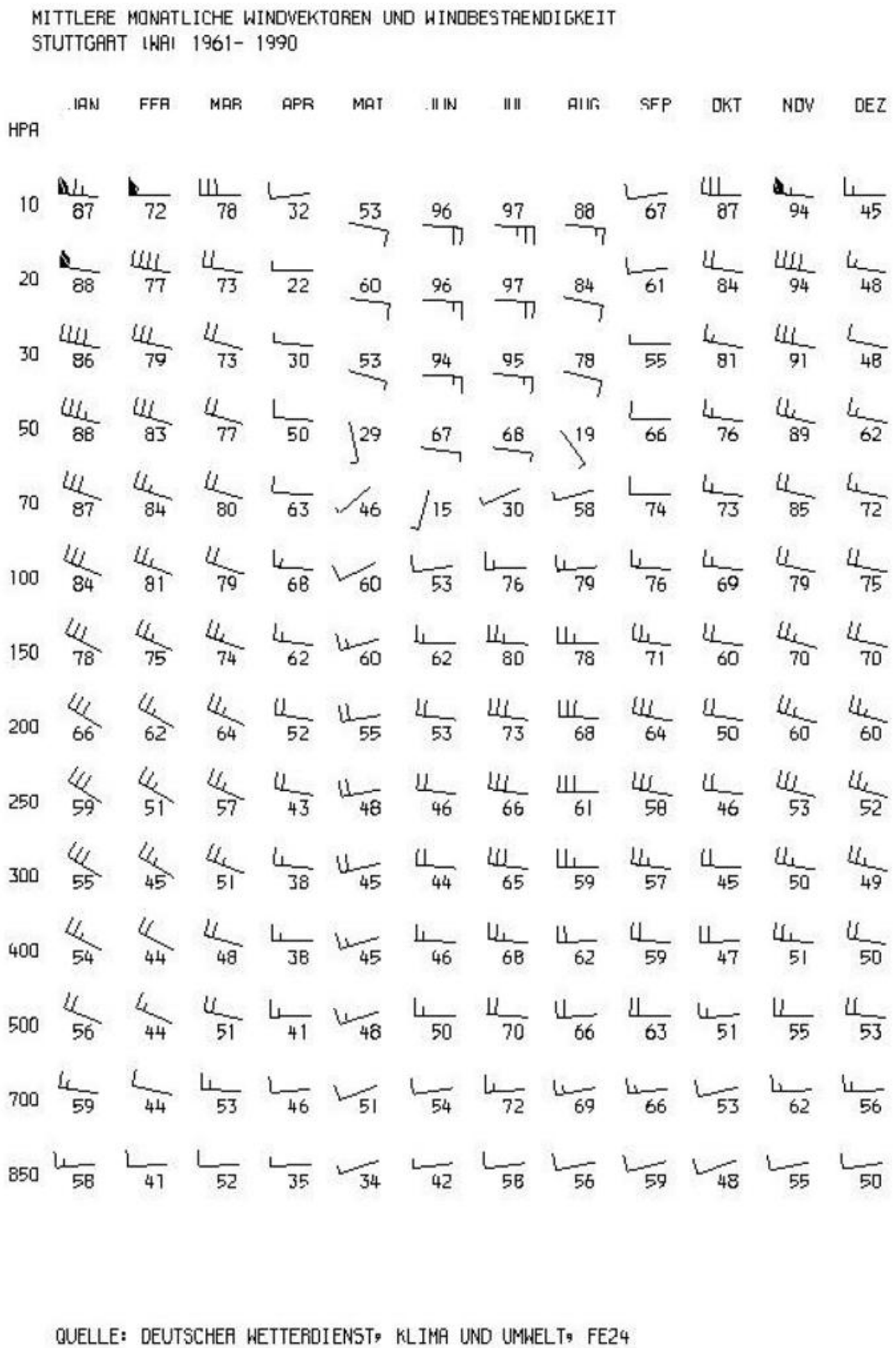


Abb. 1b Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Stuttgart (WA) 1961-1990

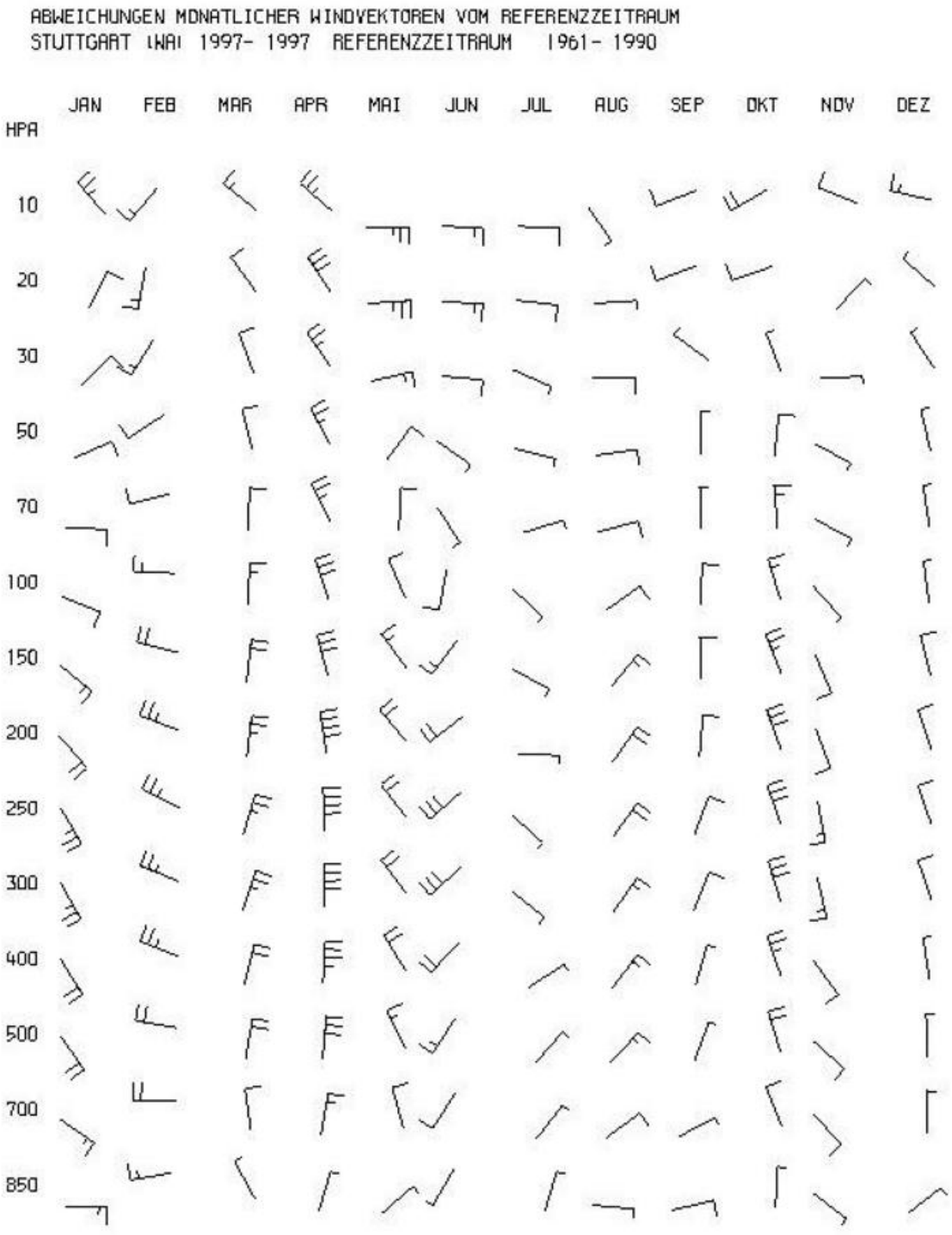


Abb. 1c Abweichungen monatlicher Windvektoren vom Referenzzeitraum Stuttgart (WA) 1997-1997 Referenzzeitraum 1961-1990

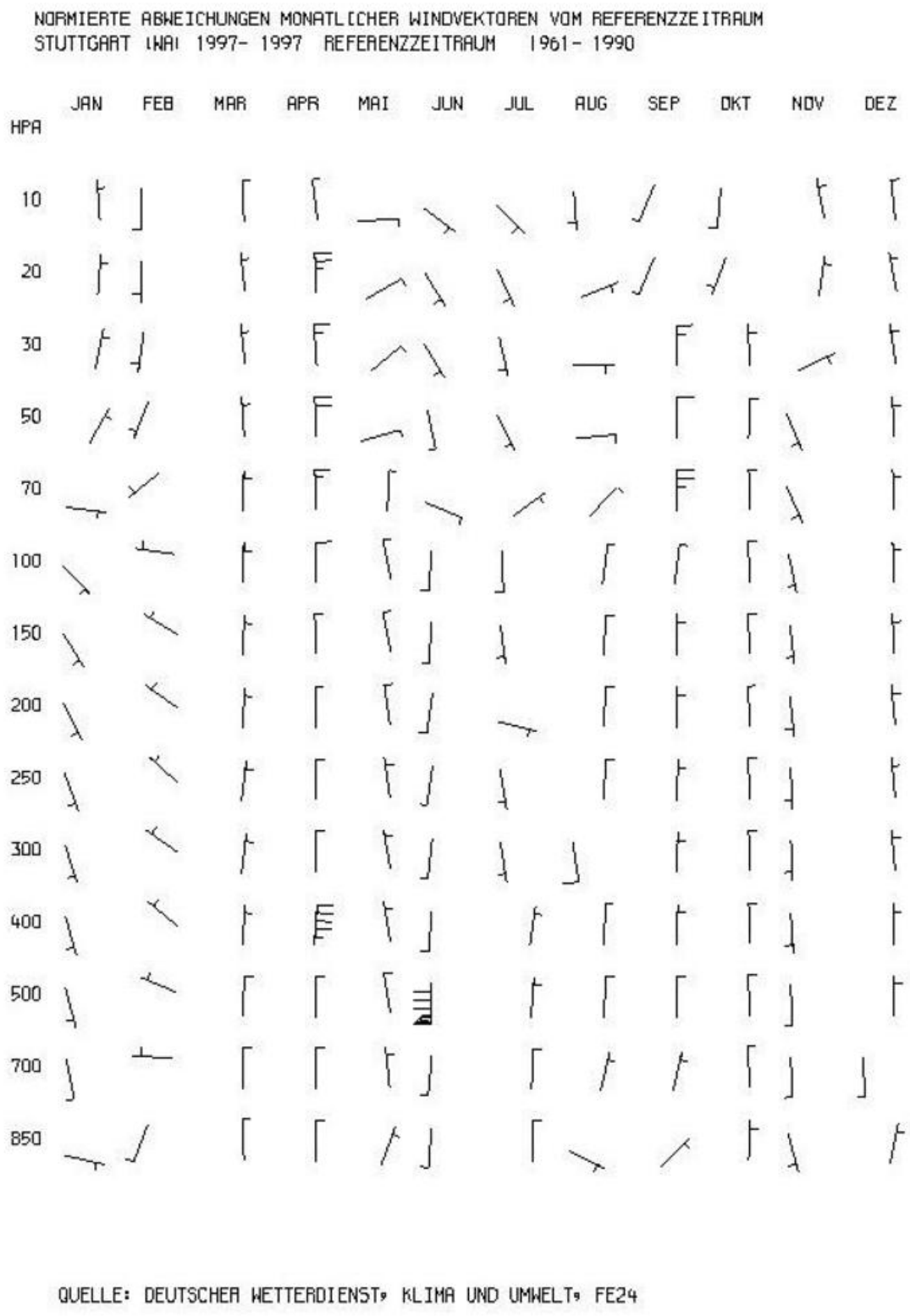


Abb. 1d Normierte Abweichungen monatlicher Windvektoren vom Referenzzeitraum Stuttgart (WA) 1997-1997 Referenzzeitraum 1961-1990

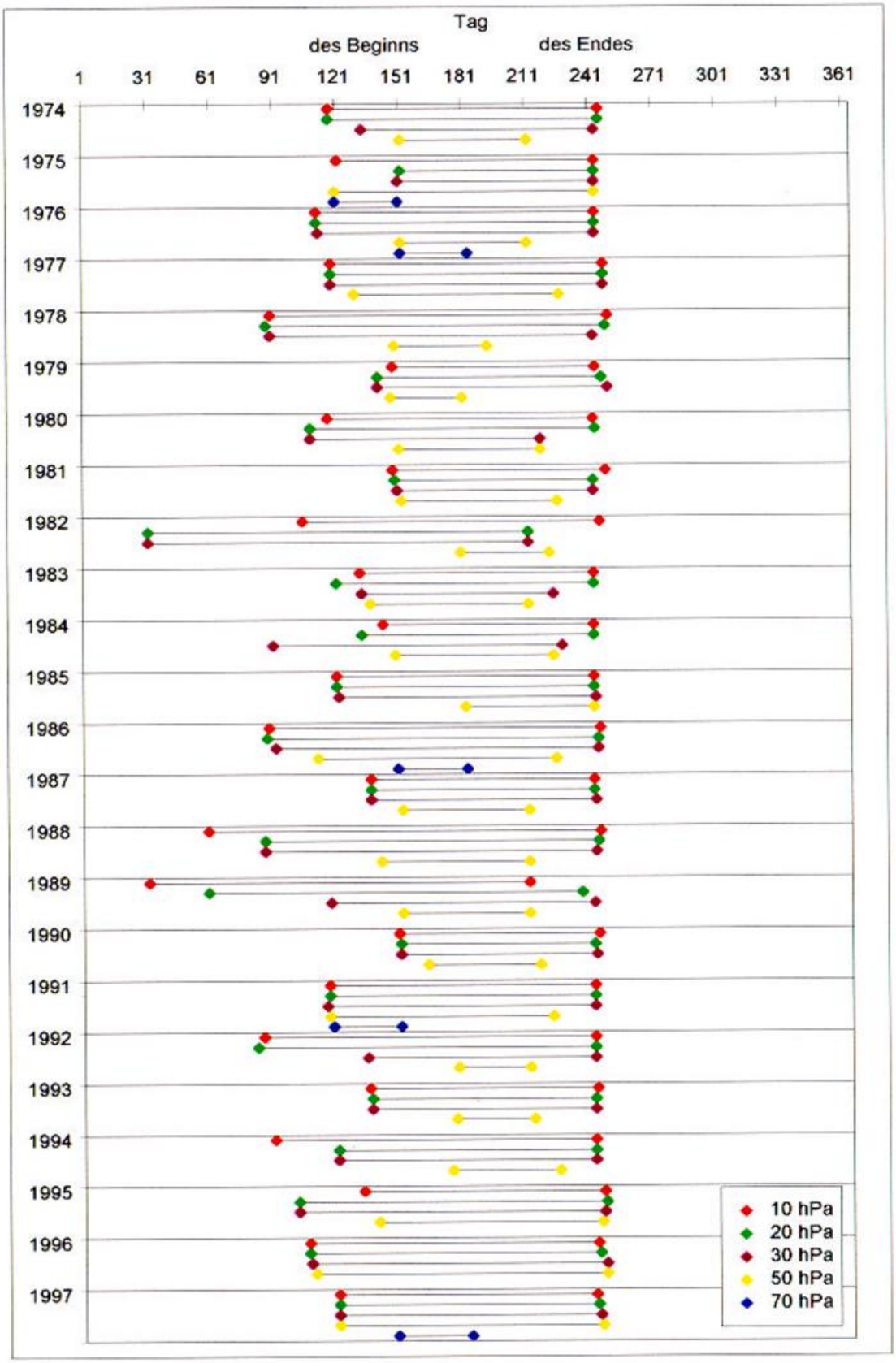


Abb. 2 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre Station: Stuttgart-Schnarrenberg Auswertezeitraum: 1974 - 1997

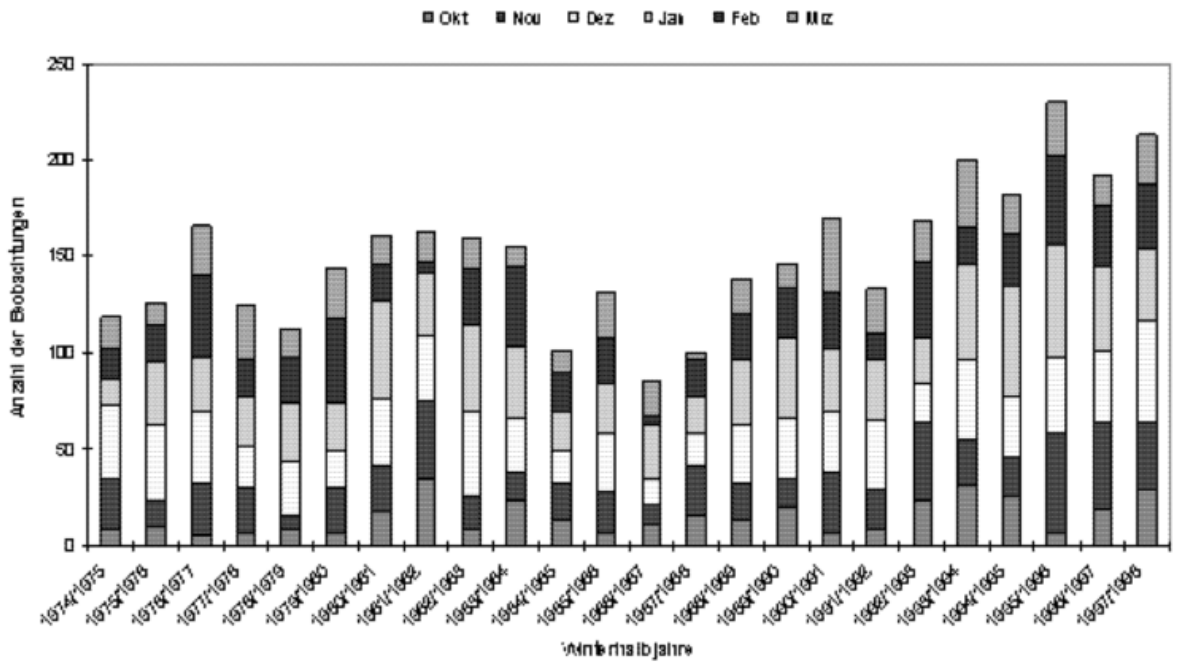


Abb. 3 Anzahl der Beobachtungen mit Windmaxima von mindestens 40 m/s im Winterhalbjahr über Stuttgart (00 und 12 Uhr-Termine)

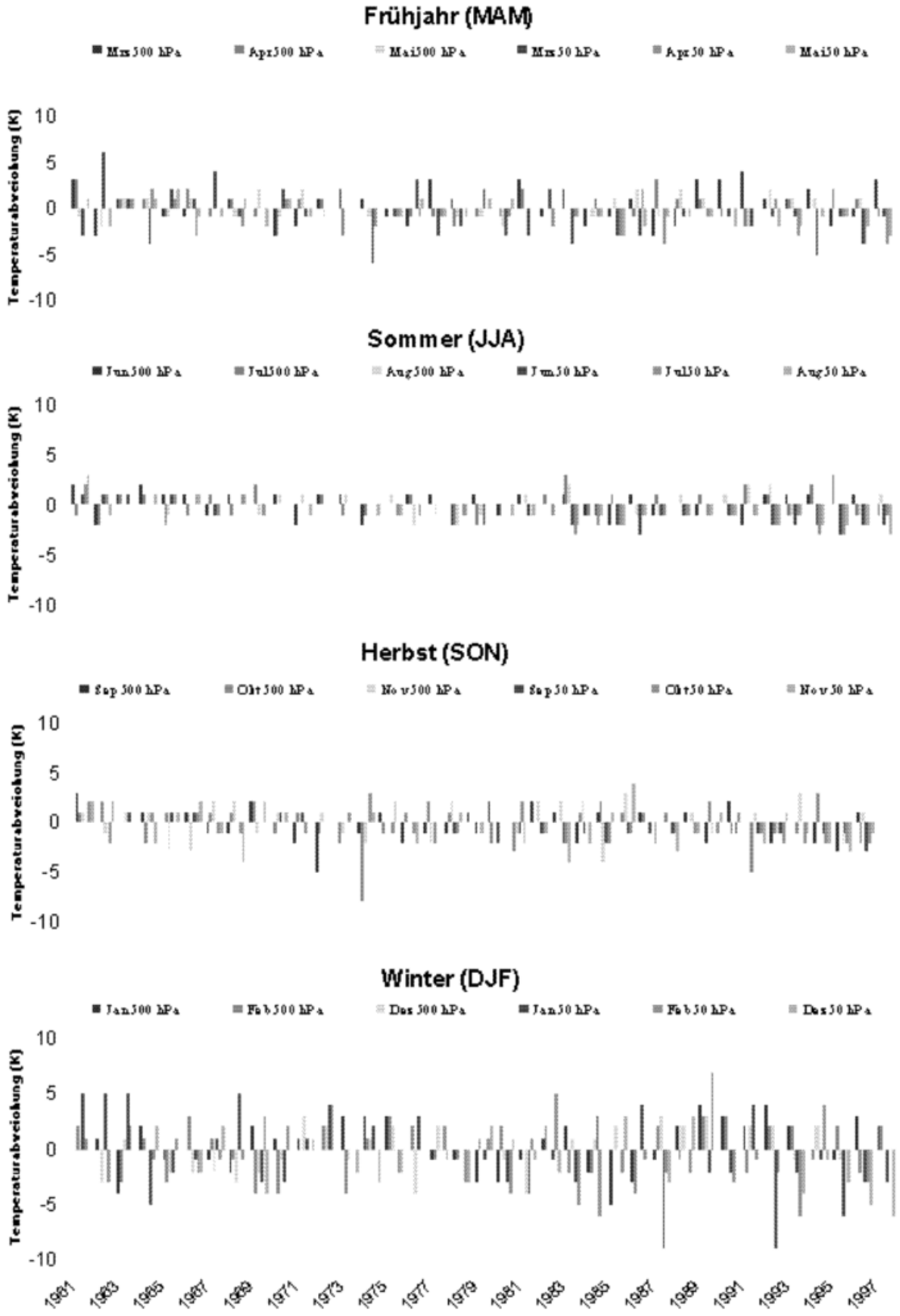


Abb. 4 Abweichung der Monatsmittelwerte der Lufttemperatur vom Referenzzeitraum 1961 - 1990 in 500 hPa und 50 hPa

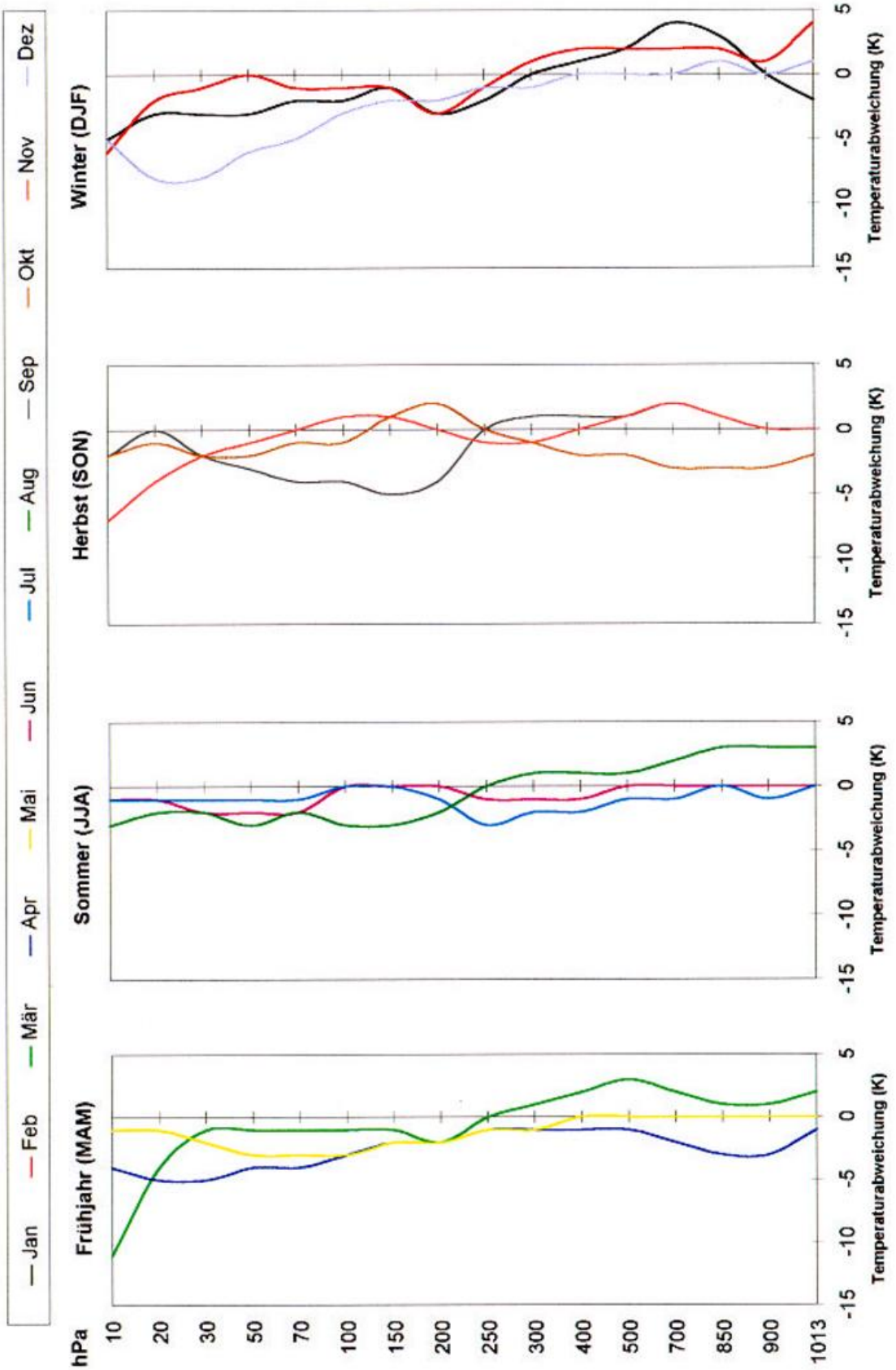


Abb. 5 Monatliche Vertikalprofile der Abweichung der Lufttemperatur 1997 vom Referenzzeitraum 1961 - 1990 (Mittel über 8 Stationen)

Literatur

1 Quiroz, R. (1983): Relationships Among the Stratospheric and Tropospheric Zonal Flows and the Southern Oscillation
Monthly Weather Review, Jan 1983, S. 143-154

2 Meyerhöfer,S. Rapp,J., Schönwiese,C.D. (1996): Beobachtete dreidimensionale Klimatrends in Europa 1961-1990
Zeitschrift für Meteorologie, Neue Folge 5, S. 91-94

Entwicklung des atmosphärischen Ozons

H. Claude, U. Köhler

Die Überwachung der Atmosphäre bis in Höhen von 50 km mittels Ozonsonden, LIDAR und Spektrophotometern lieferte auch 1997 interessante Ergebnisse. Auch nach Abklingen von bekannten Sondereinflüssen (Pinatuboaerosole) waren die stratosphärischen Ozonwerte deutlich zu niedrig. Die Sondierungen mit der Brewer Mast Ozonsonde von 1997 zeigten im Frühjahr über einen Zeitraum von drei Monaten einen drastischen Ozonverlust. In der unteren Stratosphäre belief sich der Rückgang gegenüber den Mittelwerten auf deutlich mehr als 20 %. Hierfür kommen eine Reihe von Prozessen in Betracht, an deren Quantifizierung gearbeitet wird: quasibiennial oscillation (QBO), das Minimum des 11-jährigen Sonnenzyklus, Zufluß von ozonreduzierten Luftmassen nach dem Zerfall des arktischen Polarwirbels und andere Prozesse. Auch im weiteren Jahresverlauf von 1997 kam es nur vorübergehend und ansatzweise zu Erholungen in Richtung der Normalwerte.

Beim troposphärischen Ozon (Abbildung 1) stellt sich die Entwicklung umgekehrt dar: Langfristig ist die Tendenz des Ozongehaltes in allen Höhen ansteigend. Eine einfache lineare Regression (Trend) beschreibt den Verlauf jedoch sehr unvollständig. Nach einer Phase vorübergehend niedriger Werte im Zeitraum 1991-94 sind seither und auch 1997 wieder sehr hohe Werte erkennbar. Der extrem starke Anstieg früherer Jahre (1967-83) scheint jedoch nach wie vor gebrochen.

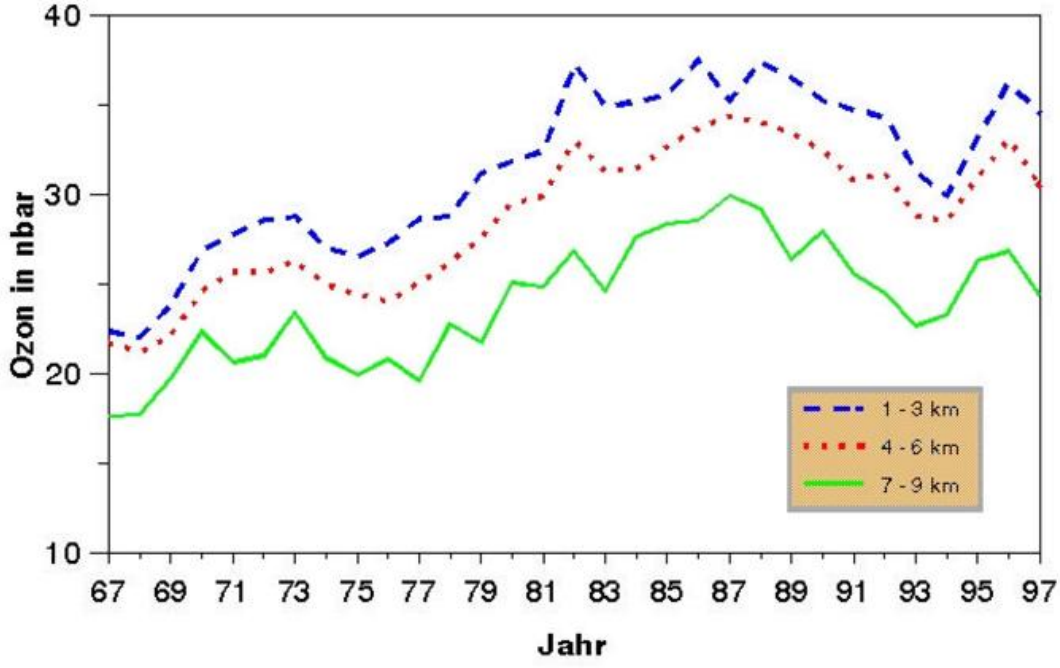


Abb. 1 Zeitreihe des troposphärischen Ozons seit 1967 anhand der Jahresmittelwerte aus den Ballonsondierungen. Gezeigt sind die Schichtmittel in verschiedenen Höhen über NN.
Quelle: Ozonbulletin des DWD Nr.37)

Der 1997 gemessene Gesamtozonverlauf (Abbildung 2) bestätigt die Ergebnisse aus den Sondierungen. Der fürs Frühjahr normalerweise typische Anstieg ist auch in 1997 vollständig ausgeblieben, der Jahresmittelwert erreichte fast die Rekordminima der Nach-Pinatubo-Jahre 1992/93.

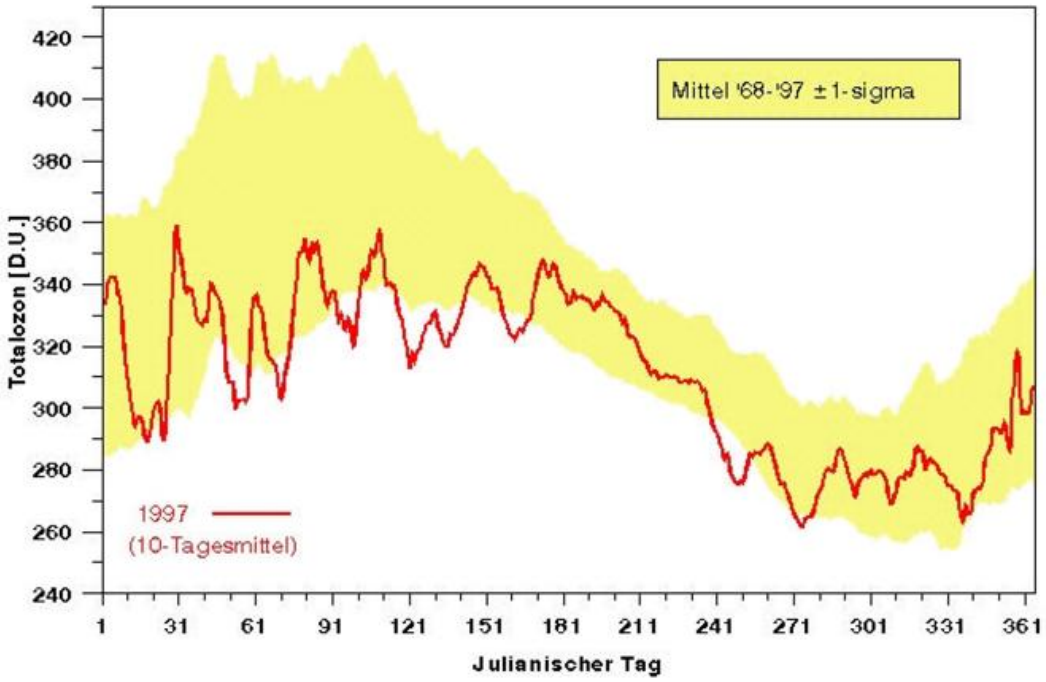


Abb. 2 Jahresverlauf des Gesamtozons 1997 (Dobson-/Brewer-Messungen) im Vergleich zum langfristig gemittelten Jahresgang in der Schwankungsbreite der einfachen Standardabweichung. (Quelle Ozonbulletin des DWD Nr. 39)

Im 1997 begonnenen BMBF-Projekt „Untersuchung der Zusammenhänge zwischen Ozon und Temperatur in der Stratosphäre" konnten bereits wichtige Ergebnisse erzielt werden: Die Klassifizierung der Ozonprofile nach der Tropopausenhöhe zeigt einen starken Einfluß auf das Ozon in der unteren Stratosphäre. Wenn sich die Tropopause z. B. um einen Kilometer nach oben bewegt, nimmt die Ozonsäule um ca. 16 DU ab. Am Hohenpeißenberg hat die Tropopausenhöhe in den letzten 30 Jahren um etwa 450 Meter zugenommen, was ein Drittel des beobachteten Gesamtozontrends erklären kann. Die restlichen zwei Drittel sind mit großer Sicherheit auf chemische Ozon-Zerstörung durch Chlor und Brom zurückzuführen. Die Zunahme der Tropopausenhöhe wird auch von den Münchner Radiosonden beobachtet. Sie scheint eng gekoppelt zu sein an die Temperaturzunahme in der freien Troposphäre um etwa 2 K in den letzten 30 Jahren.

Objektive Wetterlagenklassifikation

E. Dittmann

Einleitung

Die ‚Objektive Wetterlagenklassifikation' des DWD beruht auf numerischen Kriterien, die auf jede meteorologische Situation über Mitteleuropa angewandt werden können. Praktischerweise wird die Klassifizierung täglich einmal um 12 UTC durchgeführt und das Ergebnis als die Wetterlage betrachtet, die für den ganzen Tag gilt. Die Klassifizierung erstreckt sich auf ein Gebiet, das Deutschland überdeckt. Die Datengrundlage hierfür liefert das Europa-Modell als Bestandteil des operationellen numerischen Wetteranalyse- und Vorhersagesystems des Deutschen Wetterdienstes.

Beschreibung des Verfahrens der Objektiven Wetterlagenklassifikation

Kriterien zur Einteilung der Wetterlagen sind die Zirkulationsformen der Atmosphäre in Bodennähe und in einem mittleren troposphärischen Niveau, die großräumige Anströmrichtung und der Feuchtegehalt der Atmosphäre. Dadurch ergeben sich 40 verschiedene Wetterlagenklassen, siehe Tab. 1. Die Methode beruht auf zahlenmäßig erfaßten Informationen über die gesamte Troposphäre. Sie ist jederzeit nachvollziehbar mit dem gleichen Ergebnis. Es gibt keine unbestimmten Fälle. Aus diesen Gründen wird der Anspruch auf die Bezeichnung Objektive Wetterlagenklassifikation abgeleitet.

Häufigkeiten der Wetterlagen 1997 gegenüber einem vieljährigen Vergleichszeitraum

Das Verfahren wird seit dem 01.07.1979 angewandt, so daß inzwischen eine 19jährige Zeitreihe täglicher Wetterlagenklassen vorliegt. Abb. 1 zeigt die relative Häufigkeitsverteilung der Wetterlagenklassen aus dem Zeitraum Juli 1979 - Juni 1998 und Abb. 2 diejenige für das Jahr 1997.

Die Wetterlage Nr. 5, Kurzkennung NWAAT, ist im Jahr 1997 weitaus am häufigsten, nämlich 45 mal, (Abb. 2) aufgetreten. Diese Wetterlagenklasse ist zwar auch in dem 19jährigen Vergleichszeitraum die häufigste, sie tritt im Mittel pro Jahr aber nur 34 mal auf. Insgesamt waren Wetterlagen mit nordwestlicher Anströmung 1997 signifikant stärker vertreten als im Vergleichszeitraum; analog trat 1997 eine Abnahme von Wetterlagen mit südwestlicher Anströmung auf, so daß im Jahr 1997 nordwestliche Anströmungen erheblich häufiger auftraten als südwestliche und damit die Verhältnisse zum Vergleichszeitraum umgekehrt waren. Außerdem traten 1997 signifikant häufiger Wetterlagen mit unbestimmter Anströmung und eine Abnahme von Situationen mit östlicher Anströmung auf.

Klassen-Nr.	Anströmrichtung	anti-/zyklonale Strömung in 950/500 hPa	trocken/feucht	Kurzkennung
1	undefiniert	A/A	trocken	XXAAT
2	Nordost	A/A	trocken	NOAAT
3	Südost	A/A	trocken	SOAAT
4	Südwest	A/A	trocken	SWAAT
5	Nordwest	A/A	trocken	NWAAT
6	undefiniert	A/A	feucht	XXAAF
7	Nordost	A/A	feucht	NOAAF
8	Südost	A/A	feucht	SOAAF
9	Südwest	A/A	feucht	SWAAF
10	Nordwest	A/A	feucht	NWAAF
11	undefiniert	A/Z	trocken	XXAZT
12	Nordost	A/Z	trocken	NOAZT
13	Südost	A/Z	trocken	SOAZT
14	Südwest	A/Z	trocken	SWAZT
15	Nordwest	A/Z	trocken	NWAZT
16	undefiniert	A/Z	feucht	XXAZF
17	Nordost	A/Z	feucht	NOAZF
18	Südost	A/Z	feucht	SOAZF
19	Südwest	A/Z	feucht	SWAZF
20	Nordwest	A/Z	feucht	NWAZF
21	undefiniert	Z/A	trocken	XXZAT
22	Nordost	Z/A	trocken	NOZAT
23	Südost	Z/A	trocken	SOZAT
24	Südwest	Z/A	trocken	SWZAT
25	Nordwest	Z/A	trocken	NWZAT
26	undefiniert	Z/A	feucht	XXZAF
27	Nordost	Z/A	feucht	NOZAF
28	Südost	Z/A	feucht	SOZAF
29	Südwest	Z/A	feucht	SWZAF
30	Nordwest	Z/A	feucht	NWZAF
31	undefiniert	Z/Z	trocken	XXZZF
32	Nordost	Z/Z	trocken	NOZZT
33	Südost	Z/Z	trocken	SOZZT
34	Südwest	Z/Z	trocken	SWZZT
35	Nordwest	Z/Z	trocken	NWZZT
36	undefiniert	Z/Z	feucht	XXZZF
37	Nordost	Z/Z	feucht	NOZZF
38	Südost	Z/Z	feucht	SOZZF
39	Südwest	Z/Z	feucht	SWZZF
40	Nordwest	Z/Z	feucht	NWZZF

Tab. 1 Einteilung der Wetterlagen in 40 objektive Klassen.

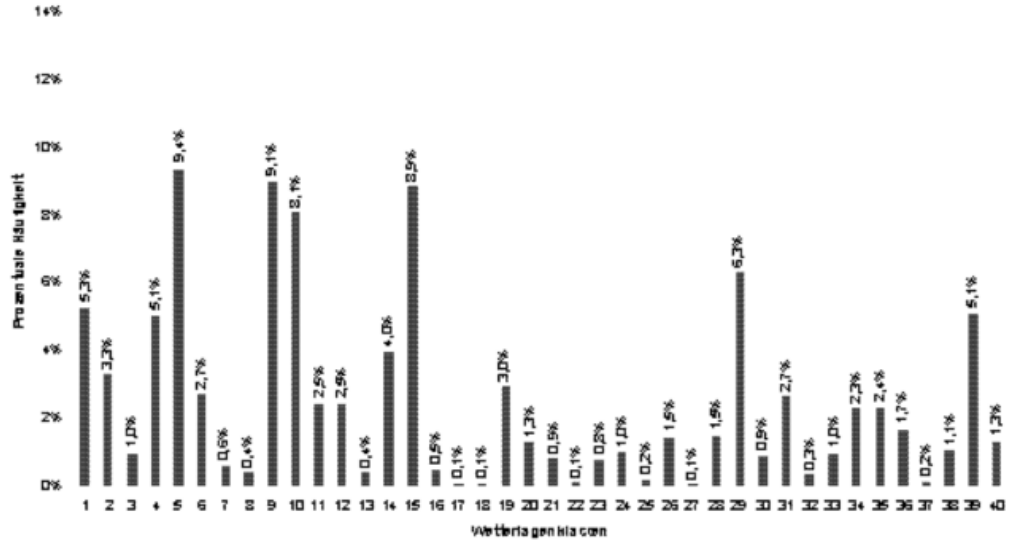


Abb. 1 Relative Häufigkeitsverteilung der 40 Wetterlagenklassen
Auswertezeitraum: Juli 1979 - Juni 1998

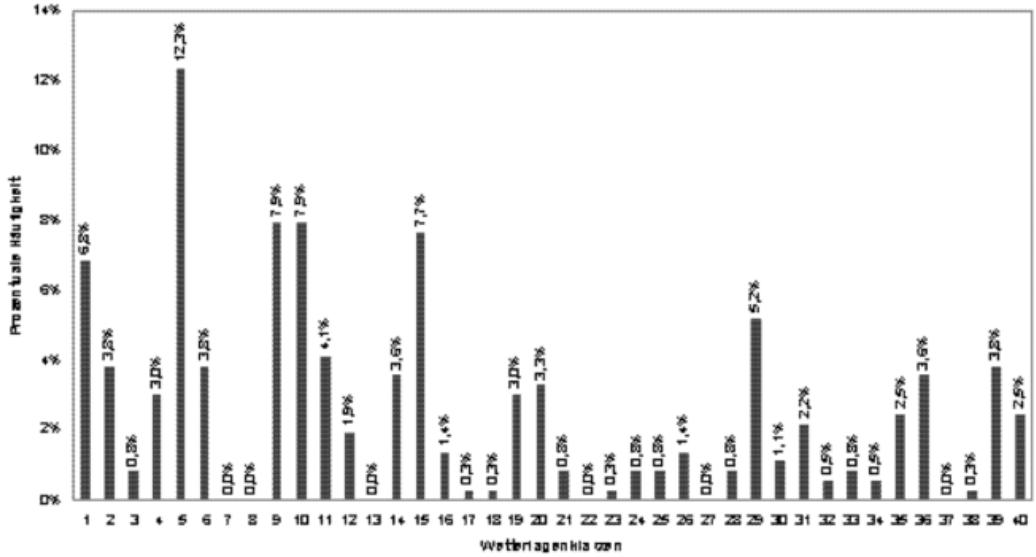


Abb. 2 Relative Häufigkeit der 40 Wetterlagenklassen
Auswertezeitraum: 1997

Literatur

1 Dittmann, E., S. Barth, J. Lang, G. Müller-Westermeier; Objektive Wetterlagenklassifikation. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 197, Offenbach/Main, 1995.

Die phänologische Entwicklung im Jahr 1997

W. Trampf, W. Janssen

Der Vorfrühling wird durch die Blüte der Haselsträucher beschrieben. Nach einem strengen Winter im Januar stäubten im Laufe des Februars die Kätzchen der Haselsträucher. Im Vergleich zu den mittleren Eintrittsdaten der Beobachtungsreihe 1992 bis 1997 zeigte sich eine Verspätung von bis zu zwei Wochen. Lediglich im Voralpenraum und im äußersten Osten war der Eintritt des Vorfrühlings um eine Woche verfrüht.

Mit der Apfelblüte hält der Vollfrühling seinen Einzug. 1997 blühten die Apfelbäume im letzten April- und im ersten Maidrittel, im größten Teil der Westhälfte sowie in Ostbayern und in Sachsen bis zu sechs Tage früher als im Mittel der Jahre 1992 bis 1997. In Nord- und Südbayern, in weiten Teilen von Ostdeutschland und von Schleswig-Holstein sowie am Oberrhein und im Emsland wurde der Eintritt der Apfelblüte bis zu 6 Tagen später beobachtet.

Im Verlauf des Juni, im Norden und im Bergland erst in der ersten Julihälfte, setzte mit der Fruchtreife der Roten Johannisbeeren der Hochsommer ein. Diese Phase trat gegenüber den mittleren Eintrittsdaten im größten Teil Deutschlands bis zu 15 Tagen verfrüht auf. Nur im Nordwesten, in Sachsen, im östlichen Niedersachsen sowie gebietsweise in Württemberg, Nordbayern, Schleswig-Holstein und im Nordosten wurde diese phänologische Phase bis zu fünf Tagen später erreicht.

Im Vollherbst findet die Bestellung des Wintergetreides statt. So wurde 1997 Winterweizen vor allem im Oktober gedrillt. Diese Arbeiten konnten im größten Teil Deutschlands bis zu 12 Tage früher als normal erfolgen. Gebietsweise im Südwesten und im Südosten sowie im Nordwesten und an der Nordseeküste von Schleswig-Holstein wurde Winterweizen geringfügig verspätet bestellt.

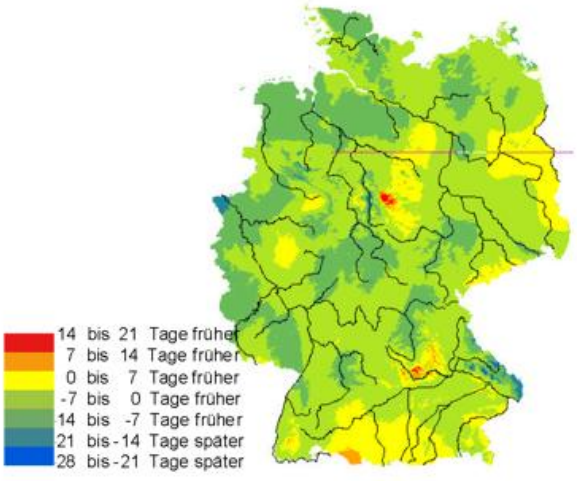


Abb.1 Haselblüte 1997
Abweichung der Eintrittsdaten
vom vieljährigen Mittel

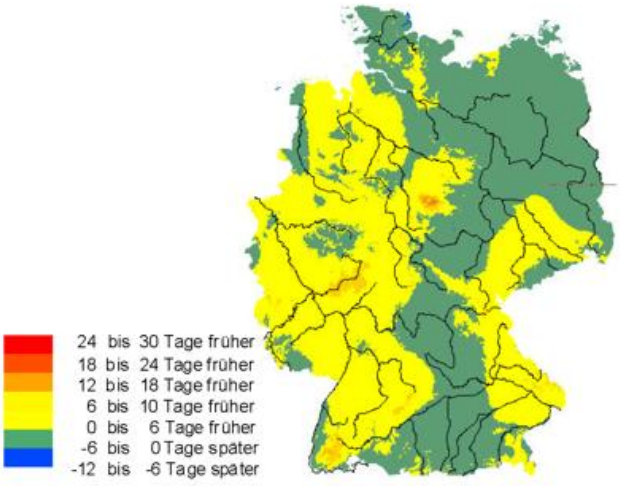


Abb. 2 Apfelblüte 1997
Abweichung der Eintrittsdaten
vom vieljährigen Mittel

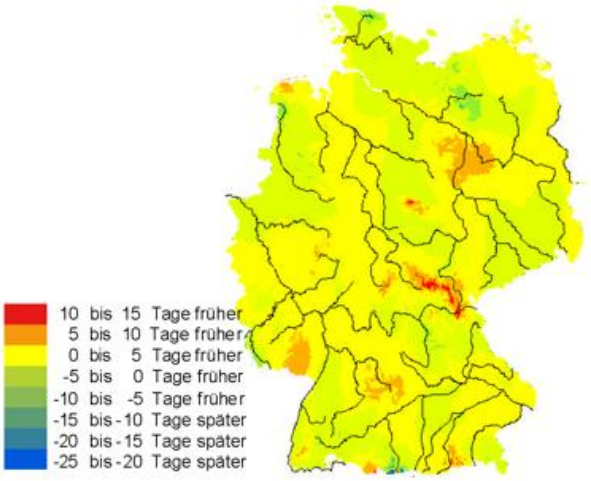


Abb. 3 Rote Johannisbeere Fruchtreife 1997
Abweichung der Eintrittsdaten
vom vieljährigen Mittel

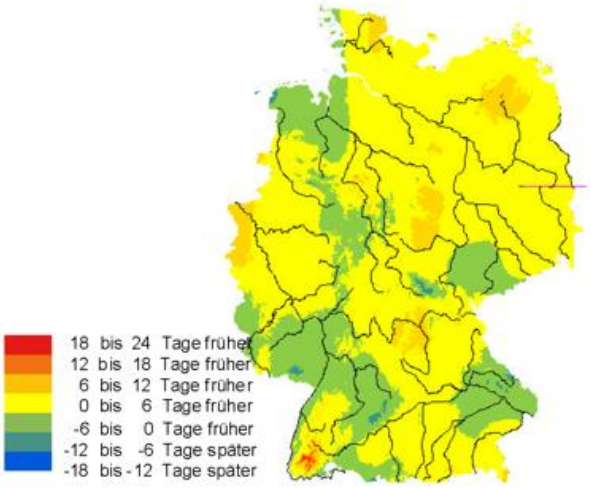


Abb. 4 Winterweizenbestellung 1997
Abweichung der Eintrittsdaten
vom vieljährigen Mittel

Klima aus erster Hand

Klimainformationen des Deutschen Wetterdienstes

im World Wide Web

S. Rösner

Obwohl das Internet bereits seit Jahrzehnten existiert, gelang es erst mit der Einführung des World Wide Web (WWW) zu Beginn der 90er Jahre, das Internet mit seinem Informationsgehalt für ein breites Publikum attraktiv zu machen. Mit Hilfe der Hypertext Markup Language (HTML), dem Hypertext Transfer Protocol (HTTP) und grafischer Präsentationssoftware, den sogenannten Browsern, wurde es möglich, die im Internet vorhandene Information zu nutzen. Mittlerweile haben weltweit mehr als 45 Millionen Menschen Zugang zum WWW. Die Bandbreite der Nutzer reicht vom Schüler bis zum Rentner und vom Laien bis zum Wissenschaftler. Seit Existenz des WWW werden zunehmend auch kommerzielle Interessen über dieses Medium verfolgt.

Die Möglichkeit mit HTML unterschiedliche Präsentationsformen - wie Text-, Bild-, Ton- und Filmdokumente - durch die Hypertextfähigkeit mit weiterführenden Informationsstellen zu verbinden, eignet sich das WWW insbesondere für die Meteorologie als adäquates Darstellungsmedium.

Als ein Teilgebiet der Meteorologie ist die Klimatologie in den letzten Jahren immer stärker in den Mittelpunkt öffentlichen Interesses gerückt. Entsprechend diesem öffentlichen Interesse an fachlich fundierter klimatologischer Information, liegt es nahe, daß der DWD getreu seinem Leitthema "Wetter und Klima aus erster Hand", seine klimatologischen Aktivitäten für den Nutzer möglichst transparent, anschaulich und aktuell im WWW vorstellt. Mit diesem Ziel wurde im DWD der Prototyp eines Klimainformationssystems (KLIS) entwickelt.

Um dem Nutzer die Orientierung in KLIS zu erleichtern, ist KLIS in die 4 Bereiche *"Allgemeine Informationen"*, *"Daten"*, *"Produkte"* und *"Internationale Aktivitäten"* untergliedert. Unter der Rubrik *"Allgemeine Informationen"* wird ein Überblick darüber gegeben, welche Organisationseinheiten im DWD mit klimatologischen Aufgaben betraut sind. Der *"Daten"*-Bereich informiert über die im DWD archivierten umfangreichen klimatologischen Daten, deren Gewinnung und Abgabe. Unter der Rubrik *"Produkte"* soll der KLIS-Nutzer über Beispiele klimatologischer Produkte den richtigen Ansprechpartner finden. Ferner sind hier auch Beiträge zu aktuellen klimatologisch interessanten Ereignissen zu finden. Unter den *"Internationalen Aktivitäten"* sind zur Zeit unter anderem Informationen über europäische und globale Programme und Initiativen rund um den Themenbereich "Klima" zu finden. Ein Gästebuch bietet die Möglichkeit, ohne auf E-Mail angewiesen zu sein, Kommentare und Anregungen zu geben.

KLIS ist inzwischen seit über zwei Jahren über das Internet unter der Adresse http://www.dwd.de/research/klis/ erreichbar. Die mit dem Prototypen gemachten Erfahrungen werden in die Weiterentwicklung von KLIS einfließen. Sind die Seiten in KLIS derzeit noch rein statischer Natur, so ist für die Zukunft eine Anbindung an die relationale Datenbank des DWD geplant, wodurch die dynamische und interaktive Generierung bestimmter Seiten in KLIS ermöglicht wird. Dies gestattet nicht nur Aktualität und Qualität der Information zu verbessern, sondern reduziert gleichzeitig auch den Pflegeaufwand des Systems.

Alle Ausgaben des Klimastatusberichtes werden Sie in Zukunft im KLIS unter der Adresse http://www.dwd.de/research/klis/ksb/ksb.htm finden.

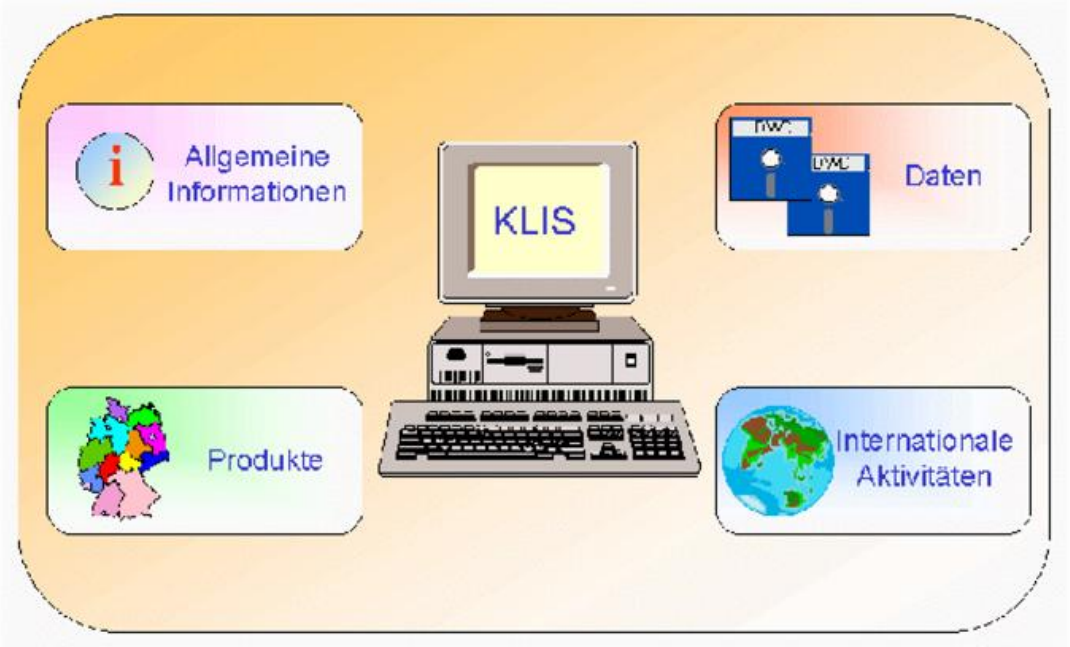


Abb.1 Kategorien des Klimainformationssystems zur besseren Orientierung des Nutzers.

Aufbereitung langer meteorologischer Meßreihen für klimatologische Zwecke

BMBF-Forschungsprojekt (07VKV01/1)

Schwerpunkt "Klimavariabilität und Signalanalyse"

J. Herzog, G. Müller-Westermeier

1 Einleitung

Zur Untersuchung klimatologischer Trends ist die Aufbereitung langer klimatologischer Meßreihen von großer Bedeutung.

Vor jeder Analyse klimatologischer Zeitreihen ist als zentrales Problem die Homogenität der Meßreihen zu prüfen, denn leider sind die meteorologischen Meßreihen nicht nur durch die Variationen des Klimas, sondern auch durch nichtklimatische Veränderungen beeinflußt. Störungen in den vorhandenen Meßreihen durch Änderungen in der Meß- und Auswertemethodik, Beobachterwechsel und Veränderungen in der Umgebung der Stationen sowie Stationsverlegungen liegen in der gleichen Größenordnung wie die zu erwartenden klimatischen Trends.

Bei der Auswirkung der Trends sind abgeleitete Größen, wie erstes und letztes Auftreten bestimmter Erscheinungen oder Schwellenwerte sowie die Andauer vorgegebener Bedingungen von besonderer Bedeutung.

2 Datenbasis

Es wurden Zeitreihen von 19 Stationen aus dem DV-Archiv des Deutschen Wetterdienstes mit täglichen klimatologischen Messungen, die vor 1918 beginnen und keine größeren Lücken aufweisen, bearbeitet.

3 Homogenitätsanalyse

Allgemein wird zwischen absoluten und relativen Tests unterschieden. Die absoluten Testverfahren stützen sich nur auf die zu untersuchende Reihe selbst. Da die verschiedenen Klimaelemente immer Schwankungen ausgesetzt sind, ist es sehr schwer, mit absoluten Homogenitätstests Inhomogenitäten von tatsächlichen Klimavariationen zu trennen.

Bei den relativen Homogenitätstests wird die Tatsache genutzt, daß klimatische Veränderungen kleinräumig sehr ähnlich sind, wodurch die Differenzen zwischen der zu prüfenden Datenreihe und einer Referenzreihe geringere zeitliche Variationen aufweisen als die Datenreihe selbst.

Die relative Homogenitätsprüfung versagt, wenn Inhomogenitäten durch zeitgleiche Veränderungen im gesamten Meßnetz hervorgerufen werden. Außerdem ist das Verfahren nicht mehr durchführbar, wenn man sehr weit in die Vergangenheit zurückgeht, da dann nicht mehr genug Nachbarstationen zur Bildung einer Referenzreihe vorhanden sind.

Eine Homogenisierung von Tageswerten oder gar einzelner Meßtermine ist nicht möglich, da bei den Einzelwerten sehr große Schwankungen auftreten können und sich Veränderungen in den nichtklimatologischen Einflußgrößen in Abhängigkeit von den Besonderheiten der individuellen Wetterlage sehr unterschiedlich auswirken können. Homogenisierbar sind nur Summen- und Mittelwerte über einen mindestens einmonatigen Zeitraum.

An die statistische Analyse muß sich immer die Suche nach den physikalischen Ursachen anhand der Stationsakten und ähnlicher Unterlagen anschließen.

3.1 Vergleich verschiedener Homogenitätstests

Im Projekt wurden verschiedene Verfahren zur Homogenitätsprüfung getestet. Die besten Ergebnisse bei der Homogenitätsprüfung lieferte der von ALEXANDERSSON (1986) in Schweden entwickelte Standardhomogenitätstest SNHT (Standard Normal Homogeneity Test).

Dieser Test prüft eine standardisierte Quotientenreihe bzw. Differenzenreihe.

Wegen der guten Ergebnisse und ausführlichen Informationen, die dieser Test liefert, wurden die Homogenitätsprüfung und die Homogenisierung der Zeitreihen in dem Projekt im weiteren durchweg mit Hilfe des Alexandersson-Tests durchgeführt.

3.2 Homogenitätsprüfung mit dem Alexandersson-Test

Das Verfahren wird auf die Zeitreihen der verschiedenen Monatswerte angewendet. Am Anfang und am Ende der Zeitreihen wird das Testergebnis unzuverlässig, weil die eine der beiden zu vergleichenden Teilzeitreihen so kurz wird, daß sich Einzelereignisse in unvertretbarer Weise bemerkbar machen. Das Testergebnis kann auch von Monat zu Monat variieren sowohl in Bezug auf die Erkennung einer Inhomogenität überhaupt als auch auf den Zeitpunkt innerhalb der Zeitreihe. Aus diesem Grund kann eine Homogenitätsprüfung nicht automatisch durchgeführt werden. Vielmehr ist eine Überarbeitung erforderlich, damit das Ergebnis in sich konsistent wird. Dabei sind alle verfügbaren Metadaten zu Rate zu ziehen. Die berechneten Termine der Inhomogenitäten werden an die Termine der Ereignisse aus der Stationsgeschichte, die die wahrscheinliche Ursache darstellen, angepaßt. Falls keine Ursache gefunden werden kann, wird einheitlich der am häufigsten auftretende bzw. der mittlere Termin gewählt. Sofern in einzelnen Monaten keine signifikante Inhomogenität erkannt wurde, werden die Korrekturwerte der benachbarten Monate übernommen.

Beispielhaft zeigt Abb. 1 die Reihe der Differenzen zwischen der Stationsmeßreihe und der Referenzreihe sowie die gefundenen Inhomogenitäten für die Jahresmitteltemperatur von Bremen.

Abb. 2 zeigt die Zeitreihe vor und nach der Homogenisierung. In diesem Fall wurde ein ansteigender Trend, der durch die Inhomogenitäten weitgehend verdeckt war, durch die Homogenisierung offengelegt.

3.3 Ergebnisse der Homogenitätsprüfung

Etwa die Hälfte der untersuchten Niedeschlagsreihen ist inhomogen. Bei den anderen Elementen ist die Mehrheit der Zeitreihen inhomogen. Aus den Stationsakten geht hervor, daß die Gründe hierfür Stationsverlegungen, Beobachterwechsel, Gerätewechsel oder Veränderungen in der Stationsumgebung waren.

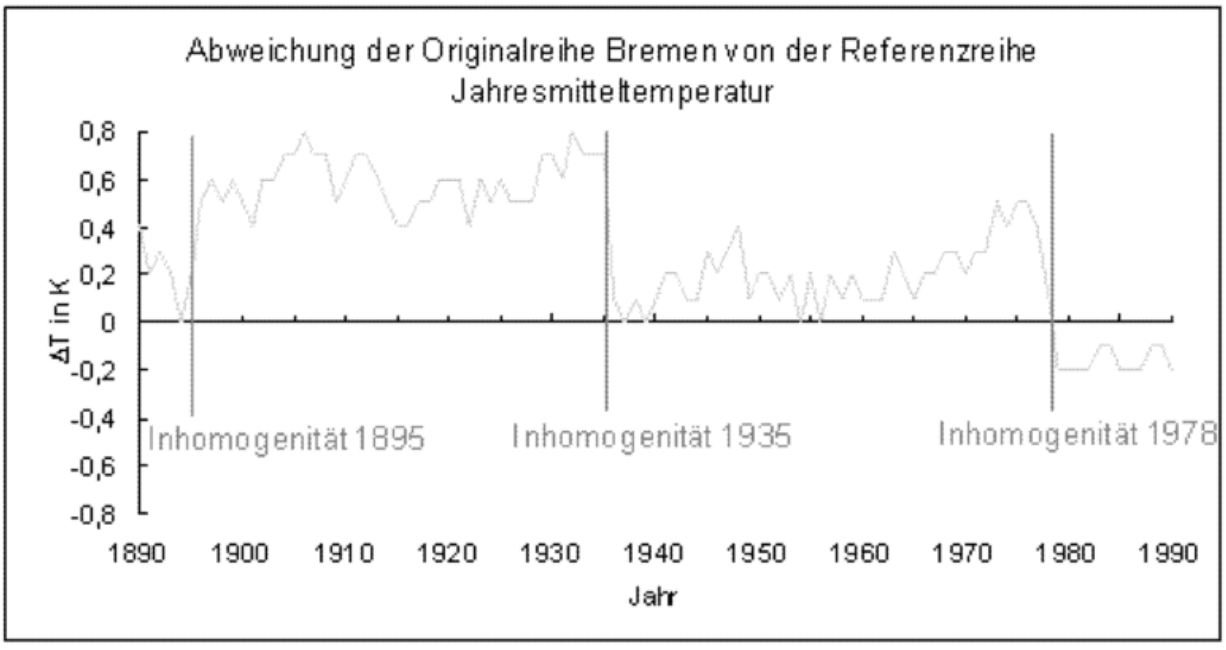


Abb. 1 Zeitreihe der Differenzen zwischen der zu prüfenden Station und der Referenzreihe für die Jahresmitteltemperatur Bremen

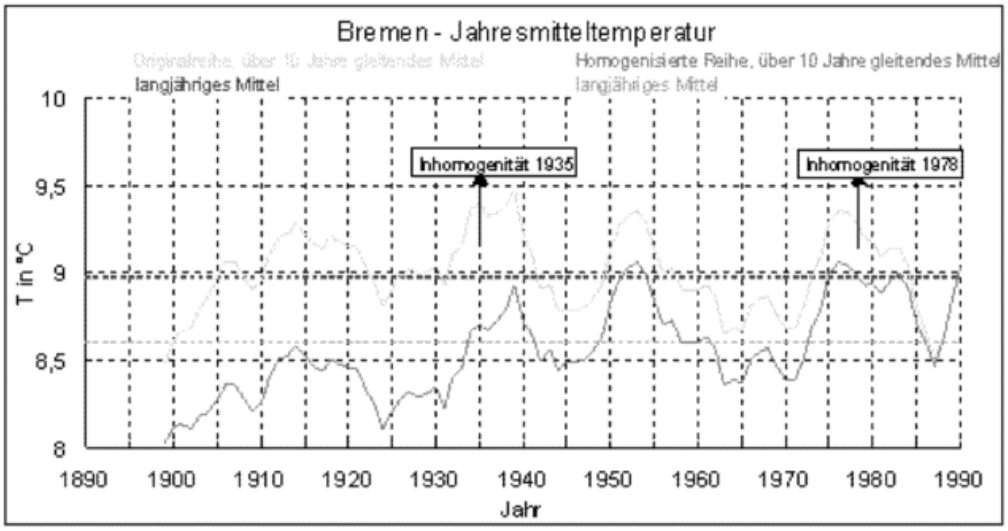


Abb. 2 Zeitreihe der Jahresmitteltemperatur Bremen vor und nach der Homogenisierung

4 Homogenisierung

Eine vollständige Beseitigung der Inhomogenitäten auf statistischem Weg ist nicht möglich, wohl aber eine Verringerung der Inhomogenitäten auf einen nicht mehr signifikanten Betrag. Aufbauend auf den festgestellten Terminen und Korrekturwerten der Inhomogenitäten wurden die einzelnen Zeitreihen an die gegenwärtige Stationslage angepaßt.

4.1 Homogenisierung von monatlichen Zeitreihen

Der Homogenitätstest von Alexandersson zeigt je Zeitreihe nur eine, nämlich die stärkste Inhomogenität an, so daß es notwendig war, die Reihen, die als inhomogen eingestuft wurden, auf weitere Inhomogenitäten hin zu untersuchen und einer weiteren Homogenisierung zu unterziehen. Dieser Vorgang wurde so lange wiederholt, bis die Zeitreihe entsprechend der gewählten statistischen Signifikanzgrenze homogen war.

4.2 Homogenisierung abgeleiteter Parameter

Neben den Zeitreihen von Mittelwerten klimatologischer Grundgrößen sind Zeitreihen von abgeleiteten Größen von großer Bedeutung.

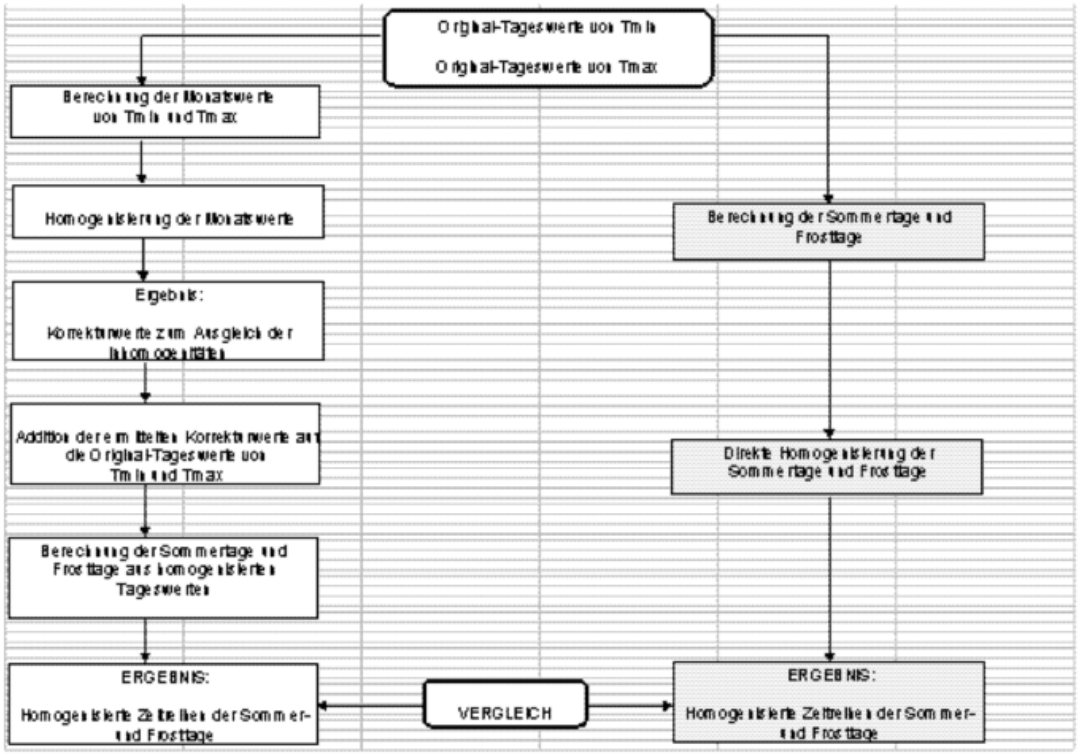


Abb. 3 Die unterschiedlichen Verfahrenswege zur Homogenisierung abgeleiteter Parameter

Zur Homogenisierung dieser abgeleiteten Größen wurden zwei verschiedene Verfahren getestet und miteinander verglichen. In Abbildung 3 sind diese zwei unterschiedlichen Wege am Beispiel der abgeleiteten Größen Sommertage und Frosttage beispielhaft dargestellt.

Bei der Anwendung der linken Methode werden zunächst die Monatsmittelwerte der Grundgrößen auf Homogenität geprüft. Die dabei gewonnenen Korrekturwerte werden benutzt, um die Tageswerte zu modifizieren und aus diesen veränderten Tageswerten werden die Sommer- und Frosttage neu berechnet. Bei der anderen Methode wird die monatliche Anzahl der Sommer- und Frosttage aus den Originaltageswerten direkt berechnet und homogenisiert.

Es ergaben sich lediglich geringe Unterschiede in den Ergebnissen beider Verfahrenswege. Bei der Anwendung der beiden Verfahren auf eine abgeleitete Größe des Niederschlags zeigten sich größere Unterschiede, diese wurden aber in erster Linie durch die unterschiedlichen Vergleichsstationen, die in beide Verfahren eingingen, verursacht.

Die Homogenisierung der Zeitreihen der abgeleiteten Größen wurde daher auf der Basis der modifizierten Einzelwerte durchgeführt.

Dieses Verfahren hat auch den praktischen Vorteil, daß nach der Homogenitätsprüfung weniger Grundparameter eine Vielzahl abgeleiteter Größen ohne neue Homogenitätsprüfungen homogenisiert werden kann.

Es muß jedoch ausdrücklich betont werden, daß die modifizierten Einzelwerte nicht als homogenisierte Zeitreihe von täglichen Werten verwendet werden dürfen. Nur durch die monatliche Summation für die Auszählungen können die Fehler, die bei der Modifikation der Einzelwerte entstehen, sich soweit ausgleichen, daß brauchbare Ergebnisse entstehen.

5 Statistische Untersuchungen der homogenisierten Zeitreihen

Die statistische Bearbeitung von homogenen klimatologischen Beobachtungsdaten hat das Ziel, die charakteristischen Merkmale des Klimas einer Station herauszufinden und mit denen anderer Stationen zu vergleichen. Dabei spielen neben Monats- bzw. Jahresmittelwerte auch die Häufigkeiten verschiedener meteorologischer Phänomene und die Extremwerte eine wichtige Rolle.

5.1 Trendanalysen

Signifikante Änderungen in den Zeitreihen der verschiedenen Klimaelemente wurden mit Hilfe des Mann-Kendall-Trendtests untersucht. Durch Tiefpaßfilterung wurden die niederfrequenten Phänomene herausgearbeitet.

5.2 Ergebnisse der Trenduntersuchungen

Bei der Lufttemperatur ist ein mittlerer Anstieg von ca. 0.8 K in den letzten 100 Jahren festzustellen. Diese deutliche Erwärmung im Jahr rührt im wesentlichen von der Temperaturzunahme im Herbst (+1.3 K) her.

Auch bei der jährlichen Kältesumme ist ein signifikanter Trend zur Erwärmung zu sehen.

Für das mittlere tägliche Maximum der Lufttemperatur sind signifikante Trends an fast allen untersuchten Stationen vor allem im Herbst und im Jahr aufgetreten.

An einigen Stationen findet man eine Zunahme der Sommertage sowie eine Abnahme der Anzahl der Eistage.

Beim mittleren täglichen Minimum der Lufttemperatur sind in allen Jahreszeiten und dem Jahr nur an einzelnen Stationen signifikante Trends aufgetreten.

Für die Summe der täglichen Niederschlagshöhe sind signifikante positive Trends vor allem im Winter und im Jahr aufgetreten.

Die Anzahl der Tage im Jahr mit Niederschlag $\geq$ 1mm hat nur an wenigen Stationen leicht zugenommen.

Bei mehreren Stationen ist die Anzahl der Tage im Jahr mit Niederschlag ≥10 mm hochsignifikant angestiegen.

Beim Dampfdruck sind signifikanteTrends an fast allen Stationen vor allem im Herbst und im Jahr aufgetreten. Da der Dampfdruck wie alle Feuchtegrößen von der Temperatur abhängig ist, wird diese Erhöhung in erster Linie durch die signifikante Zunahme der Temperatur im Herbst verursacht.

5.3 Perzentile der Häufigkeitsverteilung

Ausgehend von den modifizerten Tageswerten wurden Häufigkeitsverteilungen für die einzelnen Dezennien der Zeitreihen berechnet und die Perzentile in ihrem zeitlichen Verlauf untersucht. Trends bei den sehr hohen und sehr niedrigen Perzentilen geben Hinweise auf Veränderungen in der Häufigkeit extremer Ereignisse.

Für die tägliche Niederschlagshöhe zeigte sich, daß im Winter (Januar), im Sommer (Juli) und im Jahr die extremen Niederschlagshöhen an einigen Stationen signifikant zugenommen haben. Im Juli ist allerdings örtlich auch eine signifikante Abschwächung der extremen täglichen Niederschlagshöhen festzustellen.

Bei den täglichen Temperaturminima haben sich im Januar an den Stationen im Norden Deutschlands im Gegensatz zum Trend der Mitteltemperaturen die extremsten Temperaturminima verstärkt.

In Süddeutschland haben sich die extremen Minima hingegen leicht abgeschwächt. Im Juli ist eine signifikante Abnahme der extremen Minimumtemperaturen lediglich an einigen Stationen im Nordwesten Deutschlands zu finden. Betrachtet man das Jahr, so stellt man nur in Hamburg eine Verstärkung der extremen Minimumtemperaturen fest.

Beim täglichen Temperaturmaximum ist eine signifikante Zunahme der extremen Werte lediglich im Januar an einigen Stationen zu verzeichnen.

6 Literatur

1 ALEXANDERSSON, H. (1986)
A Homogeneity test applied to Precipitation Data; J. Climatology 6, 661-675

2 ALEXANDERSSON, H., MOBERG, A. (1996)
Homogenization of Swedish Temperature Data
Part I: A Homogeneity Test for Linear Trends;
Part II: Homogenized Gridded Air Temperature Compared with a Sub-set of Global Gridded Air Temperature since 1861;
in Moberg, A.: Temperature Variations in Sweden since the 18th Century. Department of Physical Geography, Stockholm University, Dissertation Series No.5

3 HERZOG, J., MÜLLER-WESTERMEIER, G. (1996)
Homogenization of Various Climatological Parameters in the German Weather Service;
Proceedings of the First Seminar for Homogenization of Surface Climatological Data, pp. 101-112, Budapest, Hungary, 6-12 October 1996

4 HERZOG, J., MÜLLER-WESTERMEIER, G. (1998)
Homogenitätsprüfung und Homogenisierung klimatologischer Meßreihen im Deutschen Wetterdienst. DWD-Bericht Nr. 202, Offenbach, 27 Seiten

THE USE OF SATELLITE DATA FOR CLIMATOLOGICAL APPLICATIONS:

THE SAF ON CLIMATE MONITORING

P. Hechler, M. Werscheck

1. Introduction: The SAF-concept

With the aims to

- improve the ability of EUMETSAT Member States to exploit the satellite data,
- encourage the utilization of the existing skills and infrastructure in Member States for developing geophysical data products and services,
- facilitate cost effective exploitation by ensuring services to be distributed in the most appropriate way,
- ensure the most cost effective balance between the EUMETSAT central services and the distributed services provided through NMSs,

the concept of the Satellite Application Facilities has been developed by EUMETSAT.

A SAF will be a distributed, theme oriented element as part of the overall integrated future Ground Segment. Each SAF will be located within the NMS of a Member State or other agreed entity linked to a user community. It will have a lead organsation responsible for the interface with EUMETSAT but may be a consortium of other organizations from any Member State. Its activities which are an integral part of the overall EUMETSAT Ground Segment structure will aim at providing operational services and be undertaken within the framework of agreements and the individual SAF. All SAF activities will be undertaken on a shared cost basis between EUMETSAT and the SAF, with the exception of those operational activities which will be integrated into the EUMETSAT central facility.

The primary role foreseen for the SAFs is to develop services and products aimed at enhancing the value and use of data for applications considered to be a common need for all, or at least a majority, of Member States. All operational meteorological satellites can be considered but the primary focus is on EUMETSAT satellites (MSG, EPS/METOP).

FIG. 1 shows the current SAF structure and hosts, FIG. 2 the cooperation partners of the SAF on Climate Monitoring.

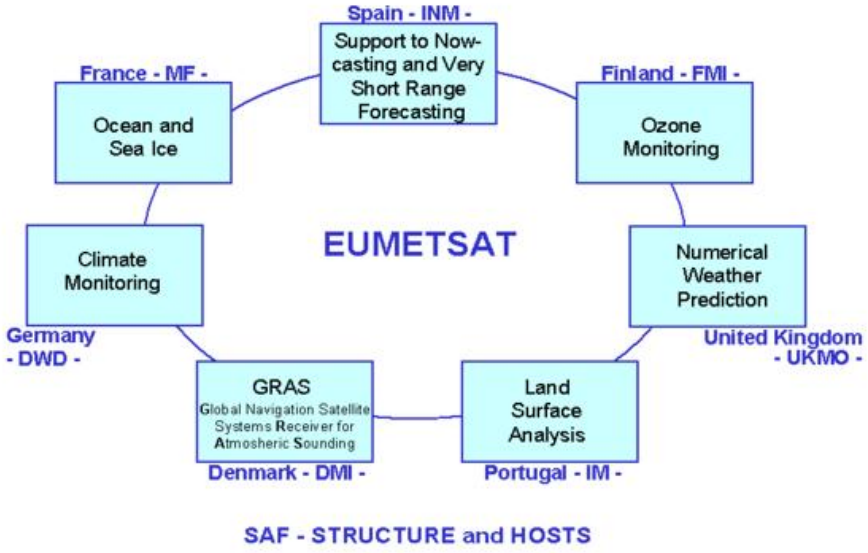


Fig. 1 SAF-structure and hosts (partly under preparation)

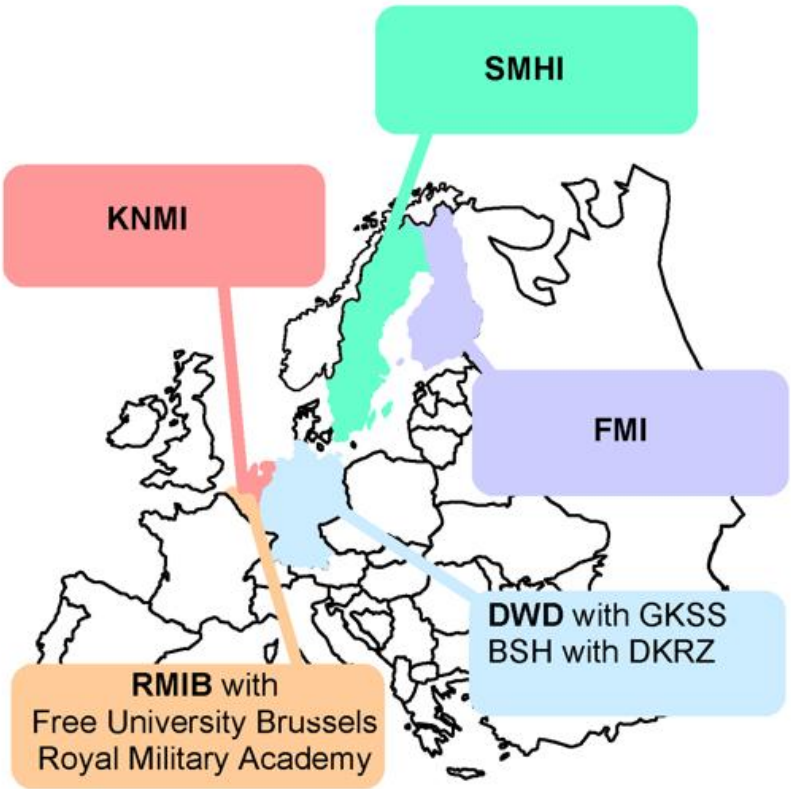


Fig. 2 The cooperation partners of the SAFon Climate Monitoring

2. The SAF on Climate Monitoring

2.1 Scope

The SAF on Climate Monitoring will generate and archive high quality data sets on a continuous basis for the following application purposes:

- the monitoring of the climate state and its variability,
- the analysis and diagnosis of climate parameters to identify and understand changes in the climate system,
- input for climate models to study processes in the climate system on a European and global scale and for climate prediction,
- validation of simulation models (climate and NWP),
- planning and management purposes.

Climate data derived from satellite measurements are understood as an important component in the climate observing system that consists of conventional observations, remote sensing data and data sets which are created by means of numerical weather prediction models. Satellite derived data provide a high spatial coverage compared to conventional surface networks and especially fill gaps in areas with few data such as oceans or land regions with sparse conventional observations. They also provide information which can not be measured from the ground, like the outgoing radiation at the top of the atmosphere.

Main focal points of climate monitoring activities are:

- the full energy including interactions and transports,
- evaluation of coupled climate feedback systems related to the energy cycle,
- possible changes of the temperature in the troposphere and lower stratosphere in connection with the changes of tropospheric greenhouse gases and stratospheric ozone,
- variability of the ocean - atmosphere - kryosphere system,
- indices connected to the atmospheric and oceanic circulation, the sea ice coverage and the coupling between the troposphere and the stratosphere.

Primarily due to financial as well as technical limitations the SAF on Climate Monitoring presently focuses on three areas:

- determination of consistent parameters of cloud and radiation suitable for regional climate applications,

- generation of homogenous global datasets of sea surface temperature and sea ice cover complete with information about their quality,

- statistical quality evaluation of vertical profiles of temperature and humidity.

2.2 Remarks on regional climate monitoring

The analysis of current operational climate monitoring activities worldwide shows a clear lack of operational activities in the regional scale (**Tab. 1**). However, it is recognized as one of the lessons learnt from IPCC (IPCC Second Assessment Report, 1995) that the future focus of climate related activities also has to tackle the regional perspective.

	Local	**Regional (Europe)**	**Global**
Main responsibilities	**NMSs**	Regional projects and programmes such as EUMETNET/ECSN	WMO
Operational observing systems	Traditional surface networks, national remote sensing activities	**There is presently no appropriate system to measure and collect operationally regional climate data sets.** Data set requirements are realized by merging national data sets or by attempting derivation from global data sets.	GCOS WWW RCS
Operational monitoring activities	National monitoring reports and related activities	**There is presently no appropriate system to monitor the climate on regional scales operationally.** Some projects and initiatives exist, such as the European Climate Assessment (ECA) or RA-VI Bulletin, but without assurance for an operational future.	CSM

Table 1: Organization of operational climate monitoring activities

While the global perspective gives a more general background, regional variability of climate conditions differing from region to region will be mainly responsible for climate impacts on human beings as well as the whole ecosphere.

Global climate change has its individual and marked effects on regional and local scales. Realising this, more and more attention is paid to the regional aspects of climate change and variability including impact studies and modelling activities

To monitor *regional* climate variability, to verify and validate regional models as well as to detect regional climate change high quality **operational** observing systems with a **long term comittment**, **homogenous instrumentation** and **evaluation** methods

in **space** and **time** must be established and maintained. One important component towards this indispensable observing system is the development of an operational satellite based observation of climate relevant parameters as planned within the SAF on Climate Monitoring.

Furthermore the regional perspective is also important for other climate applications than the monitoring of climate variability. The management of the European Agriculture can be seen as an example.

The SAF on Climate Monitoring will bridge the gap between local (national) and global data sets as an operational facility dedicated to the regional European scale by generating data sets and products of high spatial resolution and quality, providing one data basis for regional climate monitoring.

2.3 The products

- The products of the SAF on Climate Monitoring (Tab. 2) will be characterized by
- quality control and assured quality of the products
- homogeneity in space
- homogeneity in time
- appropriate condensation in time and space

Product	Coverage	Resolution		Remarks
		spatial	temporal	
fractional cloud cover	regional	15 km	daily, monthly	core product
cloud classification	regional	15 km	daily, monthly	core product
cloud top temperature and height	regional	15 km	daily, monthly	core product
cloud optical thickness	regional	15 km	daily, monthly	core product
cloud phase	regional	15 km	daily, monthly	core product
cloud water path	regional	15 km	daily, monthly	core product (tbc)
components of the surface radiation budget incl. surface albedo	regional	15 km	daily, monthly, 10 and 30 days for surface albedo	core products are the solar irradiance at the surface and the surface albedo, other components are initially on an experimental basis
components of the radiation budget at the top of the atmosphere	regional, other tbc	50 - 70 km	daily, monthly	core product
sea surface temperature	global	50 km	monthly, optionally weekly	core product
sea ice cover	global	50 km	monthly, optionally weekly	core product
statistical evaluation of vertical profiles of temperature and humidity from satellite soundings	global	Not applicable	not applicable	quality monitoring activity

Table 2: List of products

The SAF on Climate Monitoring envisages two product types:

- The key activities of the SAF on Climate Monitoring will be the generation of consistent high-quality climate products and quality assessment activities. This requi-

res a thorough processing of the satellite data. This procedure requires a longer processing time, leading to a time delay between the reception of the satellite data and the availability of the final products.

- To meet requests for immediate information on the climate system, some products and quality-controled information will be produced shortly after the end of the evaluation period, e.g. after one month, on a preliminary basis. These "express" products could be made available through bulletins. This activity will be of relevance during the operational phase.

3. Users

Users of the products and services from the SAF on Climate Monitoring will be national Meteorological, Hydrological and Oceanographic Services in order to perform tasks of climate system analysis and climate monitoring, for controlling model climatologies and for use to some extent in their NWP models and to serve customers with statistically evaluated data from the SAF on Climate Monitoring for climatological expertise and information needed for planning and decision purposes. Other users of the products and services of the SAF on Climate Monitoring are climate, environmental and climate impact research centres as well as institutes which carry out international research programmes (FIG.3). Governmental agencies, universities and research establishments have to be considered in this context. They all will have access to the consistent high quality climate products and the qualtiy assessment resulting from this SAF.

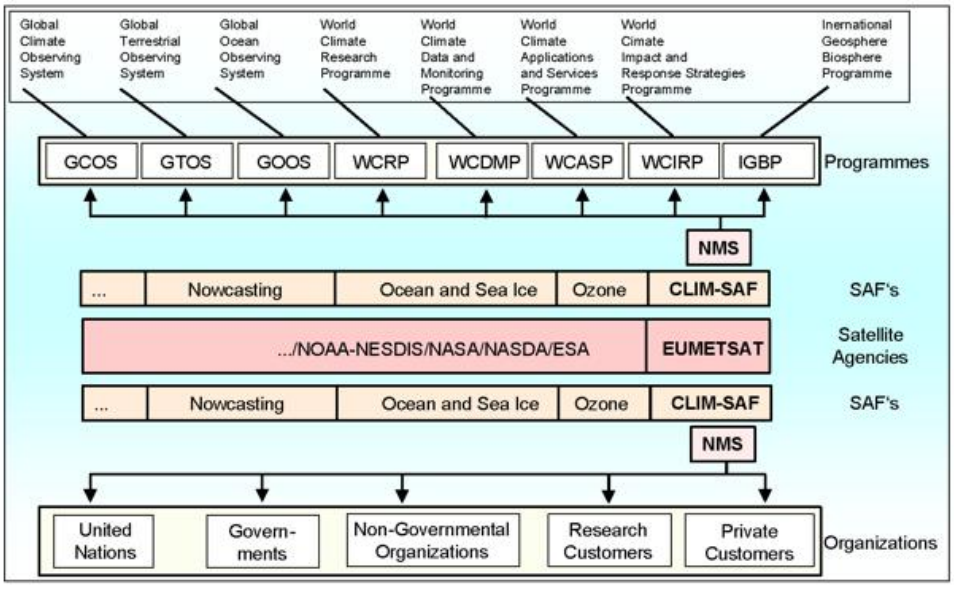


Fig. 3: Structure how the SAF on Climate Monitoring can serve international programmes with data and products

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

BALTEX	Baltic Sea Experiment
BMBF	Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie
BSH	Bundesamt für Seeschiffahrt und Hydrographie
CSM	Climate Systems Monitoring Project
DKRZ	Deutsches Klimarechenzentrum
DMI	Danish Meteorological Institut
DU	Dobson Unit
DWD	Deutscher Wetterdienst
ECA	European Climate Assessment
ECSN	European Climate Support Network
EPS	European Polar System
ESA	European Space Agency
EUMETNET	European Meteorological Network
EUMETSAT	European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites
EZMW	Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage
FMI	Finnish Meteorological Institute
GCOS	Global Climate Observing System
GOOS	Global Ocean Observing System
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GRAS	Global Navigation Satellite System Receiver for Atmospheric Sounding
GTOS	Global Terrestrial Observing System
HTML	Hypertext Markup Language
HTTP	Hypertext Transfer Protocol
IGBP	International Geosphere Biosphere Programme
IM	Portugal Instituto De Meteorologia
INM	Instituto Nacional de Meteorologica (Spain)
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JMA	Japanese Meteorological Agency
KLIS	Klimainformationssystem des Deutschen Wetterdienstes
KNMI	Koninklijk Nederlands Meteorologisch Institut
LIDAR	Light Detection and Ranging
METOP	ESA Meteorological Operational Programme
METEOSAT	Meteorological Satellite
MF	Météo France
MGN	Maximierter Gebietsniederschlag
MSC	Meteorological Satellite Centre of JMA.
MSG	METEOSAT Second Generation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NASDA	National Space Development Agency of Japan
NESDIS	National Environmental Satellite, Data and Information Service
NMS	National Meteorological Service
NCDC	National Climatic Data Centre, Ashville, USA

NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NWP	Numerical Weather Prediction
QBO	Quasi-Biennial Oscillation of equatorial startospheric wind
RA	Regional Association
RCS	Reference Climatological Stations
RMI	Royal Meteorological Institute of Belgium
SAF	Satellite Application Facility
SMHI	Swedish Meteorological and Hydrological Institute
SNHT	Standard Normal Homogeneity Test
UKMO	United Kingdom Meteorological Office
WCASP	World Climate Applications and Services Programme
WCDMP	World Climate Data and Monitoring Programme
WCIRP	World Climate Impact and Response Strategies Programme
WCRP	World Climate Research Programme
WWW	World Weather Watch
WWW	World Wide Web
WZN	Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie

Anschriften der Autoren

NAME	ANSCHRIFT	EMAIL
Claude, Hans-Jürgen	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	
Czeplak, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Frahmredder 95 22393 Hamburg	gczeplak@dwd.d400.de
Dr. Dittmann, Ernst	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	edittmann@dwd.d400.de
Fuchs, Tobias	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	tfuchs@dwd.d400.de
Hechler, Peer	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	phechler@dwd.d400.de
Herzog, Jutta	c/o Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	
Köhler, Ulf	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	
Janssen, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	wjanssen@dwd.d400.de
Lefebvre, Christiana	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 78 20359 Hamburg	clefebvre@dwd.d400.de
Dr. Malitz, Gabriele	Deutscher Wetterdienst Lindenberger Weg 24 12125 Berlin-Buch	gmalitz@dwd.d400.de
Müller-Westermeier, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	gmueller-westermeier@dwd.d400.de
Nitsche, Helga	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	hnitsche@dwd.d400.de
Rapp, Jörg	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	jrapp@dwd.d400.de
Rösner, Stefan	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	sroesner@dwd.d400.de
Dr. Rudolf, Bruno	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	brudolf@dwd.d400.de

Schmidt, Thomas	Deutscher Wetterdienst Lindenberger Weg 24 12125 Berlin-Buch	
Trampf, Walter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	wtrampf@dwd.d400.de
Werscheck, Martin	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	mwerscheck@dwd.d400.de

Impressum

Deutscher Wetterdienst
Referat "Grundlagen der Klimaüberwachung"
Frankfurter Str. 135
Postfach 10 04 65
63004 Offenbach
Stand: November 1998

Redaktion:

Martin Werscheck
e-mail: mwerscheck@dwd.d400.de

Patricia Willing
e-mail: pwilling@dwd.d400.de

Index

B

Bezugszeitraum 40

E

Eisglätte 17
Eistage 19, 71

F

Frostperiode 16
Frosttage 19, 20, 22, 70

G

GCOS 76, 80
Gewitter 17, 20, 34
Grundströmung 40

H

Hagelschlag 17
Homogenisierung. 5, 67, 68, 69, 70, 73
Homogenitätstest 69

I

IPCC 9, 76, 80

J

Jahresmitteltemperatur 68, 69
Jährlichkeit 4, 28, 32

K

Kälteeinbrüche 17
Kälteperiode 16
Klima
-diagnose 1, 4, 8, 9, 84
-überwachung 4, 8, 9, 84
-variabilität 9, 66

N

Niederschlag....4, 7, 11, 16, 24, 29, 31, 32, 33, 34, 35, 71, 72

O

Oder.....2, 4, 16, 17, 24, 28, 29, 31, 32, 33, 34, 35, 36
Oderbruch 32, 33, 34
Ostwindzirkulation 5, 40, 43, 51
Ozon 5, 56, 57

R

Referenzperiode 11, 12
Referenzzeitraum.....15, 40, 44, 49, 50, 53, 54

S

Sommertage 20, 21, 70, 71
Sonnenscheindauer.....12, 13, 15, 19, 20, 21, 22, 23
Starkniederschlag 29, 31, 32, 33
Stratosphäre 40, 44, 51, 56, 57

T

Tagesmitteltemperatur 12
Trend 25, 56, 68, 71, 72
Troposphäre 40, 44, 57, 58

V

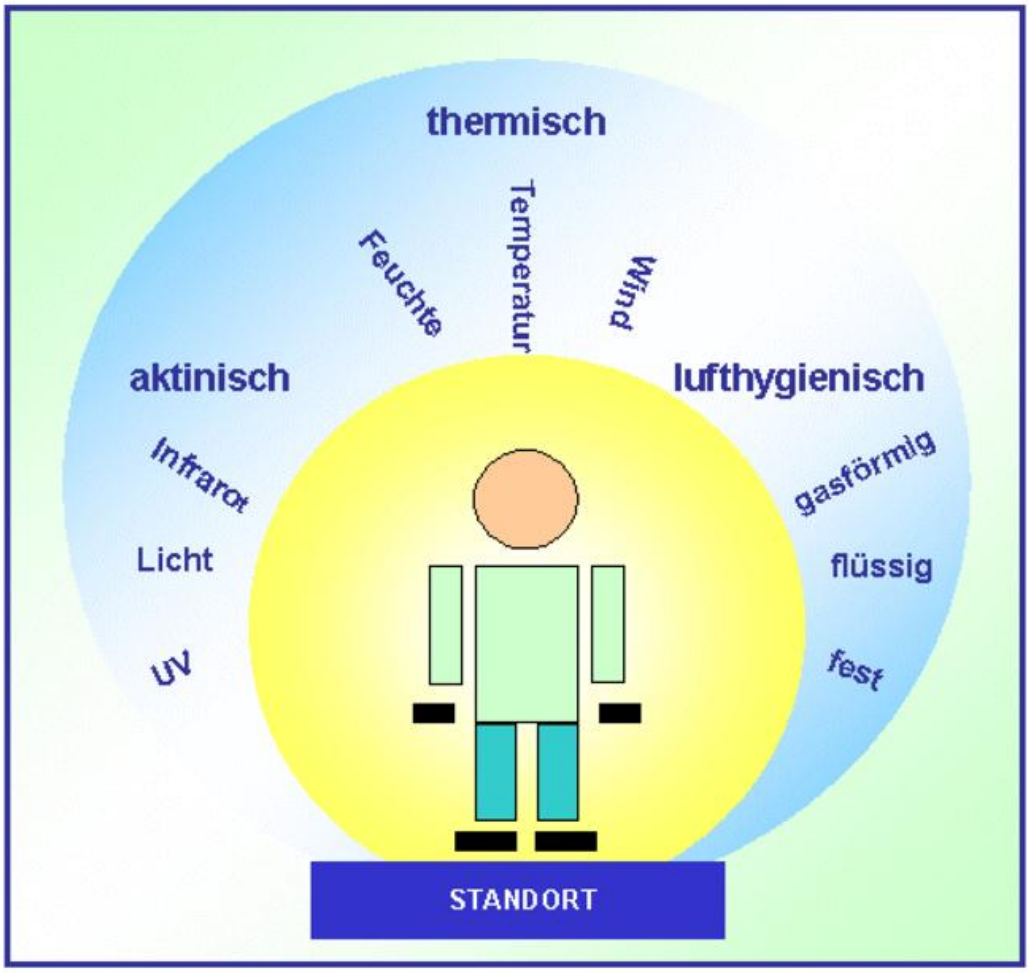
Vollfrühling 62
Vollherbst 62
Vorfrühling 62

W

Wetterlagenklasse 5, 58, 60
Wiederkehrzeit 32, 35
Windmaxima 5, 40, 41, 52
Winterstürme 16
Witterung....1, 4, 15, 16, 19, 20, 21, 22, 40

Klimastatusbericht

1998



Einwirkungen von Klimaänderungen auf die Gesundheit des Menschen

Ursachen der Lufttemperaturvariationen in Deutschland

Die Starkniederschläge im Oktober

Herausgeber und Verlag
Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach

Postfach 10 04 65
63004 Offenbach

Der Klimastatusbericht im Internet:

http://www.dwd.de/research/klis/ksb/ksb.htm

ISSN 1437 - 7691

ISBN 3-88148-350-0

Urheberrecht

Alle Rechte an den hier präsentierten Informationen liegen, soweit nicht anders vermerkt, beim DWD.

Die Nutzung der nachfolgenden Informationen bzw. Teilen davon ist nur unter Nennung des Quellenhinweises " Deutscher Wetterdienst " gestattet. Eine kommerzielle Nutzung ohne ausdrückliche Genehmigung ist untersagt.

Zum Titelbild

Gesundheitseffekte der atmosphärischen Umweltbedingungen gehen i.d.R. nicht von einem einzelnen meteorologischen Element aus; die Atmosphäre wirkt vielmehr komplex im Akkord auf den Organismus. Gleichwohl, lassen sich drei Hauptthemen unterscheiden:

1. die Strahlung der Sonne im UV-, sichtbaren (Licht) und Infrarot-Bereich (aktinischer-Wirkungskomplex)
2. die komplexen Bedingungen des Wärmeaustausches des Menschen mit seiner Umgebung mit dem Ziel, thermisches Gleichgewicht zu erhalten (thermischer Wirkungskomplex)
3. Lufthygiene (lufthygienischer Wirkungskomplex)

Liebe Leserin, lieber Leser

Die zweite Ausgabe des Klimastatusberichts greift das Motto Weather, Climate and Human Health des Weltmeteorologentages 1999 auf und befaßt sich in zwei Artikeln mit dem Themengebiet *Klima und die Gesundheit des Menschen*. Zwei weitere Schwerpunkte bilden die Beiträge zu beobachteten Trends der Lufttemperatur in Deutschland und deren mögliche Ursachen sowie eine ausführliche Behandlung der Starkniederschläge im Oktober des Jahres 1998.

Auch in diesem Jahr sind die regelmäßig erscheinenden Berichte zum Klima des vergangenen Jahres wieder in weitere Hintergrundartikel eingebettet. In der gedruckten Version werden diese regelmäßig erscheinenden Beiträge dabei redaktionell/drucktechnisch von den anderen Artikeln abgehoben dargestellt, was eine leichtere Zuordnung von regelmäßigen und Hintergrund-Artikeln ermöglichen soll.

Der große Zuspruch zu dem im vergangenen Jahr erstmals erschienenen Prototypen des Klimastatusberichts hat uns ermutigt, dieses Jahr den Bericht nicht nur und primär im Internet zu veröffentlichen, sondern auch eine gedruckte Version in kleiner Auflage (ca. 1000 Exemplare) herauszugeben.

Auch wenn der Klimastatusbericht als Veröffentlichung des Deutschen Wetterdienstes vorrangig als deutschsprachiger Beitrag zum Klima in Deutschland im vergangenen Jahr beitragen soll, ist die Idee, ein *offenes* Forum zu bieten, welches über institutionelle (DWD-weite), geographische (Deutschland-weite) und sprachliche (deutsch) Grenzen hinausblickt, ohne dabei jedoch seine (noch zu entwickelnde) Identität zu verlieren. Mit Beiträgen zum El Niño, dem englischsprachigen Artikel zur Generierung von Klimakarten und nicht zuletzt durch die Mitarbeit von „Externen" (von der Johann-Wolfgang-Goethe Universität Frankfurt) wird dieser Weg in dieser Ausgabe beschritten.

In diesem Sinne und bestärkt durch die gute Resonanz auf die bisherige Ausgabe soll nunmehr die Herausgabe des Klimastatusberichts regelmäßig jährlich fortgesetzt werden.

Für Anregungen und Kommentare von Ihnen, liebe Leserin und lieber Leser, zur Ausgestaltung und Fortsetzung künftiger Ausgaben des Klimastatusberichts, würde ich mich sehr freuen (mwerscheck@dwd.d400.de).

Ich wünsche Ihnen eine vergnügliche und interessante Lektüre der nachfolgenden Seiten.



RDir M. Werscheck
(Leiter des Referates
Grundlagen der Klimaüberwachung)

Inhaltsverzeichnis

SEITE

7 Einwirkungen von Klimaänderungen auf die Gesundheit des Menschen in Mitteleuropa
G. Jendritzky

18 Beobachtete Trends der Lufttemperatur und der Niederschlagshöhe in Deutschland
J. Rapp

23 Ursachen der Lufttemperaturvariationen in Deutschland 1865 - 1997
A. Walter, C.-D. Schönwiese

30 Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil II)
G. Müller-Westermeier

33 Die Witterung in Deutschland und Extremwertkarte für das Jahr 1998
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

41 Die Witterung in deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

44 Die phänologische Entwicklung
W.Trampf, W. Janssen

47 Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

SEITE

53 Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude, W. Steinbrecht

56 Objektive Wetterlagenklassifikation
P. Bissolli, E. Dittmann

61 Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

65 Auswertung von Gebietsniederschlägen für die Gesamt-Einzugsgebiete großer Flußsysteme
B. Rudolf , J. Rapp

68 Starkniederschläge im Oktober
T.Fuchs, J. Rapp , B. Rudolf (Teil 1)
E. Dittmann, G. Müller-Westermeier (Teil 2)

75 Niederschlagsanalysen des WZN am Beispiel des El Niño -Ereignisses 1997/98
T. Fuchs, B. Rudolf , U. Schneider

82 Numerical Production of Climatic Maps for Parameters with Significant Correlation to Topography
G. Müller-Westermeier

86 Das Bioklima in Deutschland
G. Jendritzky

SEITE

1 Titelbild

2 Zum Titelbild

3 Vorwort

5 Inhaltsverzeichnis

91 Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

92 Anschriften der Autoren

94 Impressum

95 Index

Einwirkungen von Klimaänderungen auf die Gesundheit des Menschen in Mitteleuropa[1]

G. Jendritzky

Gesundheitsrisiken von Umweltbelastungen werden typischerweise in der Nähe der Quellen, d.h. in einem lokalen oder maximal regionalen Maßstab betrachtet. Die im Klimasystem wirksamen Treibhausgase breiten sich jedoch aufgrund ihrer langen Lebensdauer global aus. Wir sehen uns deshalb zum ersten Mal in der Geschichte der Menschen mit den möglichen Auswirkungen einer vom Menschen verursachten globalen Umweltveränderung auf die Gesundheit konfrontiert. Gesundheitsrisiken einer Klimaänderung sind damit grundsätzlich nicht mehr lokal begrenzt. Allerdings hängen die Auswirkungen von zahlreichen sozio-ökonomischen, technologischen, infrastrukturellen, geographischen und klimatologischen Rahmenbedingungen ab.

Änderungen des Klimas wirken sich vielfach auf indirektem Weg aus (s.a. Abb.1), indem z.B. die Ökologie von Krankheitserregern und ihrer Überträgerorganismen, die Nahrungsproduktion oder Frischwasserversorgung gestört wird. Weitere mögliche Auswirkungen ergeben sich durch Hitzewellen und wärmere Winter; Dürren, Überschwemmungen, Stürme und andere Wetterkatastrophen; von Vektoren sowie von wasser- und nahrungsmittelübertragenen Infektionserkrankungen; verringerte Nahrungsmittelproduktion; Anstieg des Meeresspiegels; Luftverschmutzung und Luftallergene; Zunahme der UV-Strahlung durch die stratosphärische Ozonabnahme; sozio-ökonomische Verwerfungen. Die Bewertung der Auswirkungen einer Klimaänderung auf die Gesundheit des Menschen wird durch zahlreiche Unsicherheiten erschwert. Gesellschaften mit hohem Niveau von natürlichen, technologischen und sozialen Ressourcen werden insgesamt wohl eine geringere Empfindlichkeit gegenüber klimainduzierter Auswirkungen auf die Gesundheit aufweisen bzw. leichter Anpassungsstrategien zur Risikominimierung entwickeln. Weil solche Gesellschaften in aller Regel den höchsten Pro-Kopf-Beitrag an der globalen Treibhausgasemission zu verantworten haben, ist hier in erster Linie die strikte Anwendung des Vorsorgeprinzips der Agenda 21 einer nachhaltigen Entwicklung einzufordern.

Gesundheitsrisiken

Mit einer vom Menschen verursachten globalen Umweltveränderung sind Veränderungen und Zerstörungen unterschiedlicher ökologischer Beziehungen und lebenserhaltender natürlicher Systeme verbunden. Die daraus resultierenden Gesundheitsrisiken liegen in ihrer Größenordnung und Qualität möglicherweise außerhalb der bisherigen Erfahrungen[13,15]. Sie sind nicht mehr lokal begrenzt, sondern betreffen die gesamte Menschheit. Sie ziehen eine Reihe von Folgeerscheinungen nach sich, von denen sich viele über indirekte Wege auswirken, weil natürliche Systeme, wie z. B. die Ökologie von Krankheitserregern und ihre Überträgerorganismen, die Nahrungs-

[1] Partiell publiziert in: Umweltmed.Forsch.Prax.3 (2) 72-76 in ecomed-Verlag, Landsberg sowie in OEKOSKOP Nr. 1/99, Basel, 11-17

produktion und Frischwasserversorgung gestört werden[7,13].

Risiko		global	Mitteleuropa	Bestimmtheit der Abschätzung
Thermischer Stress:	Mortalitätsrate	##	##	+
Luftbelastung:	Asthma/Allergien	#	#	+
Vektorübertragene Infektionskrankheiten		##	#	-
Wasserübertragene Infektionskrankheiten		##	#	-
Nahrungsmittelübertr. Infektionskrankheiten		#	#	-
Mangelernährung		##	-	-
Wetterkatastrophen:	Tod, Traumatisierung	##	#	-
Hauttumoren		#	#	+
Katarakte		#	#	-
Immunsuppression		##	##	-

Erwarteter Effekt: - keiner, # gering, ## stark

Bestimmtheit: - niedrig, + akzeptabel

Abb. 1 Gesundheitsrisiken von Klimaänderungen und stratosphärischer Ozonabnahme (mod. n. P. Martens, 1996)

Eine Risikobewertung der Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Gesundheit - gleich ob im regionalen oder globalen Maßstab - verlangt, unsere begrenzten Kenntnisse über die Beziehungen zwischen Umweltbedingungen und Gesundheit aus der Vergangenheit auf zukünftige Umweltveränderungen anzuwenden, die wir nicht sicher kennen und die möglicherweise den Schwankungsbereich der Vergangenheit bei weitem übertreffen[14]. Die Unsicherheiten in der Vorhersage von Auswirkungen auf die Gesundheit sind vermischt mit Unsicherheiten bezüglich sozio-ökonomischer, demographischer, technologischer und politischer Veränderungen, die die Gefährdung des Menschen und seine Anpassungskapazität ebenfalls beeinflussen (Abb. 2).

Direkte und indirekte Auswirkungen

Die Auswirkungen der Klimaänderung können nach "direkten" und "indirekten" unterschieden werden (Abb. 3). Während einige Auswirkungen sehr leicht vorausgesehen werden können - wie z.B. die Zunahme von Todesfällen durch die Zunahme der Häufigkeit und Schwere von Hitzewellen[7] - hängen andere z.B. vom Verbreitungsmuster von Vektorpopulationen[2] oder regionaler Nahrungsmittelproduktion ab und sind deshalb weniger leicht zu prognostizieren[1,11]. Auswirkungen auf die öffentliche Gesundheit in Mitteleuropa könnten von Vertreibung bzw. Wanderungen von Bevölkerungen aufgrund auch von fernen Konflikten, z.B. bei einem Meeresspiegelanstieg oder durch Nahrungsmittelmangel bei Dürre, ausgehen.

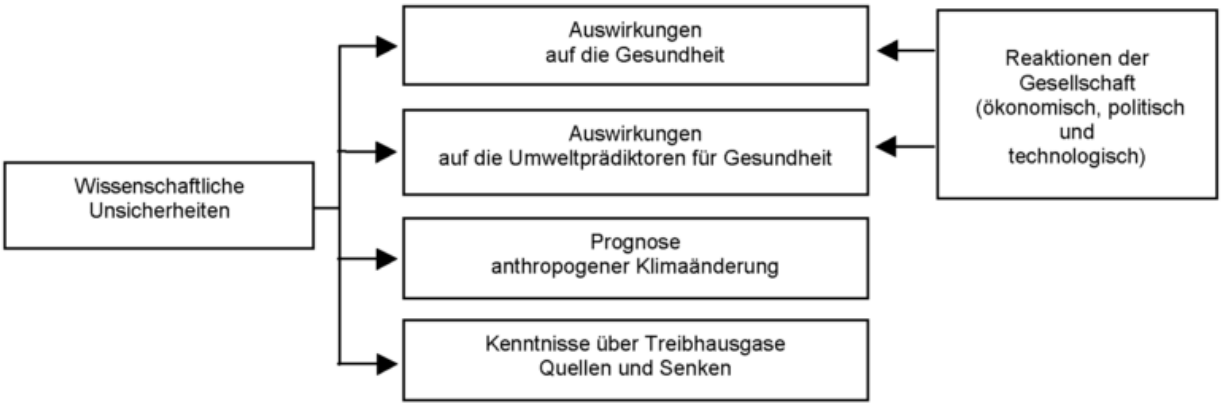


Abb. 2 Die Abfolge von Unsicherheiten bei der Beurteilung der Gesundheitsrisiken bei einer Klimaänderung (WHO/WMO/UNEP-Task Group, 1996)

Thermische Belastungen und Luftbeimengungen

Mögliche nachteilige Gesundheitseffekte gehen auch in Mitteleuropa von sommerlicher Hitzebelastung aus - bei möglicherweise verringerter kälteinduzierter Mortalität durch mildere Winter - und von der wahrscheinlichen Zunahme von partikelförmigen Luftbeimengungen, bei Aeroallergenen und Photooxidantien durch meteorologische Faktoren[3]. Korrelationsstatistische Untersuchungen über die Beziehung von Mortalitätsdaten (gesamt, Herz-Kreislauf- und Atemwegserkrankungen) zu den thermischen Bedingungen zeigen generell einen Jahresgang, der in gemäßigten Klimaten bemerkenswerterweise stärker ausgeprägt ist als in kalten[12]. Unter Behaglichkeitsbedingungen, d.h., wenn die Aktivität der Thermoregulationsmechanismen ein Minimum aufweist, zeigt auch die Mortalitätsrate niedrigste Werte. Dem typischen saisonalen Verhalten der Mortalität entsprechend nimmt mit zunehmendem Kältestreß die Mortalitätsrate zu, wobei die erhöhte Zahl der Todesfälle im Winter jedoch überwiegend auf Infektionen zurückzuführen ist. Bemerkenswert ist jedoch, daß während des saisonalen Minimums im Sommer mit zunehmender Wärmebelastung die Mortalitätsrate hohe Werte erreicht, die höchsten bei ausgeprägten Hitzewellen auch in dem sog. gemäßigten Klima des mitteleuropäischen Tieflandes (Abb. 4). Betroffen sind überwiegend Personen mit Atemwegs- und Herz-Kreislauferkrankungen, insbesondere ältere multimorbide Menschen mit ihrer eingeschränkten Anpassungskapazität[6].

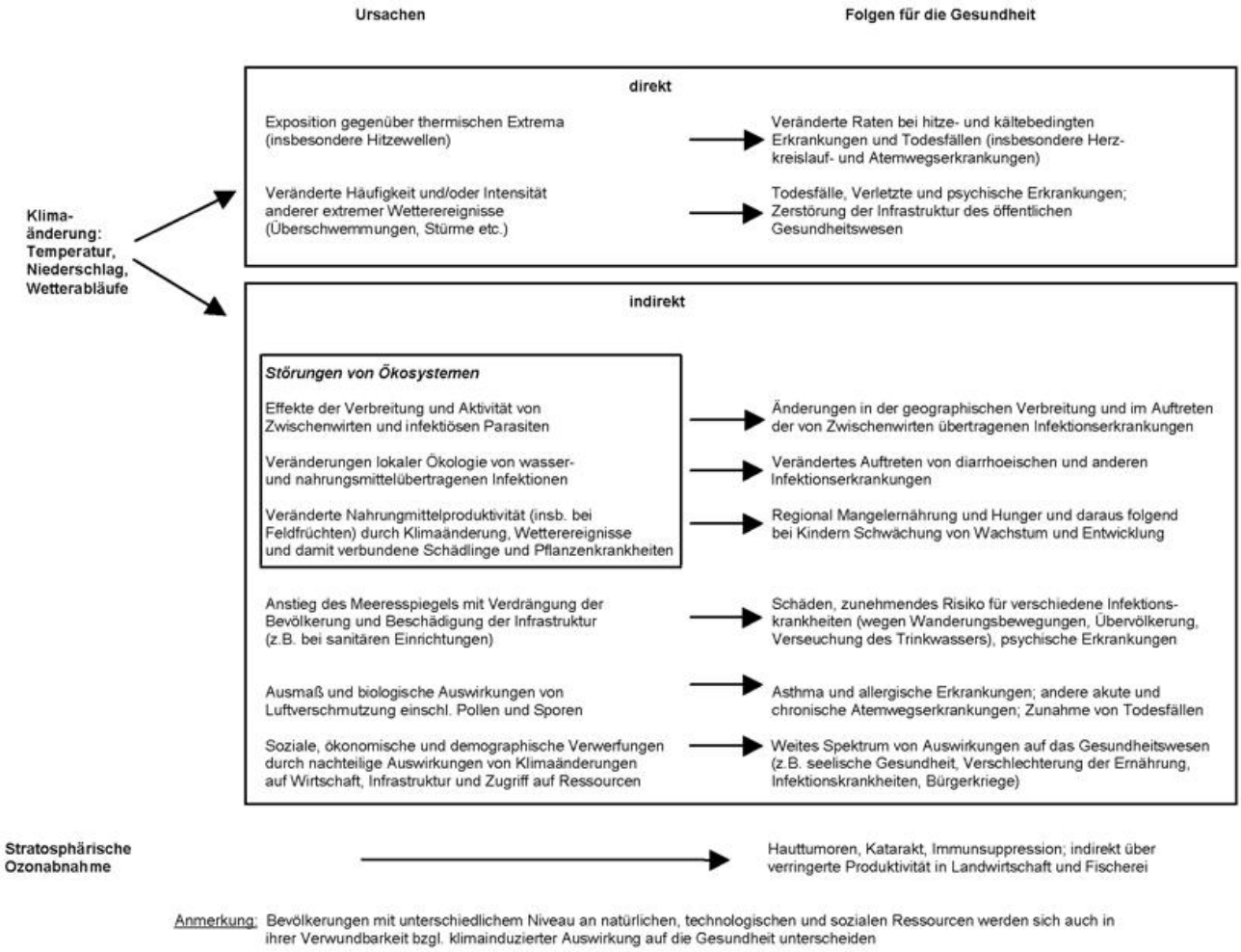


Abb. 3 Wirkungspfade einer Klimaänderung auf die Gesundheit des Menschen (WHO/WMO/UNEP-Task Group, 1996)

Es kann angenommen werden, daß auch unterhalb des Extremereignisses Todesfall sich thermische Belastungen auf Morbidität, Leistungsfähigkeit und Wohlbefinden des Menschen auswirken. Für Synergieeffekte zwischen Wärme- und Luftbelastung gibt es deutliche Hinweise. Dabei sei darauf hingewiesen, daß die Ausprägung der städtischen Wärmeinsel aufgrund des Wachstums und der Verdichtung in den Ballungsräumen generell inzwischen das Niveau der für Ende des nächsten Jahrhunderts prognostizierten globalen Temperaturerhöhung erreicht hat.

In Analogie zur gesundheitsbezogenen Bewertung des aktuellen Klimas in Form von Bioklimakarten (siehe auch den Beitrag "Das Bioklima in Deutschland" in diesem Heft) werden für die Betrachtung der Gesundheitsrisiken von Klimaänderungen ebenfalls räumliche Darstellungen mit mindestens regionaler Auflösung benötigt[8]. Da angenommen werden kann, daß in einer wärmeren Welt die deutlichste direkte Klimawirkung von nach Häufigkeit und Intensität veränderten Hitzewellen ausgeht, müssen solche Bedingungen auch thermophysiologisch relevant beschrieben werden. Im DWD dient dazu bekanntlich das Klima-Michel-Modell auf der Basis der Behaglichkeitsgleichung von Fanger, mit dem eine auf Standardbedingungen bezogene gefühlte Temperatur GT (siehe auch Abb. 4) berechnet wird.

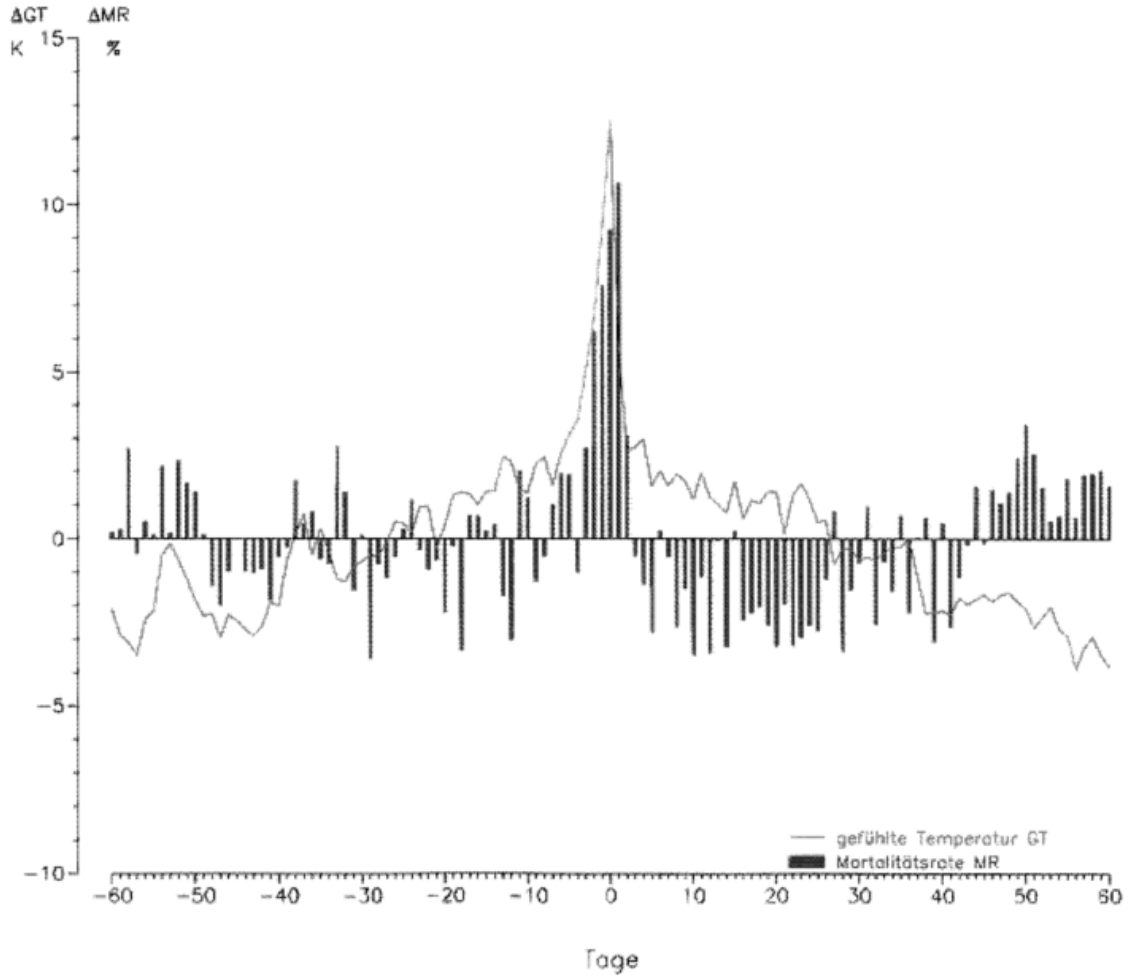


Abb. 4 Gemittelter Einfluß des extremsten Wärmebelastungsereignisses pro Jahr auf die Mortalitätsrate in Baden-Württemberg 1968-1993

Bei den meteorologischen Input-Daten machen die Strahlungsflüsse die größten Schwierigkeiten, da direkte Messungen in der Regel nicht zur Verfügung stehen, sie also aus üblichen synoptischen Beobachtungen über ein Strahlungsmodell, z.B. nach VDI 3789, Blatt 2, parametrisiert werden müssen.

Für globale Karten stehen die erforderlichen Daten in hinreichender Dichte und Qualität z.B. als Kontrollauf („status-quo“) des Klimasimulationsmodells ECHAM4/T106 zur Verfügung. Die Daten stammen aus dem sog. Zeitscheibenexperiment des DKRZ (zusammen mit Uni Fribourg und ETH Zürich), bei dem mit dem damals aktuellen Strahlungsantrieb für 1971-80 mit der relativ hohen T106-Auflösung (ca. 110 km in 30° N bzw. S) gerechnet wurde. Die jeweiligen bioklimatologischen Analysen mit Hilfe des Klima-Michel-Modells ergeben jedoch z.T. beträchtliche Unterschiede zu den analogen Analysen der EZMW-Reanalysen.

Die Klimaänderung wird für die Zeitscheibe 2041-50 auf der Basis des Szenarios IS 92a betrachtet. Die Differenz beider Zeitscheiben ist in Abb. 5a, b dargestellt. Im Juli wird danach u.a. für das südliche Mitteleuropa und das westliche Südeuropa eine

deutliche Zunahme der Wärmebelastung prognostiziert. Unter der Annahme fehlender Akklimatisation und Verzicht auf Klimaanlagen müßte damit ein Anstieg der Mortalitätsrate im Sommer verbunden sein, deren mögliche Kompensation durch verminderte Wintermortalität allerdings noch unklar ist.

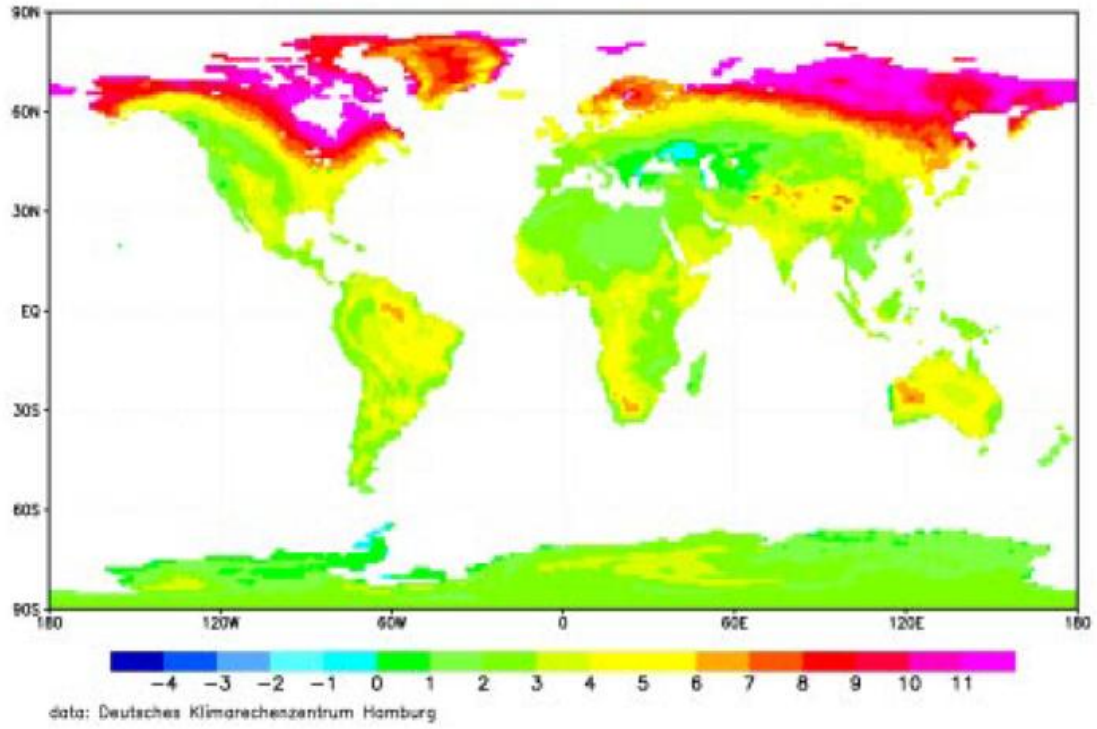
Eine Verbesserung bei der für humanbioklimatologische Fragestellungen auch bei T106 noch unbefriedigenden Auflösung läßt sich z.B. durch statistisches Downscaling erreichen, indem die Beziehung zwischen dem ECHAM4-Kontrollauf bzw. der EZMW-Reanalyse und den Bioklimakarten Europa in 5'-Auflösung auf das Ergebnis der Klimaänderungszeitscheibe angewandt wird. Die grundsätzlichen Unsicherheiten in der Klimasimulation werden dadurch aber nicht ausgeräumt.

Infektionskrankheiten

Klima spielt bei der Populationsdynamik und Verbreitung von Zwischenwirten (Vektoren) von Krankheitserregern und für das Auftreten von wasser- und nahrungsmittelübertragenen Infektionen eine dominierende Rolle. Zu den wichtigsten Überträgern von Krankheitserregern zählen Insekten (u.a. Stechmücken, Läuse, Flöhe u.a.), Spinnentiere (Zecken) und Nagetiere (Ratten, Mäuse). Die aufgeführten Tierarten zeichnen sich durch die Eigenschaft aus, sich schneller als viele andere Organismengruppen veränderten Umweltbedingungen anpassen zu können. Kurzfristige und längerfristige Klimavariabilität kann damit deutliche Auswirkungen auf die Ausbreitung von Vektoren haben, wodurch die Übertragung und Ausbreitung von durch Vektoren übertragene Erkrankungen beeinflußt werden[2,3].

Die wichtigste durch Stechmücken übertragene Erkrankung ist die Malaria. Mehr als 2 Milliarden Menschen leben in malaria-gefährdeten Gebieten. 300 Millionen Menschen erkranken jährlich an Malaria und schätzungsweise 2 Millionen Menschen versterben jährlich an einer Malaria-Infektion. In Deutschland werden über Infektionen auf Fernreisen pro Jahr etwa 1000 Erkrankungen mit 20 Todesfällen registriert. Die Malaria wird von verschiedenen Arten der Stechmücken-Gattung Anopheles übertragen. Anopheles-Arten kommen weltweit vor. Die Malaria wird nur in tropischen und subtropischen Regionen übertragen, da die Vermehrung der Erreger in den Mücken unter 18 °C (Plasmodium falciparum) bzw. 14 °C (Plasmodium vivax) zum Stillstand kommt[13,16]. Damit sind der Malaria klimatische Grenzen in ihrer Verbreitung gesetzt, die allerdings durch eine Klimaänderung ausgedehnt werden. Epidemiologische Aufzeichnungen zeigen, daß die Malaria in den letzten 15 Jahren vor allem an den Grenzen ihres Ausbreitungsgebiets deutlich an Intensität zugenommen hat. In Mitteleuropa muß mit der Möglichkeit des Wiederauftretens von Malaria Vivax gerechnet werden.

Zecken übertragen in Mitteleuropa zwei wichtige Erkrankungen, die Lyme-Borreliose und die Frühsommer-Meningoenzephalitis ("Zeckenenzephalitis", FSME)[2]. Für beide Erkrankungen konnte in den letzten Jahren ein deutlicher Anstieg der Erkrankungszahlen registriert werden. Neben der Änderung menschlichen Freizeitverhaltens scheinen hierfür auch witterungsbedingte Faktoren eine Rolle zu spielen[9].



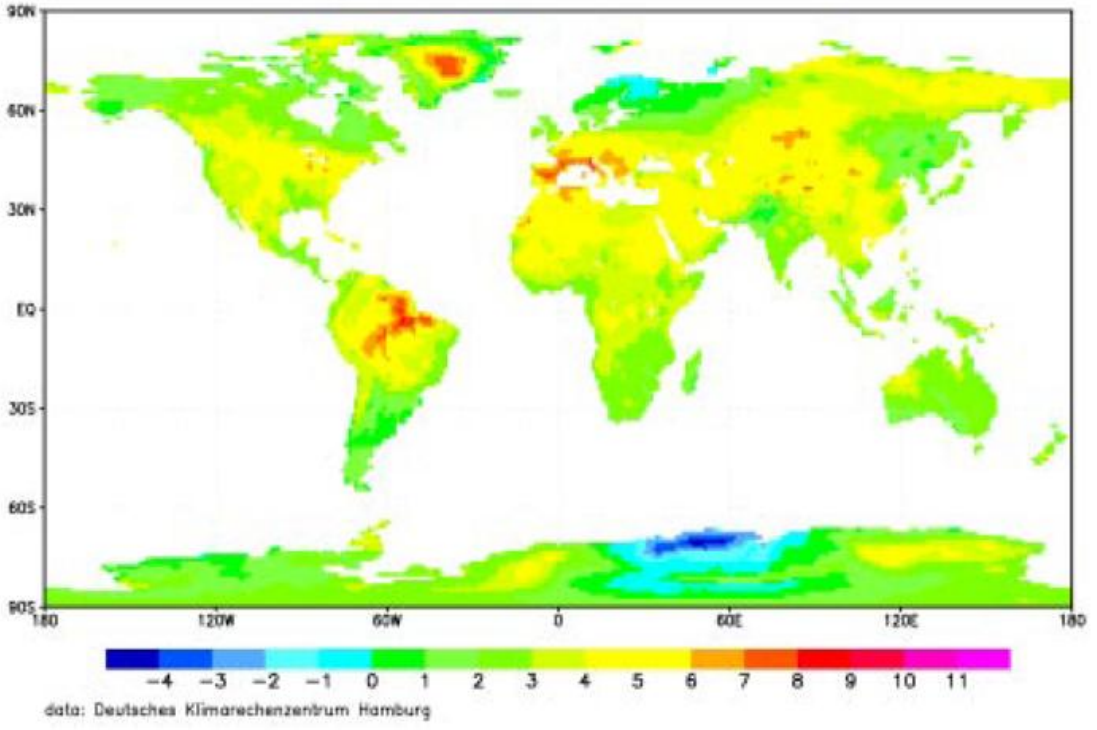


Abb.
5a + b: Änderungen der Monatsmittel der gefühlten Temperatur GT zwischen 1971-80 und 2041-50 (IS 92a - Ctrl) im Zeitscheibenexperiment mit ECHAM4/T106 des DKRZ Hamburg für Januar (a) und Juli (b) (Jendritzky u. Tinz, 1999)

Die in den letzten Jahren vermehrt beobachteten milden Winter führten zu einer höheren Überlebensrate von Zecken und kleinen Waldnagern, den natürlichen Wirten der beiden Erreger. Damit konnte der Übertragungszyklus in den darauffolgenden Jahren auf einem sehr viel höheren Niveau beginnen, da nicht erst entsprechende Zecken- und Nagerpopulationen aufgebaut werden mußten. Auch in der gemäßigten Klimazone Mitteleuropas muß in niedrigen und mittleren Höhen bei einer Abschwächung jahreszeitlicher Extreme mit einer Zunahme vektorübertragener Erkrankungen gerechnet werden.

Nagetiere können einige der wichtigsten Infektionen übertragen; u.a. stellen sie das Reservoir für den Pesterreger dar, der wichtigsten Infektionskrankheit der Menschheitsgeschichte. Verschiedene unbekannte Virusinfektionen wurden in den letzten Jahren entdeckt, nicht zuletzt aufgrund witterungsbedingter übergroßer Nagerpopulationen. Drei wichtige, die Populationsgröße beeinflussenden Größen sind Nahrungsangebot, Anzahl der Freßfeinde und Wetterbedingungen. Das Nahrungsangebot wird von klimatischen Faktoren beeinflußt, die Populationsdynamik der meisten Freßfeinde verläuft sehr viel langsamer als die der Nager.

Nahrungsmittelproduktion

Klimaänderungen werden sich grundsätzlich auf die landwirtschaftliche Produktivität auswirken[12]. Während ein Anstieg der Temperatur, Änderung der Bodenfeuchte und eine Verschiebung im Verteilungsmuster von Schädlingen und Pflanzenkrankheiten die landwirtschaftliche Produktivität vermindern müßte, könnte CO_2-Düngung grundsätzlich zu einem Anstieg in der Produktivität führen. Regionale Unterschiede im Gewinn oder Verlust werden global gesehen zu einer Abnahme der landwirtschaftlichen Produktion führen. Dieser Rückgang wird besonders deutlich in den Gebieten ausfallen, die jetzt schon keine sicheren Ernährungsgrundlagen aufweisen. Verminderte Ernteerträge, Änderungen der Produktivität der Forstwirtschaft oder Fischerei werden in Mitteleuropa sicher nicht zu der drastischen Minderversorgung wie in einigen tropischen Regionen führen. Damit muß auch nicht mit den Folgen dieser Minderversorgung gerechnet werden wie z.B. einer erhöhten Infektanfälligkeit und deutlich schwere Verlaufsformen der Masern (u.a. Masern-Pneumonie) bei Kindern mit Eiweißmangel, die in vielen tropischen Regionen weiterhin zu den wichtigsten Ursachen der Kindersterblichkeit zählen.

Extreme Wetterereignisse

Globale oder regionale Klimamodelle sind noch nicht in der Lage, die zukünftige Klimavariabilität vorherzusagen. Die Münchener Rückversicherungsgesellschaft fand im Vergleich zu den sechziger Jahren in den letzten 10 Jahren eine Verdreifachung der natürlichen Katastrophen[17] (Abb. 6). Mögliche Änderungen von extremen Wetterereignissen, wie Hitzewellen, Überflutungen, Stürme und Dürren können sich auf die Gesundheit auswirken. Obwohl spezifische und lokale Auswirkungen von Klimaänderungen noch sehr unsicher sind[10], werden regional größere Häufigkeiten von

Stürmen und Starkniederschlagsereignissen mit zunehmendem Risiko für Überschwemmungen oder Bergrutsche erwartet. Gesundheitseffekte schließen nicht nur ein höheres Risiko für Tod, Verletzung und Hunger ein, sondern auch ein gehäuftes Auftreten von psychischen und sozialen Störungen (Posttraumatische Streßerkrankung). Extreme Wetterereignisse können zum Auftreten großer Vektorpopulationen mit entsprechender Infektionsgefahr führen (z.B. Leptospirose), wie auch zu Übertragung und Verbreitung von über verunreinigtes Wasser übertragenen Infektionen (Typhus, Hepatitis, Cholera)[3].Grundsätzlich scheint jedoch die Empfindlichkeit der Bevölkerung durch Verstädterung und zunehmende Besiedlung von Risikogebieten zuzunehmen.

Der sanitäre Standard und Risikomanagement läßt in Mitteleuropa das Risiko des Auftretens unkontrollierter Zustände als relativ gering erscheinen.

Jahr	Ereignis	Region	Zahl der Toten	wirtschaftl. Verlust Mio. US$*	Rang	versicherter Verlust Mio. US$*	Rang
1992	Hurrikan: Andrew	USA	62	30.000	1	17.000	1
1998	Überschwemmungen	China	3.656	30.000	1	1.000	5
1996	Überschwemmungen	China	3.048	24.000	2	445	6
1993	Überschwemmungen	USA	45	16.000	3	1.000	5
1995	Überschwemmungen	Nordkorea	68	15.000	4	k.A.	
1990	Winterstürme	Europa	230	14.800	5	10.200	2
1993	Überschwemmungen	China	3.300	11.000	6	k.A.	
1998	Hurrikan: Georges Karibik,	USA	4.000	10.000	7	3.300	4
1994	Sturzflut	Italien	64	9.300	8	65	7
1989	Hurrikan: Hugo	Karibik, USA	61	9.000	9	4.500	3
zum Vergleich:							
1991	Taifun, Hochwasser	Bangladesh	140.000	3.000		100	

*Originalwerte

© Munich Re, Munich
January 1999

Abb. 6 Die 10 teuersten klimabezogenen Katastrophen weltweit zwischen 1960 und 1998 (modifiziert n. A. Wirtz 1999).

Meeresspiegelanstieg

Ein Anstieg des Meeresspiegels um 13 - 94 cm bis 2100[5] ergibt ebenfalls Auswirkungen auf die Gesundheit von gefährdeten Bevölkerungen. Diese Auswirkungen schließen Verdrängung, Verlust an landwirtschaftlich nutzbarem Land und ggf. auch Fischerei ein, darüber hinaus Versalzung von Trinkwasser. Spezifische Gesundheitsrisiken gehen von zunehmenden Starkstürmen und der Beschädigung der Infrastruktur an der Küste (einschließlich Abwasser und Sanitärsystem, Wohnen und Verkehr) aus. Die wohlhabenden Staaten Mitteleuropas werden den Problemen mit Verbesserungen bei der Küstenschutzinfrastruktur zu begegnen wissen.

Strahlung

Aufgrund der stratosphärischen Ozonabnahme (s.a. Beitrag „Entwicklung der Ozonschicht“ in diesem Heft) in den vergangenen Jahren werden insbesondere in mittleren und hohen geographischen Breiten zunehmende UV-Strahlungsintensitäten erwartet, wenn sie auch in den Niederungen aufgrund der Luftverschmutzung bisher noch nicht gemessen wurden. Modellrechnungen für ausgesuchte Wetterlagen mit sehr klarer Luft ohne Bewölkung zeigen jedoch bei abnehmender Wellenlänge, d.h. zunehmender biologischer Wirksamkeit, einen überproportional zunehmenden Trend. Dies wird zu einer erhöhten Hauttumorrate (besonders bei den nichtmelanomen) bei der hellhäutigen Bevölkerung führen und wahrscheinlich auch zu einer Zunahme beim Auftreten von Katarakten[4]. Möglicherweise kommt es auch zu einer Immunsuppression im Organismus[15]. Die beobachtete drastische Zunahme von Neubildungen von Hauttumoren sind - soweit UV-bedingt - Ausdruck von Mißbrauch durch falsches Expositionsverhalten. Durch Bekleidung, Sonnenbrille, geeignete Wahl von Expositionszeit und -dauer kann man sich leicht vor Überdosierung schützen.

Eine erhöhte UV-Strahlungsintensität kann sich auch nachteilig auf die (auch aquatische) Biomasseproduktion und damit auf die Nahrungsmittelproduktion des Menschen auswirken. Das Ausmaß dieses Effektes ist unsicher und für Mitteleuropa wohl auch von geringer Bedeutung.

Ausblick

Die vom IPCC[5] prognostizierte Klimaänderung wird größer sein als irgendeine in den letzten 10000 Jahren[10]. Daraus resultieren Veränderungen ökologischer Beziehungen und biogeochemischer Systeme, die uns mit Gesundheitsrisiken völlig neuer Größenordnung und Qualität konfrontieren[16]. Die Unsicherheiten in der Prognose der Auswirkungen sind mit Unsicherheiten bzgl. sozialer, demographischer, ökonomischer und technologischer Veränderungen verknüpft.

Es müssen Überwachungssysteme aufgebaut werden, die Gesundheits- und Umweltinformationen miteinander systematisch verknüpfen und die Änderungen bei den relevanten Gesundheitsrisiken frühzeitig erkennen lassen. Es müssen Anpassungsmaßnahmen zur Verminderung von negativen Gesundheitseffekten vorbereitet werden. Und es müssen im Sinne einer primären Vorsorge alle Anstrengungen für eine nachhaltige Entwicklung unternommen werden, weil der gegenwärtige Eingriff des Menschen in das Klimasystem unverantwortbare Risiken birgt. Die Folgekonferenzen nach dem Umweltgipfel von Rio de Janeiro 1992 haben gezeigt, daß die internationale Staatengemeinschaft nur sehr zögerlich die für eine primäre Vorsorge notwendigen Schritte unternimmt, obwohl zwischen Ursache (Treibhausgasemission) und voller Wirkung (Klimaänderung) eine Zeitverschiebung von etlichen Jahrzehnten liegt.

Literaturverzeichnis

1 *Beniston, M. und Tol, R.S.J. et al.* (1998): Europe: In: The Regional Impacts of Climate Change: An Assessment of Vulnerability. A Special Report of Working Group II. New York, Cambridge University Press, 149-187

2 *Dobler, G.* (1996): Klimakatastrophe - mikrobiologische Gefahren. In: *Enders, E.; Stahl, G.* (Hrsg.): Kinder zwischen Wetterfühligkeit und Klimakatastrophe. Schriftenreihe Ökopädiatrie, ecomed, Landsberg, 73-89.

3 *Dobler, G., G. Jendritzky* (1998): Krankheiten und Klima. In: *Lozán, J.L., Graßl, H., Hupfer, P.* (Hrsg.): Warnsignal Klima/ Wissenschaftliche Fakten. Wiss. Auswertungen, Hamburg, 334-340.

4 *IARC* (1992): Solar and ultraviolet radiation. IARC monograph on the evaluation of carcinogenic risks to humans. Vol. 55. Lyon, IARC.

5 *IPCC* (1996): Climate Change 1995. The Science of Climate Change. 2nd Assessment Report of IPCC-WGI. *J. T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, K. Maskell* (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 571 pp.

6 *Jendritzky, G., K. Bucher, G. Laschewski, E. Schultz, H. Staiger* (1998): Medizinische Klimatologie. Kap. 4,7 Klimaänderungen. In: Chr. Gutenbrunner, G. Hildebrandt (Hrsg.): Handbuch der Balneologie und medizinischen Klimatologie. Springer, Berlin, 589-598.

7 *Jendritzky, G.* (1998): Gesundheitsrisiken durch Klimaänderungen. Umweltmed Forsch Prax 3 (2) 72-76.

8 *Jendritzky, G., B. Tinz (1999):* Bioklimakarten als Grundlage für die Klimafolgenforschung im Humanbereich. FA BIOMET, in Vorbereitung

9 *Lindgren, E.* (1998): Climate and tick-borne encephalitis in Sweden. Conservation Ecology, 2: 5-7

10 *Lozán, J.L., H. Graßl, P. Hupfer* (Hrsg.) (1998): Warnsignal Klima/ Wissenschaftliche Fakten. Wiss. Auswertungen, Hamburg.

11 *Martens, W.J.M., ed.* (1996): Vulnerability of Human Population Health to Climate Change: state-of-knowledge and future research directions. Dutch National Research Programme on Global Air Pollution and Climate Change, Report No. 410200004, Bilthoven.

12 *Martens, W.J.M.* (1998): Health and Climate Change: Modelling the Impacts of Global Warming and Ozone Depletion. EarthScan, London.

13 *McMichael, A.J.* (1996): Human Population Health. In: Climate Change 1995. Impacts, Adaptions and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses. 2nd Assessment Report of IPCC-WG II, Cambrigde University Press, Cambridge, 561-584.

14 *McMichael, A.J., G. Jendritzky, S. Kovats* (1997): Klimaänderung und Gesundheit. In: *Wichmann, H.E., H.W. Schlipköter, G. Fülgraff* (Hrsg.): Handbuch der Umweltmedizin Kap.VIII-1.10. ecomed, Landsberg, 1-20.

15 *van Loveren, H.* (1998): Effects on the immune system of human UV radiation exposure associated with stratospheric ozone depletion. WHO ECEH, Rome.

16 *WHO/WMO/UNEP-Task Group* (1996): Climate Change and Human Health. *McMichael, A.J., A. Haines, R. Sloof, S. Kovats* (eds.). WHO, Geneva, 299pp.

17 *Wirtz, A.* (1999): Die 10 teuersten klimabezogenen Katastrophen weltweit zwischen1960 und 1998. Munich Re, Munich, pers. comm.

Beobachtete Trends der Lufttemperatur und der Niederschlagshöhe in Deutschland

J. Rapp

Motivation

Die Erwärmung der Lufthülle der Erde hat sich im Jahr 1998 deutlich beschleunigt. Das zeigen die Temperaturdaten des Goddard Institute of Space Studies (GISS), die monatlich veröffentlicht werden [1]. Während die bisherige jemals gemessene höchste Temperaturabweichung im Jahr 1997 bei + 0.45 °C lag, wurde dieser Wert ein Jahr später gleich um zwei Zehntel Grad übertroffen (+ 0.63 °C). Auch in Deutschland ist das Temperaturniveau ungewöhnlich hoch: Seit 1988 liegt die Jahresmitteltemperatur, mit Ausnahme des Jahres 1996, kontinuierlich über dem Mittelwert der Klimanormalperiode 1961-1990. Im Jahr 1998 betrug die Anomalie + 0.8 °C (Datenbasis: DWD). Aus dieser Perspektive ist es angebracht, einmal genauer auf die rezente Entwicklung des bisherigen Klimaverlaufs in Deutschland zu blicken, wozu vor allem eigene Analysen herangezogen, daneben aber auch aktuelle Arbeiten anderer Forschungsgruppen zitiert werden.

Begriffe

Die zeitliche Entwicklung einer Klimavariablen läßt sich am zweckmäßigsten durch die Berechnung des linearen Trends bewerkstelligen. Allerdings reicht die Angabe des bloßen Trendwertes (zum Beispiel der Differenz der Ordinatenwerte am Anfang und Ende einer Regressionsgeraden durch die Zeitreihe) nicht aus, um zu sicheren Schlußfolgerungen zu gelangen. Vielmehr ist es unerläßlich, die statistische Signifikanz des Trends, also den Grad, mit dem der Trend aus dem Hintergrundrauschen der Zeitreihe herausragt, mit anzugeben. Außerdem ist die Überprüfung der zeitlichen und räumlichen Repräsentanz eines Trends [2] von Bedeutung. Die zeitliche Repräsentanz gibt an, wie stabil sich die Signifikanz des Trends bei sukzessiver Veränderung des Untersuchungszeitraums verhält. Die räumliche Repräsentanz wiederum, die bei Untersuchung mehrerer Stationszeitreihen beachtet werden muß, gibt Auskunft darüber, ob ein Trend flächendeckend bzw. im ganzen Untersuchungsgebiet mit gleicher bzw. ähnlicher Signifikanz auftritt.

Von großer Bedeutung in der Klimadiagnose ist zudem die Überprüfung der Homogenität einer Zeitreihe. Schließlich können nicht-meteorologische Einflüsse, insbesondere Stationsverlegungen und der städtische Wärmeinseleffekt, zu Verfälschungen des Trends führen. Inhomogene Stationsdaten müssen daher aus der Datenanalyse möglichst ausgeschlossen werden [3, 4].

Trends der Lufttemperatur in Deutschland

Das Flächenmittel der Lufttemperatur schließt für die Zeitspanne seit 1891 tatsächlich nur wahrscheinlich homogene Stationen ein (Abbildung 1). Für die Zeit vor 1891 wurde die Zeitreihe nach Baur [5, 6], basierend auf Messungen in drei bzw. vier mitteleuropäischen Orten, angepaßt. Seit Beginn der neunziger Jahre hat sich die säkulare Erwärmung beschleunigt und ein ungewöhnlich hohes Niveau erreicht, höher als jemals zuvor in den letzten 230 Jahren. Das Jahr 1994 war in Deutschland das wärmste seit Beginn verlässlicher Messungen. Der lineare Trend für die letzten 133 Jahre (1866-1998) beträgt ca. + 1.0 °C und ist damit deutlich größer als der Trend der globalen Mitteltemperatur (+ 0.6 °C; siehe auch Tabelle 1). Aufgrund der höheren Variabilität ist diese Temperaturzunahme allerdings weniger signifikant als die weltweite Temperaturerhöhung.

	Deutschland °C	global °C		Deutschland °C	global °C
Januar	1.1	0.8	Frühling (MAM)	1.1	0.6
Februar	0.2	0.7	Sommer (JJA)	0.7	0.4
März	1.5	0.7	Herbst (SON)	1.1	0.5
April	0.7	0.6	Winter (DJF)	1.0	0.7
Mai	1.2	0.6			
Juni	0.2	0.5	Jahr	1.0	0.6
Juli	0.7	0.4			
August	1.2	0.4			
September	0.6	0.4			
Oktober	1.4	0.5			
November	1.2	0.6			
Dezember	1.7	0.6			

Tab.1 Lineare Trends der Lufttemperatur in Deutschland und der globalen Mitteltemperatur zwischen 1866 und 1998 mit Kennzeichnung einer statistischen Signifikanz von mindestens 95 % durch Einfärbung. Datenbasis: DWD und GISS.

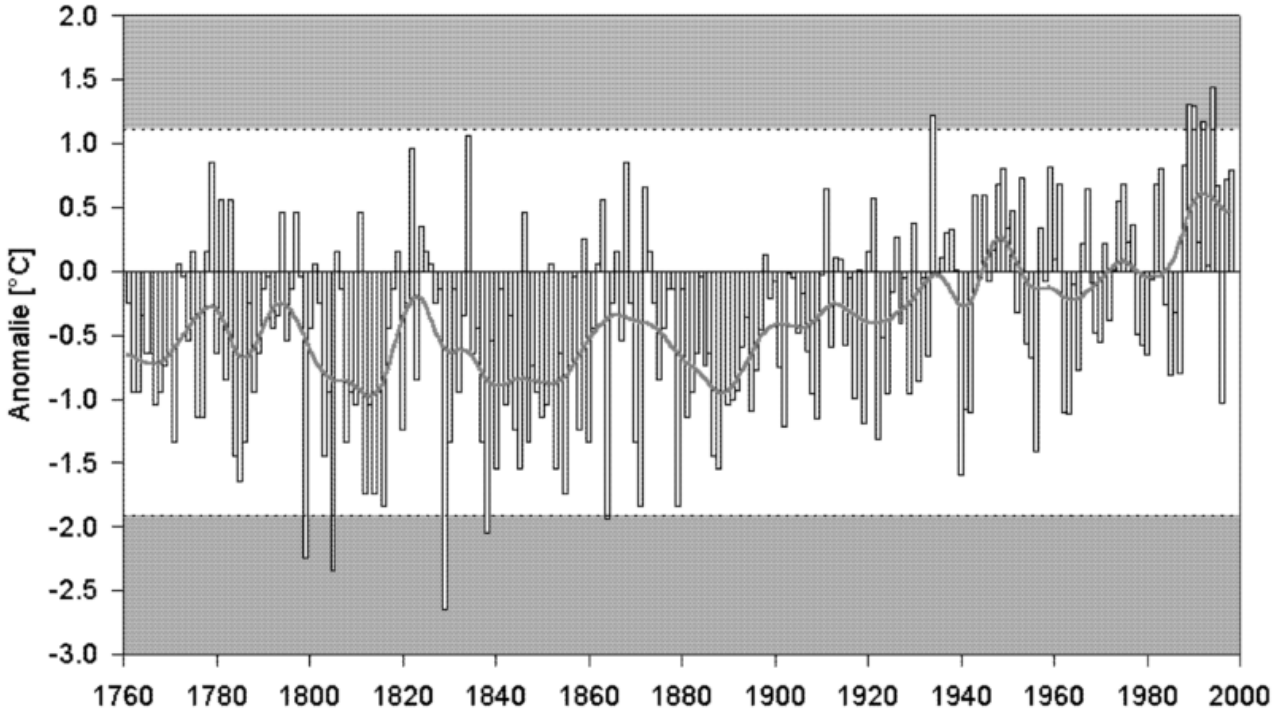


Abb. 1 Zeitlicher Verlauf der Lufttemperatur in Deutschland zwischen 1761 und 1998, dargestellt als Anomalie in °C gegenüber dem CLINO-Intervall 1961-1990. Balken: Jahreswerte, durchgezogene Linie: 20-jährig tiefpaßgefilterte Werte, eingefärbte Flächen: Bereich mit mindestens zweifacher Standardabweichung um den Mittelwert der Gesamtzeitreihe. Datenbasis: DWD.

Trends der Niederschlagshöhe in Deutschland

Mit dem „Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990“ [3] konnte vor einigen Jahren erstmals flächendeckend eine „Bestandsaufnahme“ der Veränderung des Klimas in Deutschland vorgelegt werden. Inzwischen wurde eine Aktualisierung des Kartenmaterials um fünf weitere Jahre realisiert. Die Niederschlags- und Temperaturtrends zeigen dabei weiterhin ein komplexes Bild mit jahreszeitlich und regional durchaus unterschiedlichen Entwicklungen. Die Trendkarten für 1896-1995 zeigen für die West- und Südhälfte des Bundesgebietes eine signifikante Zunahme der Jahresniederschlagshöhe um durchschnittlich 10 bis 20 %. Dazu trägt das hydrologische Winterhalbjahr mit Steigerungsraten von vielerorts mehr als 30 % am meisten bei (Abbildung 2). Das Sommerhalbjahr dagegen tendiert vor allem in den neuen Bundesländern eher zur Niederschlagsabnahme.

Die winterliche Tendenz zu größeren Niederschlagshöhen ist in einer gesonderten Trendanalyse für Baden-Württemberg bestätigt worden [7]. In den Monaten Februar bis April könnte in Teileinzugsgebieten des oberen Neckars, der oberen Donau und an der Wutach die Niederschlagszunahme durch die wahrscheinliche Zunahme der Extremniederschläge erklärt werden. Dabei ist es interessanterweise weniger die

Veränderung des Ausmaßes der Starkregenereignisse als vielmehr ihre erhöhte Häufigkeit, die Anlaß zur Beachtung sein sollte. Unabhängig von Einzelergebnissen scheint aus klimatologischer Sicht geraten, den auf Beobachtungen zwischen 1951 und 1980 basierenden Atlas „Starkniederschlagshöhen für Deutschland“ [8] bei einer Neuauflage auf eine aktualisierte bzw. erweiterte Beobachtungszeitspanne zu beziehen.

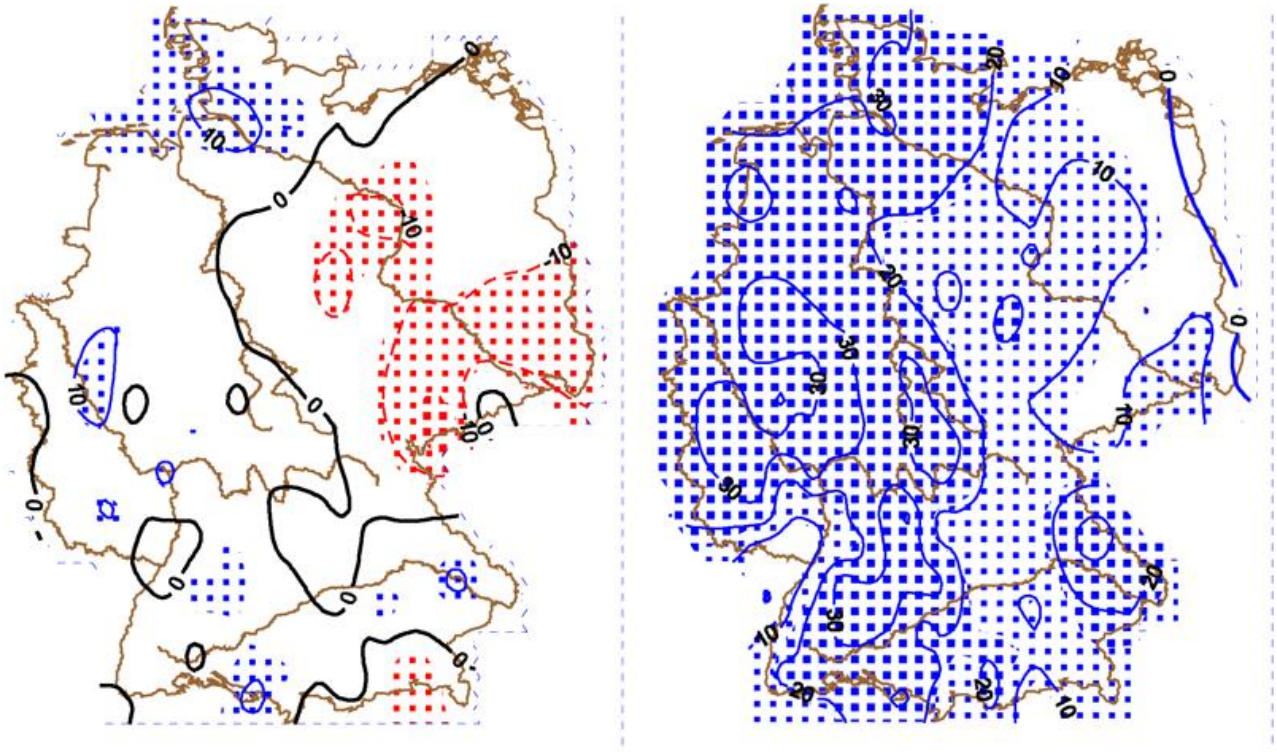


Abb. 2 Relative Trends der Niederschlagshöhe (in % des Mittelwertes) zwischen 1896 und 1995 mit signifikanten Gebieten (gerastert). Links: Hydrologisches Sommerhalbjahr, rechts: Hydrologisches Winterhalbjahr.

Klimawirkungen

Die Klimaänderung in Deutschland und Europa ist inzwischen so signifikant, daß erste Wirkungen auf Flora und Fauna zu erkennen sind. Beispielsweise blühen Forsythien und Schneeglöckchen in Süddeutschland früher (ca. 5 Tage/Jahrzehnt) [9], Waldbäume treiben in vielen Ländern Europas eher aus (ca. 5 Tage/Jahrzehnt) und verfärben ihr Laub später [10], und die Aufenthaltsdauer vieler Singvögel liegt fast einen Monat über der des Jahres 1970 [11]. Dies sind Beweise dafür, daß aus einem veränderten Temperaturniveau eine Änderung der Eintrittszeit und Dauer der einzelnen Jahreszeit resultiert. Der Frühling kommt früher, der Herbst später.

Die Erhöhung der Lufttemperatur hat auch direkte Konsequenzen für die Ökonomie. So ist der Trinkwasserverbrauch mit dem Tagesmaximum der Lufttemperatur korreliert und steigt besonders schnell bei Temperaturen oberhalb 20 °C an [12]. Ein anderes Beispiel betrifft die Stromwirtschaft, die bei einer Erwärmung mit geringerem Stromverbrauch rechnen muß. Für Essen resultiert aus einem Anstieg der

Lufttemperatur um 1 °C eine Erniedrigung des täglichen Stromverbrauchs um 200 bis 400 MWh [11].

Ausblick

Ohne Frage - die vorgestellten Auswirkungen beweisen, daß die künftige Klimaentwicklung permanent im Auge behalten werden muß. Die statistische Trendanalyse qualitativ gesicherter Beobachtungsergebnisse bietet dazu einen geeigneten Ausgangspunkt („Trendmonitoring"). Bleibt zu wünschen, daß durch permanente Aktualisierung dieser Trendanalysen sich in Zukunft eine „Klimaüberwachung" im diagnostischen Sinn des Begriffes etabliert.

Literatur

1 NASA Goddard Institute for Space Studies (1999): http://www.giss.nasa.gov/data/gistemp/GLB.Ts+dSST.txt Global Land-Ocean Temperature Index.

2 Rapp J. (1998): Eine Systematik der zeitlich und regional differenzierenden Trendanalyse klimatologischer Zeitreihen Mitteleuropas. Annl. Meteor. 37, DWD, Offenbach/Main, 375-376.

3 Rapp J. und Schönwiese C.-D. (1996): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990. Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Band B5, Frankfurt/Main.

4 Herzog J. und Müller-Westermeier G. (1998): Homogenitätsprüfung und Homogenisierung klimatologischer Meßreihen im Deutschen Wetterdienst. DWD Bericht Nr. 202, Offenbach.

5 Baur F. (1975): Abweichungen der Monatsmittel der Temperatur Mitteleuropas vom 210jährigen Mittelwert (1761-1970). Beilage zur Berliner Wetterkarte 76/75, FU Berlin.

6 Pelz J., Rüge U., Schlaak P. (1996): Zur Fortführung der von F. Baur im Jahre 1975 veröffentlichten Temperaturreihe für Mitteleuropa ab 1761 und der Niederschlagsreihe für Deutschland westlich der Oder ab 1851. Beilage zur Berliner Wetterkarte 50/96 , FU Berlin.

7 Sánchez Penzo S., Rapp J., Schönwiese C.-D., Luft G. (1998): Räumliche Strukturen aktueller Trends des Gesamt- und Extremniederschlages in Baden-Württemberg. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 42, 4, 157-163.

8 Bartels H. et al. (1997): Starkniederschlagshöhen für Deutschland (KOSTRA). Deutscher Wetterdienst, Offenbach/Main.

9 Sachweh M. und Rötzer T. (1997): Phänologische Phasen und Klimavariabilität in Mitteleuropa. In: Annalen der Meteorologie 34, Offenbach.

10 Menzel A. (1997): Phänologie von Waldbäumen unter sich ändernden Klimabedingungen. Forstwiss. Fakultät Univ. München, Schriftenreihe Nr. 164.

11 Lozán J.L., Graßl H. und Hupfer P. (Hrsg) (1998): Warnsignal Klima. Hamburg.

12 Hupfer P. (1996): Unsere Umwelt: Das Klima. Teubner, Stuttgart.

Ursachen der Lufttemperaturvariationen in Deutschland 1865 - 1997

A. Walter, C.-D. Schönwiese

Motivation und Zielsetzung

Im gleichen Heft berichtet J. Rapp über die beobachteten Variationen der bodennahen Lufttemperatur in Deutschland (Flächenmittel, im folgenden Deutschland-Temperatur genannt) und zeigt in seiner Abb. 1 die Jahresanomalien (Abweichungen vom Referenz-Zeitintervall 1961-1990) sowie die 20-jährig tiefpaßgefilterten (geglätteten) Daten für die Zeit ab 1761. Es ist nun von Interesse, auch die Ursachen für diese Variationen anzugeben oder zumindest Hypothesen darüber zu entwicklen.

Die Frage, ob und in welchem Ausmaß menschliche Eingriffe, wie sie sich im Konzentrationsanstieg der „Treibhausgase" sowie troposphärischen Sulfataerosole zeigen, das Klima beeinflussen, wird in Zusammenhang mit dem Phänomen weltweiter Klimaänderungen des Industriezeitalters nicht nur wissenschaftlich (IPCC, Houghton et al., 1996), sondern auch öffentlich intensiv diskutiert. Solche Einflüsse existieren sicherlich auch bei der Deutschland-Temperatur. Jedoch stehen dazu, und zwar global wie regional, viele natürliche Einflußfaktoren in Konkurrenz, insbesondere externe Einflüsse auf das Klimasystem durch den explosiven Vulkanismus und die Sonnenaktivität sowie interne Zirkulationsmechanismen der Atmosphäre bzw. des Ozeans wie ENSO (El Niño / Southern Oscillation) und NAO (Nordatlantikoszillation). Leider ist es derzeit unmöglich, mit Hilfe aufwendiger atmosphärisch-ozeanischer Zirkulationsmodelle alle diese Einflüsse simultan zu simulieren; hinzu kommt deren prinzipielle quantitative sowie regionale Unsicherheit.

Daher ist es sinnvoll, nach Alternativen zu suchen, welche die Tatsache der multiplen Klimasteuerung realisieren. Wie bei unseren globalen Untersuchungen (Walter et al., 1998; Schönwiese et al., 1998) verwenden wir nun auch hinsichtlich der Deutschland-Temperaturen ein solches alternatives und zwar statistisches Konzept, das zudem strikt auf den Beobachtungsdaten beruht und zumindest hypothetisch die Trennung der verschiedenen Klimasignale erlaubt (multiple Klima-Signalanalyse). Dabei versteht man unter Signalen die Variationsanteile beobachteter bzw. modellierter Klimaänderungen, die sich bestimmten Einzelursachen zuordnen lassen.

Neuronale Netze als Werkzeug der Klimaanalyse

In grober, aber wirkunsgvoller Nachahmung der menschlichen Vorgänge im Gehirn ist seitens der Physik bzw. Informatik das Konzept der neuronalen Netze entwickelt worden (Brause, 1991; Smith, 1993), das sich inzwischen einer breiten Anwendung in vielen Fachdisziplinen erfreut, in der Meteorologie/Klimatologie bisher jedoch bisher nur selten verwendet wird. Ein biologisches Beispiel mag zunächst das Prinzip der Wirkungsweise veranschaulichen: Auf der menschlichen Haut befinden sich sog. Wärme- und Kältepunkte, d.h. auf die Wahrnehmung von Wärme- bzw. Kältereizen

spezialisierte Zellen. Diese sind mit Nervenzellen, den Neuronen, verbunden, die diese Reize an das Gehirn weiterleiten. Das Gehirn reagiert beim Überschreiten gewisser Reizschwellen dadurch, daß (über das vegetative Nervensystem) beispielsweise Schwitzen ausgelöst wird, und das ist eine Reaktion auf zu hohe Wärmebelastung.

Übertragen auf die Informatik und unser Klimaproblem stellen die beobachteten zeitlichen Variationen der oben genannten anthropogenen wie natürlichen Klimafaktoren sozusagen die Reize dar, die der Eingabeschicht des neuronalen Netzes mitgeteilt werden. Die Reaktion, repräsentiert durch die Neuronen der Ausgabeschicht, ist die zeitlich variierende Temperaturvariation, und dazwischen, in der sog. verdeckten oder verarbeitenden Schicht, entsprechend dem Gehirn, erfolgt die Verknüpfung zwischen Einflüssen und Wirkung. Dabei wird beim sog. überwachten Lernen dem neuronalen Netz die tatsächlich eingetretene Reaktion, in diesem Fall die beobachteten Temperaturvariationen, mitgeteilt, was eine rückwärts d.h. von der Ausgabe- in die verarbeitende Schicht gerichtete Fehlerkorrektur ermöglicht (Backpropagation). Es gibt zwar noch andere Architekturen von neuronalen Netzen; für die statistisch-klimatologische Signalanalyse ist aber dieser Typus am besten geeignet (Walter, 1996). Gegenüber der multiplen Korrelations- und Regressionsanalyse haben neuronale Netze den Vorteil, daß sie in einer Art Training optimale nicht-lineare Funktionen (i.a. sigmoider Art) zwischen Ursachen und Wirkungen aufsuchen (während multiple Regressionen entweder linear sind oder nicht-lineare Funktionen vorgegeben werden müssen) und sich die Einflußfaktoren auch gegenseitig beeinflussen dürfen.

Signalanalyse der Deutschland-Temperatur-Zeitreihe

In der oben geschilderten Art ist nun eine neuronale Netzwerk-Analyse der Deutschland-Temperatur-Zeitreihe 1865-1997 durchgeführt worden, wobei die zeitliche Einschränkung gegenüber des Beitrages von Rapp (dieses Heft) aus der begrenzten Verfügbarkeit der Zeitreihen der Einflußgrößen resultiert. Zudem beschränkt sich der anthropogene Einfluß weitgehend auf das Industriezeitalter. Schließlich ermöglicht das hier gewählte Zeitintervall einen Vergleich mit entsprechenden Analysen der Schätzwerte der globalen Mitteltemperatur.

Als anthropogene Einflußgrößen dienen anthropogen die jährlichen atmosphärischen Konzentrationswerte der äquivalenten Kohlendioxid-Konzentration sowie der Schwefeldioxid-Emission, die proportional der troposphärischen Sulfataerosolkonzentration sind. Zu allen Details, auch hinsichtlich der natürlichen Klimafaktoren, vergl. einerseits IPCC (1996) und andererseits Schönwiese et al., 1998 (auch Schönwiese, 1995). Die Parametrisierung der explosiven Vulkantätigkeit in Form einer Zeitreihe erfolgte nach Grieser (1999), die entsprechende Zeitreihe der von der Sonnenaktivität modulierten solaren Ausstrahlung stammt von Lean et al. (1995; während bei unseren Globalanalysen bisher schlicht die damit gut korrelierten Sonnenflecken-Relativzahlen verwendet worden sind). Die in die Globalanalysen eingehende SOI-Zeitreihe (Southern Oscillation Index; nach IPCC) ist bei der Analyse der

Deutschland-Temperatur durch den Index der NAO (Nordatlantikoszillation; Hurrel, 1997) ersetzt.

Abb. 1 zeigt zunächst die Reproduktion 1865-1997 der beobachteten Jahresanomalien der Deutschland-Temperatur bei Verwendung aller betrachteten Einflußgrößen durch das neuronale Netz. Der multiple Korrelationskoeffizient beträgt dabei r = 0,62, was einer erklärten Varianz (r^2) von 39% entspricht. Das ist deutlich weniger als bei der globalen Mitteltemperatur (83%), was im Falle einer regionalen Zeitreihe aber realistischerweise nicht höher zu erwarten ist. Außerdem fällt in Abb. 1 schon optisch auf, daß das neuronale Netz die hochfrequente Varianz deutlich unterschätzt, d.h. die betreffenden Amplituden der Zeitreihe sind bei den Beobachtungen wesentlich größer als bei der Modellreproduktion.

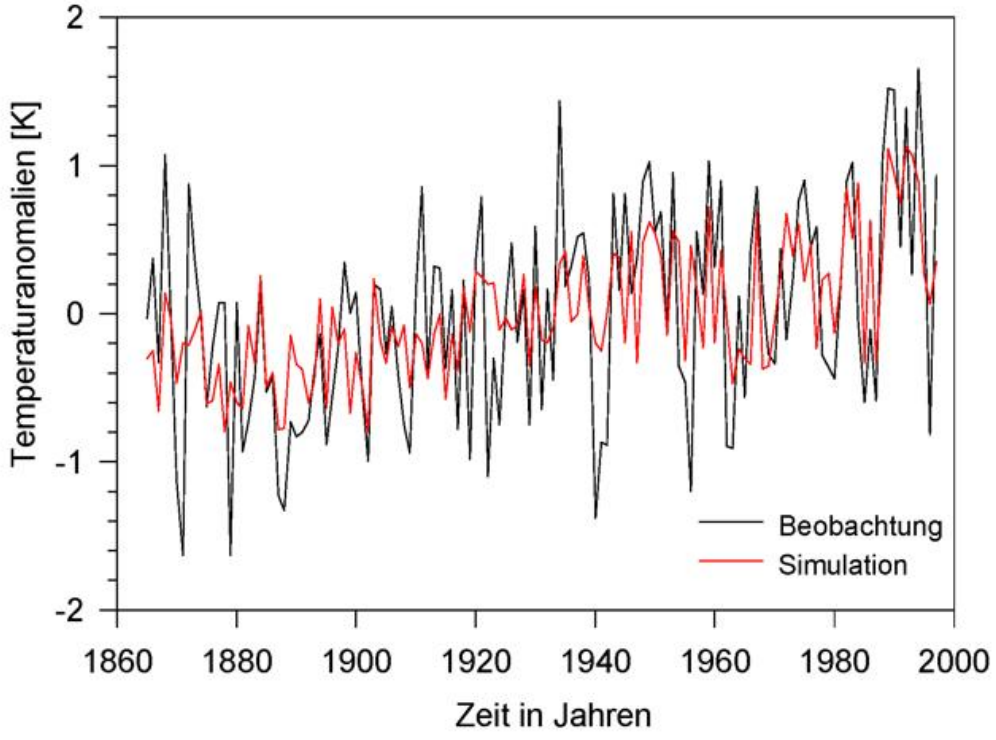


Abb. 1: Beobachtete Jahresanomalien 1865-1997 der mittleren Deutschland-Temperatur (vgl. auch Beitrag Rapp, dieses Heft) und Simulation mit Hilfe eines neuronalen Netzes (Backpropagation), das als Einflußfaktoren die anthropogenen Treibhausgase und Sulfatpartikel sowie die natürlichen Einflüsse durch Vulkanismus, Sonnenaktivität und NAO (Nordatlantikoszillation) enthält. Der mutiple Korrelationskoeffizient beträgt 0,62 (erklärte Varianz 39%).

In Abb. 2 sind nun die zugehörigen 10-jährig tiefpaßgefilterten Daten, bei denen diese Varianzunterschätzung nicht so ausgeprägt ist, zusammen mit den anthropogenen Signalen gezeigt, und zwar aufgrund des Konzentrationsanstiegs der Treibhausgase TR (Signalstärke + 1,53 °C), der Sulfataerosole SU (- 0,56 °C) und der (nicht-linearen) Kombination aus beidem TR+SU (+ 0,79 °C). Das bedeutet, daß das neuronale Netz dem anthropogenen Einfluß insgesamt einen zwar zeitlich ungleichmäßigen, aber langfristigen Temperaturanstieg von rund 0,8 °C zuordnet, nur unwesentlich mehr als im Fall der globalen Mitteltemperatur (rund 0,6 °C). Jedoch ist das anthropogene Treibhaussignal allein, wie es sich in dieser Analyse der Deutschland-Temperatur abzeichnet, deutlich höher als bei der globalen Mitteltemperatur.

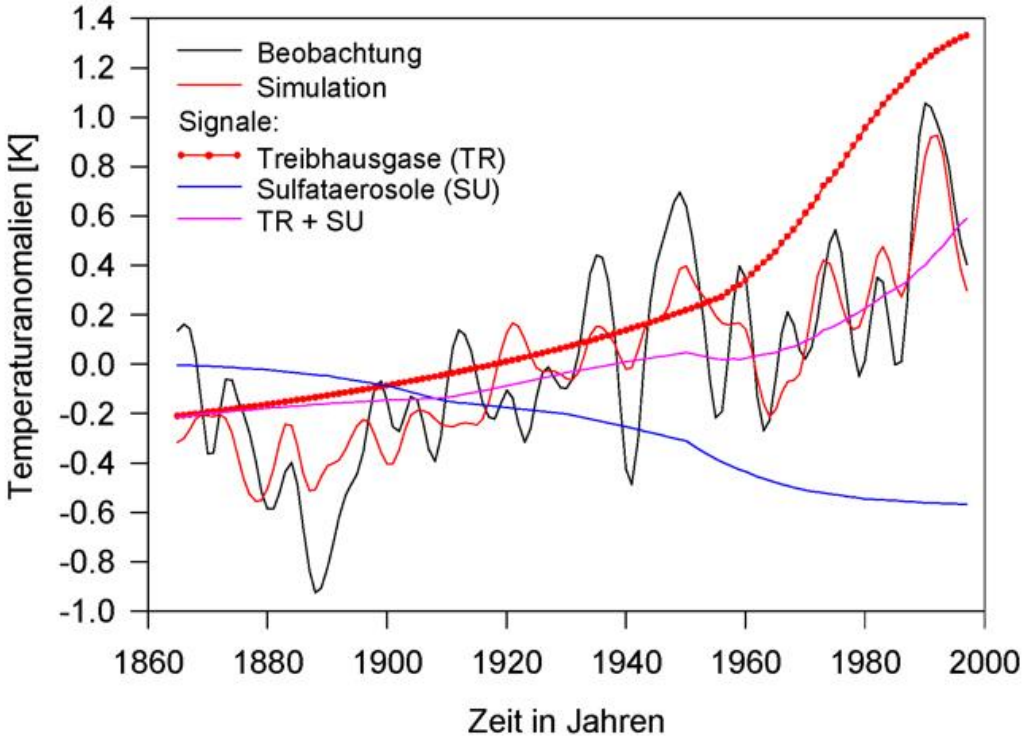


Abb. 2: Ähnlich Abb. 1, jedoch 10-jährig geglättete Daten, zusätzlich Zeitreihen der anthropogenen Signale TR (Treibhausgase), SU (Sulfatpartikel) und TR+SU (Kombination aus beidem).

Bei den natürlichen Signalen, vgl. Abb. 3, ist das NAO-Signal mit Abstand führend (Signalstärke 1,09 °C), jedoch nicht in Form eines Langfristtrends, sondern stark fluktuierend. Nur am Rande sei hier erwähnt, daß auch Modellrechnungen zum Zusammenhang zwischen anthropogenem Treibhauseffekt und NAO vorliegen (Paeth et al., 1999). Der Vulkanismus zeigt sich bei unserer Analyse in episodischen Abkühlungen (Signalstärke bis - 0,24 °C) nach größeren explosiven Vulkanausbrüchen, ganz ähnlich wie bei der globalen Mitteltemperatur. Die Befunde hinsichtlich des Einflusses der Sonnenaktivität sind mit unseren Globalanalysen wegen unterschiedlicher Parametrisierungen nicht direkt vergleichbar. Der Datensatz nach Lean et al.

(1995) spiegelt nämlich einen größeren Einfluß wider, als er bei diversen alternativen Schätzungen in Erscheinung getreten ist (Schönwiese et al., 1994; Schönwiese et al., 1998; Cubasch et al., 1997). Bei der Deutschland-Temperatur setzt sich unter Verwendung dieses Datensatzes der solare Einfluß aus einer Trend- und einer fluktuativen Komponente zusammen (Signalstärke insgesamt 0,64 °C), wobei der Trendanteil (lineare Regression der Signalzeitreihe von Abb. 3) bei etwa 0,3 °C liegt. Somit enthält die Deutschland-Temperaturreihe aufgrund der hier vorgestellten Analyseergebnisse auch einen bemerkenswerten solaren Anteil, der allerdings deutlich unter dem anthropogenen Treibhaussignal liegt. Die unerklärte Restvarianz, die bei der globalen Mitteltemperatur Zufallseigenschaften aufweist (Walter et al., 1998), dürfte im Fall der Deutschland-Temperatur auf nicht erfaßte Zirkulationsvorgänge zurückzuführen, teilweise wohl auch stochastischer Art sein.

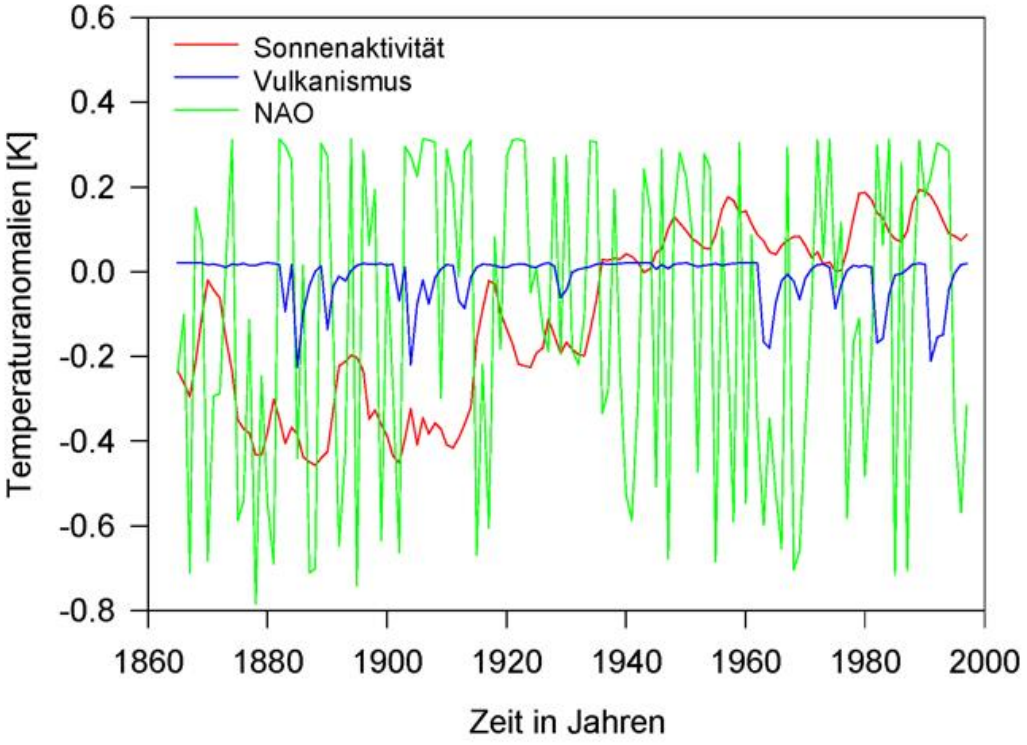


Abb. 3: Zeitreihen der natürlichen Signale zu Abb. 1.

Vergleich mit Globalanalysen und Schlußfolgerung

Die bereits mehrfach genannten Signalanalyse-Vergleiche zwischen der Deutschland- (TDH) und Globaltemperatur (TGL) sind in Tab. 1 systematisch zusammengefaßt; und zwar enthält diese Tabelle zunächst die globalen, auf die untere Atmosphäre bezogenen Strahlungsantriebe der einzelnen zur Diskussion stehenden Klimafaktoren während des Industriezeitalters (seit ca. 1850) nach IPCC-Angaben

(Houghton et al., 1996) und in den weiteren Spalten den Vergleich aller untersuchten anthropogenen sowie natürlichen Signale hinsichtlich der Global- (TGL) und Deutschland-Temperatur (TDH).

Klimafaktor	Strahlungsantrieb	TGL	TDH	Signalstruktur
Treibhausgase, TR	+ 2,1 - 2,8 Wm^{-2}	0,9 - 1.3°C	1,5 °C	progressiver Trend
Sulfataerosol, SU	- 0,4 - 1,5 Wm^{-2}	0,2 - 0,4°C	0,6 °C	uneinheitlicher Trend
Kombiniert, TR+SU	+ (1,3 - 1,7 Wm^{-2})	0,5 - 0,7°C	0,8 °C	uneinheitlicher Trend
Vulkaneruptionen	- max. 1-3 Wm^{-2} *	0,1 - 0,2°C	0,2 °C	episodisch
Sonnenaktivität	+ 0,1 - 0,5 Wm^{-2}	0,1 - 0,2°C	0,6 °C	fluktuativ + Trend
ENSO (SOI)	-	0,2 - 0,3°C	-	episodisch/fluktuativ
NAO	-	-	1,1 °C	flukuativ (hochfrequ.)

* Beim Pinatubo-Ausbruch 1991: 2,4 Wm^{-2}, 1992: 3,2 Wm^{-2}, 1993: 0,9 Wm^{-2} (McCormick et al. 1995)

Tab. 1: Auflistung der wichtigsten großräumig wirksamen anthropogenen und natürlichen Klimafaktoren, zugehörige globale Strahlungsantriebe (untere Atmosphäre) in industrieller Zeit nach IPCC-Angaben (seit ca. 1850; Houghton et al., 1996) und Vergleich der entsprechenden, mit Hilfe eines neuronalen Netzes geschätzten Signale in der bodennahen Lufttemperatur im globalen (TGL, 1866-1994) bzw. Deutschland-Mittel (TDH, 1865-1997; vgl. dazu auch Rapp, dieses Heft). Der multiple Korrelationskoeffizient (erklärte Varianz) beträgt hinsichtlich aller betrachteten Einflußgrößen und bezüglich der ungefilterten Jahresdaten: TGL 0,91 (83%), TDH 0,62 (39%).

Bereits an anderer Stelle (Schönwiese et al., 1997, 1998) ist darauf hingewiesen worden, daß sich die statistisch geschätzten anthropogenen Signale im Klimageschehen gut in das Bild einfügen, das die globalen atmosphärisch-ozeanischen Zirkulationsmodelle liefern (IPCC, Houghton et al., 1996). Das ist auch insofern bemerkenswert, als diese Methodik gestattet, simultan auch weitere Einflüsse, insbesondere natürlicher Art, mit einzubeziehen und alle Abschätzungen strikt auf Beobachtungsdaten beruhen. Außerdem wird das Konzept der neuronalen Netze der Tatsache der nichtlinearen Klimasteuerung gerecht.

Es ist hier gezeigt worden, daß dies im Prinzip auch hinsichtlich der Deutschland-Temperatur funktioniert. Allerdings ist in diesem Fall die erklärte Gesamtvarianz relativ klein, wie generell das Verständnis der regional-jahreszeitlich differenzierten Klimavariationen noch alles andere als befriedigend gelöst ist, ganz gleich, um welche Modelle es sich dabei handelt. Mit dieser Zielsetzung gibt es sicherlich noch großen, ebenso multimethodischen wie interdisziplinären Forschungsbedarf.

Literatur

Brause, R., 1991: Neuronale Netze. Teubner, Stuttgart.

Cubasch, U., Voss, R., Hegerl, G.C., Waszkewitz, J., Crowley, T.J., 1997: Simulation of the influence of solar radiation variations on the global climate with an ocean-atmosphere general circulation model. Clim. Dynamics, 13, 757-767.

Grieser, J., Schönwiese, C.-D., 1999: Parameterization of spatio-temporal patterns of aerosol-induced stratospheric optical depth and its climate radiative forcing. Atmósfera, in print.

Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A., Maskell, K., 1996: Climate Change 1995 (Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC). Univ. Press, Cambridge.

Hurrel, J.M., van Loon, H., 1997: Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. Clim. Change, 36, 301-326.

Lean, J., Beer, J., Bradley, R., 1995: Reconstruction of solar irradiance since 1610: implications for climate change. Geophys. Res. Letters, 22, 3195-3198.

McCormick, M.P., Thomason, L.W., Trepte, C.R., 1995: Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption. Nature, 373, 399-404.

Paeth, H., Hense, A., Glowienka-Hense, R., Voss, R., Cubasch, U., 1999: The North Atlantic Oscillation as an indicator for greenhouse regional climate change. In preparation, preprint available from authors, Meteorol. Inst. Univ. Bonn.

Rapp, J., 1999: Beitrag in diesem Heft.

Schönwiese, C.-D., 1995: Klimaänderungen. Daten, Analysen, Prognosen. Springer, Berlin.

Schönwiese, C.-D., Denhard, M., Grieser, J., Walter, A., 1997: Assessments of the global anthropogenic greenhouse and sulfate signal using different types of simplified climate models. Theor. Appl. Climatol., 57, 119-124.

Schönwiese, C.-D., Ullrich, R., Beck, F., Rapp, J., 1994: Solar signals in global climatic change. Clim. Change, 27, 259-281.

Schönwiese, C.-D., Walter, A., Rapp, J., Meyhöfer, S., Denhard, M., 1998: Statistische Analyse der Klimavariabilität und anthropogenen Klimasignale in globaler und regionaler Betrachtung. Bericht Nr. 102, Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt a.M.

Smith, M., 1993: Neural Networks for Statistical Modeling. Van Nostrand Reinhold, New York.

Walter, A., 1996: Die Anwendungsmöglichkeiten selbstorganisierender neuronaler Netze in der Klimatologie am Beispiel globaler und hemisphärischer Temperaturzeitreihen. Diplomarbeit, Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt a.M.

Walter, A., Denhard, M., Schönwiese, C.-D., 1998: Simulation of global and hemispheric temperature variations and signal detection studies using neural networks. Meteorol. Z., N.F., 7, 171-180.

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil II)

G. Müller-Westermeier

Die im Klimastatusbericht 1997 begonnene Beschreibung der mittleren klimatologischen Bedingungen soll in diesem Heft durch die Beschreibung eines weiteren Parameters aus dem hydrometeorologischen Bereich, der Verdunstung, ergänzt werden.

Die mittlere Verteilung der jährlichen Grasreferenzverdunstung in der Referenzperiode 1961-1990

Die Verdunstung ist die Wassermenge, die vom unteren Rand der Atmosphäre, den Wasserflächen und der Landoberfläche mit ihrem Bewuchs, durch Evaporation vom Boden oder freier Wasserflächen sowie durch Transpiration der Pflanzen (zusammengefaßt als Evapotranspiration bezeichnet), in die Atmosphäre eingebracht wird. Sie wird wie der Niederschlag in mm angegeben, d. h. ihre Maßzahl gibt an, um welche Höhe sich eine Wasserfläche durch die Verdunstung absenken würde, bzw. wie hoch das verdunstete Wasser bei völliger Kondensation stehen würde, wenn nichts ablaufen oder versickern würde.

Die tatsächliche Verdunstung läßt sich nur mit großem Aufwand stichprobenartig messen, da dabei neben den meteorologischen Bedingungen (Temperatur, Strahlung, Wind, Luftfeuchte) auch die Bodenbeschaffenheit, der Bewuchs und sein pflanzenphysiologischer Zustand sowie die verfügbaren Wasservorräte berücksichtigt werden müssen.

Für flächendeckende Darstellungen bezieht man sich daher auf verschiedene Referenzgrößen. Eine verbreitete und für die Praxis recht gut brauchbare Referenzgröße ist die Grasreferenzverdunstung, die die Verdunstung über einer standardisierten Grasfläche auf einheitlichem Boden bei optimaler Wasserversorgung darstellt.

Diese Größe läßt sich aufgrund empirisch ermittelter Beziehungen nach Wendling (1995) aus den an klimatologischen Meßstationen gemessenen Größen berechnen:

$$E = \frac{(R_G + 93 \cdot k) \cdot (T + 22)}{165 \cdot (T + 123) \cdot (1 + 0.00019 \cdot h)}$$

wobei

E: monatliche Grasreferenzverdunstung in mm

R_G: Globalstrahlung in J/cm^2

T: Monatsmittel der Lufttemperatur in Grad C

k: Küstenfaktor (0.5 an der Küste, 1 im Binnenland)

h: Seehöhe in m (für h > 600 m ist h = 600 m zu setzen.)

Die Globalstrahlung wird aus der Sonnenscheindauer abgeleitet nach der empirischen Formel:

$$R_G = R_O \cdot (0.20 + 0.46 \cdot S_r)$$

wobei

R_0: extraterrestrische Sonnenstrahlung in J/cm^2

S_r: relative Sonnenscheindauer in % (Verhältnis von gemessener zu astronomisch möglicher Sonnenscheindauer) für einen Sonnenstand von mindestens 15^0 über dem Horizont

Die speziell definierte relative Sonnenscheindauer in % wird benutzt, um räumlich vergleichbare Werte zu erhalten, da an vielen Meßstationen der Horizont durch Bäume oder Gebäude eingeschränkt ist, so daß die einfache relative Sonnenscheindauer stark von lokalen Einflüssen geprägt und für eine kartenmäßige Darstellung ungeeignet ist.(Wendling u.a. 1997)

Die mittlere Grasreferenzverdunstung in jedem Monat wurde für Deutschland in einem 1-km-Raster für jeden Rasterpunkt aus den entsprechenden Rasterwerten der Temperatur, der relativen Sonnenscheindauer und der Topographie berechnet und zu mittleren Jahreswerten aufaddiert (Abb. 1).

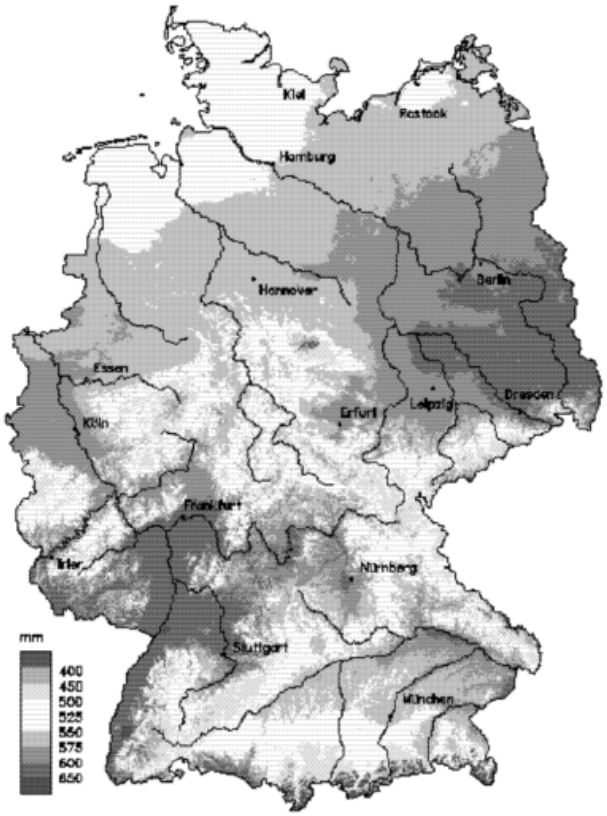


Abb. 1 Mittlere Grasreferenzverdunstung 1961-1990

Aufgrund des starken Temperatureinflusses zeigt sich eine deutliche Abhängigkeit von der Orographie, wobei auf den Höhen niedrige Werte beobachtet werden. Dabei werden in den höheren Lagen der Alpen, aber auch in den Gipfellagen von Schwarzwald, Böhmerwald, Erzgebirge und Harz Werte unter 500 mm pro Jahr beobachtet. Die stärkste Verdunstung tritt in den warmen Gebieten des Oberrheins mit seinen Seitentälern, an der Donau unterhalb von Regensburg sowie im südöstlichen Brandenburg und im östlichen Sachsen auf. Dort werden verbreitet jährliche Verdunstungswerte über 650 mm festgestellt. Am Oberrhein werden örtlich 700 mm überschritten.

In Norddeutschland findet man eine deutliche Abnahme der Verdunstung von Südost nach Nordwest, wo fast überall Werte zwischen 525 und 550 mm beobachtet werden.

Im Jahresgang findet man entsprechend dem Jahresgang der Temperatur und der Strahlung das Maximum im Sommer, während in den Wintermonaten die Verdunstung nur gering ist.

Literatur

U. Wendling, P. Fuchs u. G. Müller-Westermeier: Modellierung des Zusammenhangs von Globalstrahlung, Sonnenscheindauer und Bewölkungsgrad als Beitrag zur Klimaüberwachung. DWD - Forschung und Entwicklung 45 (1997) U. Wendling (1995) : Berechnung der Gras- Referenz-Verdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. Wasserwirtschaft 85E, H.12, S.602-660

Die Witterung in Deutschland

G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Das Jahr 1998 war in Deutschland insgesamt relativ warm, etwas sonnenscheinarm und naß.

Die **Mitteltemperatur** für Deutschland basierend auf einem 1-km-Raster[1] betrug 9.1 Grad C. Sie lag damit 0.2 K höher als im Vorjahr und 0.8 K über dem Wert für den internationalen Referenzzeitraum 1961-1990.

Am wärmsten war es wieder am Rhein und in seinen Seitentälern mit Werten bis 12.0 Grad C. Ansonsten lagen die Jahresmittelwerte in den Niederungen zwischen 8 und 10 Grad C und nahmen mit der Höhe kontinuierlich ab, so daß oberhalb 600 m die Mitteltemperaturen durchweg unter 10 Grad C und oberhalb von 1500 m generell unter 5 Grad C lagen.

Die Abweichungen vom Referenzzeitraum lagen zwischen +2.1 und -0.4 K,[1] wobei negative Abweichungen aber nur örtlich sehr vereinzelt auftraten. Auf 75 % der Fläche bewegten sich die Abweichungen zwischen 0 und +1 K. (Abb. 2)

Die jährliche **Sonnenscheindauer** variierte zwischen 1056 und 2066 Stunden mit einem Mittelwert von 1460 Stunden. Sie war damit 18 % niedriger als im Vorjahr.

Im Mittel betrug die Sonnenscheindauer 1998 in Deutschland 95 % des vieljährigen Referenzwerts, wobei Extreme[1] von 138 und 76 % auftraten.

Besonders sonnenscheinarm waren die Gebiete nördlich des Mains und westlich der Saale. Relativ sonnenscheinreich waren die Bereiche südlich der Donau. (Abb. 5)

Hinsichtlich der **Globalstrahlung** war 1998 ein Jahr mit durchschnittlichem Strahlungsgewinn. Die durchschnittliche Jahressumme lag in Deutschland mit 992kWh/m^2 etwa 2% unter dem vieljährigen Mittel von 1014 kWh/m$^{2.}$.

Von Höchstwerten auf den Alpengipfeln abgesehen, bewegten sich die Jahressummen der Globalstrahlung zwischen 825 und 1177 kWh/m^2. Besonders strahlungsbegünstigt waren der Raum München-Augsburg, das Oberrheintal und der Bodensee. Die Stationen Weihenstephan und Freiburg meldeten 1177 bzw. 1160 kWh/m^2. Strahlungsarm zeigte sich das Sauerland. Die Meßstation Lüdenscheid erreichte nur eine Jahressumme von 827 kWh/m^2.

[1] Die angegebenen (Extrem-)Werte, basierend auf dem 1-km-Raster, sind durch Interpolation von Meßwerten zwischen den Stationen unter Berücksichtigung der Topographie **berechnet** worden (vergleiche auch "Extremwertkarte für das Jahr 1998" und "Numerical Productions of Climatic Maps....").

Vergleicht man die Jahressummen der Globalstrahlung von 1998 mit den vieljährigen Mitteln und stellt die Abweichungen flächenhaft dar (s. Abb. 1), so weisen Oberbayern, das Oberrheintal und Sachsen-Anhalt einen Strahlungsgewinn von über +10% (über +100 kWh/m^2) auf, der lokal bis zu +19% betragen kann. Dagegen waren das Sauerland, der Teutoburger Wald und der Raum Aachen mit einem Strahlungsverlust von etwa -14% (-125 kWh/m^2) am wenigsten strahlungsbegünstigt. Auffällig ist, daß dieser Strahlungsverlust besonders über den Mittelgebirgen zu registrieren war, die ohnehin durch verstärkte Wolkenbildung und Wolkenstau weniger Sonnenstrahlung empfangen. Auch die Zone hoher Einstrahlung, die üblicherweise die Küsten einschließt, konnte sich 1998 bis auf ein kleines Gebiet um die Insel Rügen nicht ausbilden.

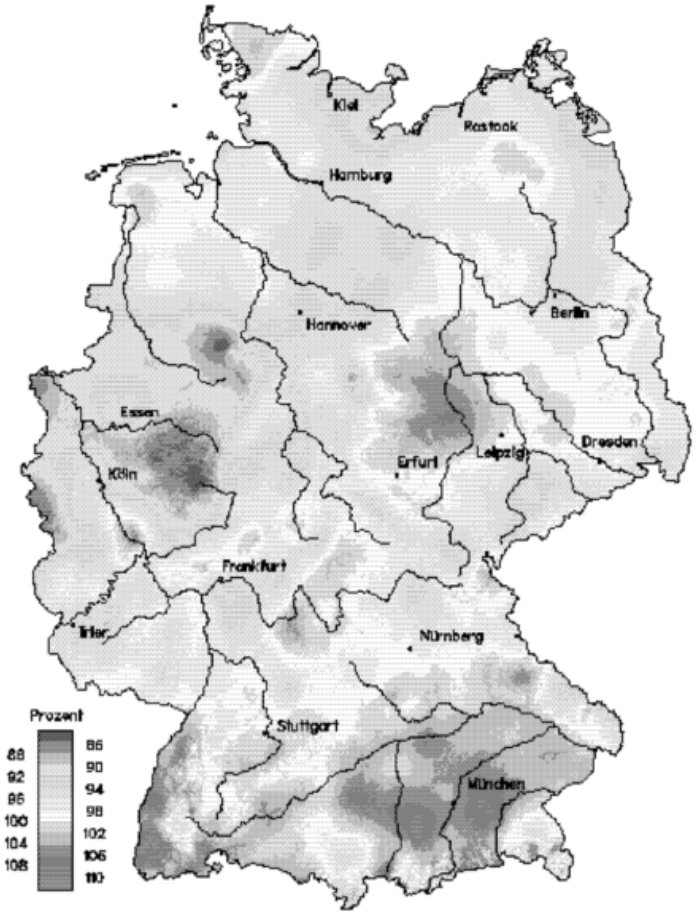


Abb. 1 Globalstrahlung 1998 in Prozent des Mittelwertes der Jahre 1981-1995

Für Deutschland, basierend auf einem 1-km-Raster, betrug 1998 die mittlere **Niederschlagshöhe** 917 mm, wobei Extremwerte[1] von 440 und 3435 mm auftraten. Die räumliche Struktur der Verteilung der Niederschläge wich nicht wesentlich von der Verteilung im vieljährigen Mittel ab. Besonders niederschlagsreich waren wie üblich die Alpen mit ihrem Vorland, die Mittelgebirge und die Nordseeküste. Weniger als 600 mm Niederschlag fiel örtlich in Rheinhessen und in großen Teilen Ostdeutschlands, insbesondere im Elbe-Saale- und im Havel-Spree-Gebiet.

Insgesamt fielen in Deutschland 1998 118 % des vieljährigen Niederschlags. Die extremen Abweichungen lagen bei 59 und 191 %.

Relativ zum vieljährigen Mittel war es in Nordwestdeutschland und in den nördlichen Mittelgebirgen besonders naß. Auf 22 % der Fläche Deutschlands lag die Abweichung über 130 %. Relativ trocken war es nur auf 7 % der Fläche gebietsweise im Südwesten und im Alpenvorland. (Abb. 6)

Der **Jahresverlauf** der Witterung zeigte wieder einige Besonderheiten:

Während der Winter (Dezember 1997 - Februar 1998) und der Frühling in ganz Deutschland gegenüber dem vieljährigen Durchschnitt durchweg zu warm waren, war der Sommer im größten Teil Norddeutschlands etwas zu kühl. Nur im Südteil von Bayern und Baden-Württemberg wurde das vieljährige Mittel großflächig um mehr als ein Grad überschritten. Der Herbst war fast überall zu kühl. Nur in Süddeutschland wurde örtlich der vieljährige Mittelwert geringfügig überschritten.

Die Niederschläge waren im Winter im größten Teil Deutschlands geringer als im vieljährigen Durchschnitt, insbesondere am Niederrhein, in Hessen, Unterfranken und im östlichen Bayern, wobei örtlich nicht einmal 50 % des vieljährigen Mittels erreicht wurden. Relativ feucht war es im Südwesten und im Nordosten vom Thüringer Wald und Harz bis zur Ostseeküste, wobei gelegentlich Abweichungen bis über 150 % des Mittels im Referenzzeitraum 1961-1990 erreicht wurden.

Das Frühjahr war im Nordwesten feucht, im Südosten mit Ausnahme des Berchtesgadener Lands trocken. Im Sommer verschob sich der trockene Bereich mit seinem Zentrum nach Südwesten, besonders naß war es an der Küste.

Der Herbst war in ganz Deutschland zu naß, insbesondere in Franken und in den nördlichen Mittelgebirgen. Dort wurden gebietsweise mehr als 250 % des vieljährigen Durchschnitts gemessen.

Im einzelnen ergab sich folgender Jahresverlauf der Witterung:

Der **Januar** begann mit einer milden, teilweise stürmischen Westströmung. Dabei trat am 11. in Freudenstadt ein neuer Rekordwert von 18.4 Grad C auf. Erst im letzten Monatsdrittel wurde es etwas kälter. Die Niederschläge waren im Norden über-, im Süden unterdurchschnittlich.

Im **Februar** setzte sich zunächst die kalte Witterung fort. Ab dem 10. wurde es jedoch deutlich milder, so daß der Monat insgesamt gegenüber dem vieljährigen Mittel erheblich zu warm wurde. Dabei wurden gemittelt über Deutschland nur 41 % der vieljährigen Niederschlagsmenge gemessen. In Rheinland-Pfalz und im Saarland waren es sogar nur 17 %. Der Monat war sehr sonnenscheinreich. An einigen Stationen in Süddeutschland wurden die höchsten Werte der Sonnenscheindauer seit Beginn der Messungen registriert.

Auch der **März** war mild, aber überwiegend feucht. Im größten Teil Deutschlands wurde der vieljährige Mittelwert überschritten. Nur in Hessen, Rheinland-Pfalz und dem Saarland war es wieder trocken. Am 30. wurde bei Bonn mit 25.7 Grad C bereits der erste Sommertag (Temperaturmaximum über 25 Grad C) beobachtet.

Der **April** war ebenfalls überwiegend mild und feucht. Es gab erste starke Gewitter mit Schäden durch Überflutungen und Blitzeinschläge.

Der **Mai** war insgesamt warm und trocken. Es gab aber auch einzelne schwere Gewitter mit Starkniederschlägen und Hagel.

Auch im **Juni** setzte sich die überwiegend warme Witterung fort, wobei es jedoch nur im Süden relativ trocken blieb, während es im Norden Deutschlands erheblich zu naß war.

Im **Juli** waren die Niederschläge durchschnittlich. Abgesehen vom Alpenvorland war der Monat insgesamt kühl. Es gab jedoch auch kurze sehr heiße Perioden, insbesondere um den 20. herum. Dabei wurden örtlich die bisherigen Temperaturextremwerte überschritten (z. B. in Freiburg mit 37.9 Grad C und in Ueckermünde mit 36.2 Grad C).

Der **August** war trocken, insbesondere im Süden (nur 50 % des vieljährigen Niederschlags in Baden-Württemberg und Bayern). Es gab sehr heiße Perioden (am 1. des Monats 39.8 Grad C in Mendig). Aber insgesamt war es nur im Süden warm. Im Norden dominierten die kühlen Abschnitte.

Der **September** war in Deutschland meist warm, aber insgesamt sehr naß mit einem Flächenmittel für Deutschland von 181 % des vieljährigen Niederschlagssolls.

Der **Oktober** war extrem niederschlagsreich. Das Flächenmittel für Deutschland betrug knapp 300 % des vieljährigen Durchschnitts (siehe auch den Beitrag "Starkniederschläge im Oktober" in diesem Heft). Gebietsweise war es der nasseste Oktober seit 100 Jahren. Einzelne Starkniederschläge mit Tagesmengen bis 99 mm führten zu lokalen Überflutungen. Die normalerweise auftretenden ruhigen herbstlichen Schönwetterperioden mit Temperaturinversionen fehlten völlig, so daß der Monat in den Niederungen mild, auf den Bergen aber kühl ausfiel.

Der **November** war in ganz Deutschland kalt, im Nordwesten trocken, im Südosten feucht. Die zweite Monatshälfte hatte bereits winterlichen Charakter. Am 22. wurden

in Oberstdorf ein Temperaturminimum von -22.7 Grad in der Luft und -28 Grad C am Boden gemessen.

Im **Dezember** setzte sich die kalte Witterung zunächst fort. Dabei traten wieder extrem tiefe Temperaturen auf (Erdbodenminimum in Oberstdorf am 9. Dezember -29.8 Grad C). Ab dem 10. setzte sich aber in Deutschland milde Luft durch. So blieb die Monatsmitteltemperatur nur in Norddeutschland etwas unter dem vieljährigen Bezugswert. In Süddeutschland wurde der Dezember zu warm, wobei gegen Monatsende besonders hohe Temperaturen auftraten (am 27. in Freiburg 16.8 Grad C).

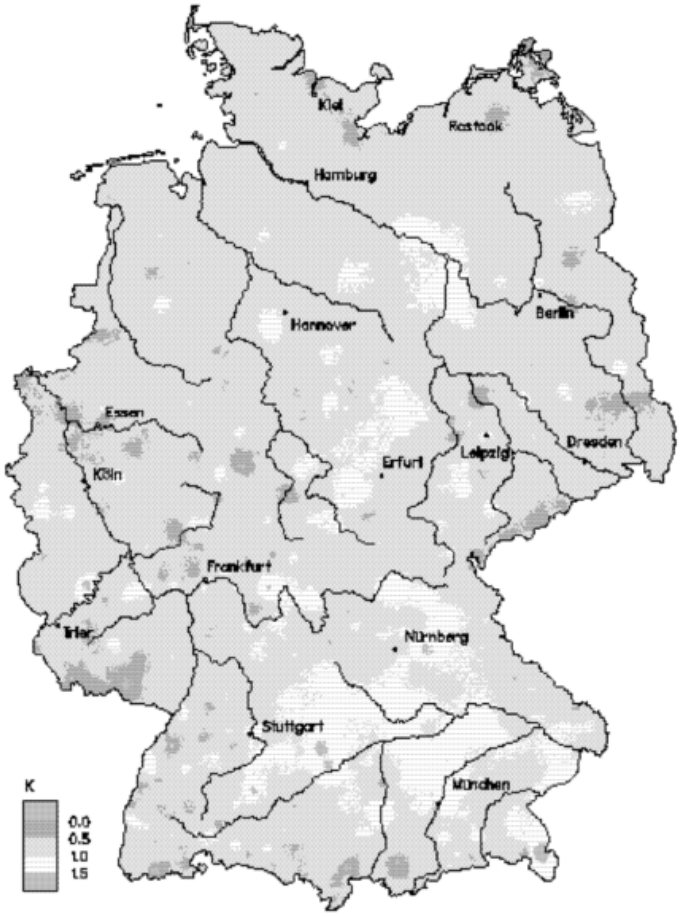


Abb. 2 Temperaturabweichung 1998 vom Mittel 1961-1990

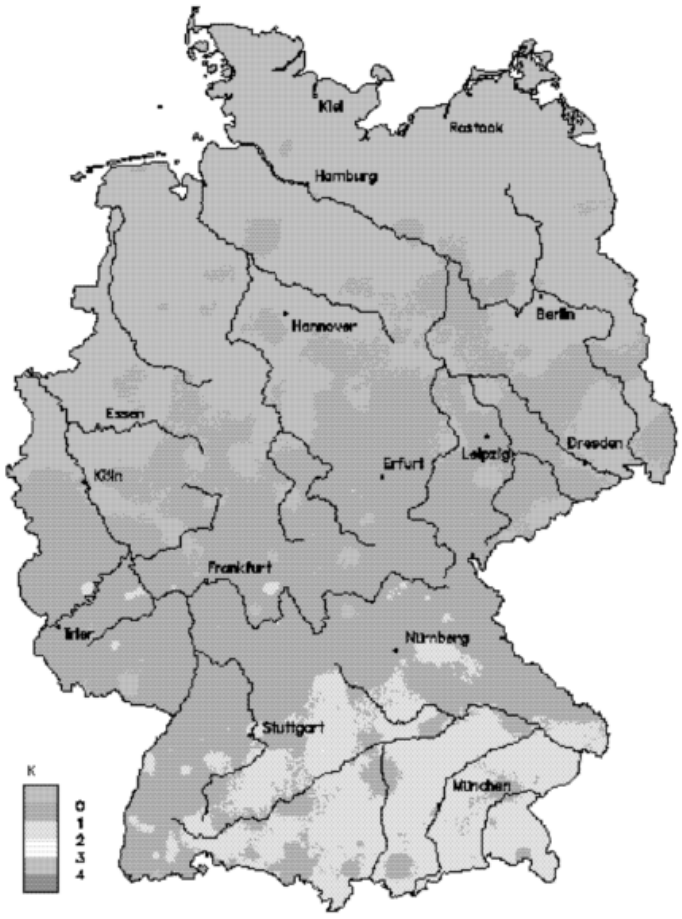


Abb. 3 Temperaturabweichung Sommer 1998 vom Mittel 1961 - 1990

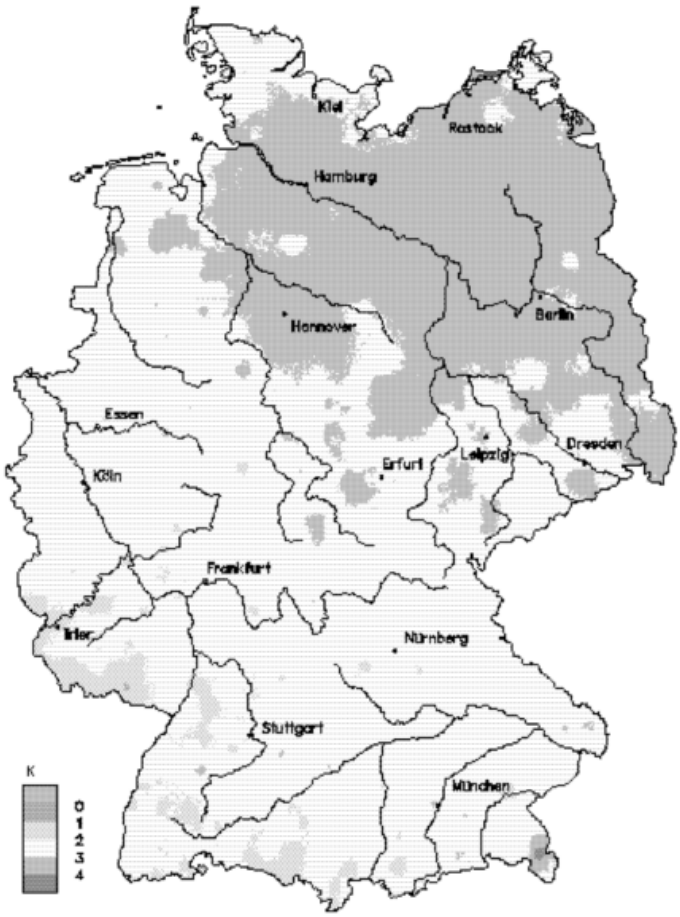


Abb. 4 Temperaturabweichung Winter 1998 vom Mittel 1961 - 1990

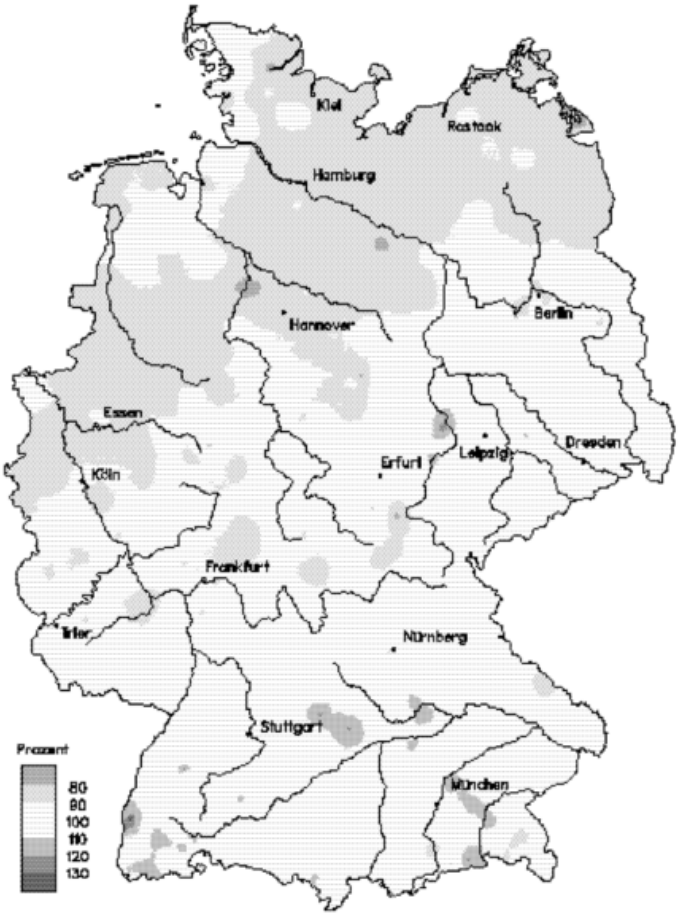


Abb. 5 Sonnenscheindauer 1998 in Prozent des Mittelwertes der Jahre 1961 - 1990

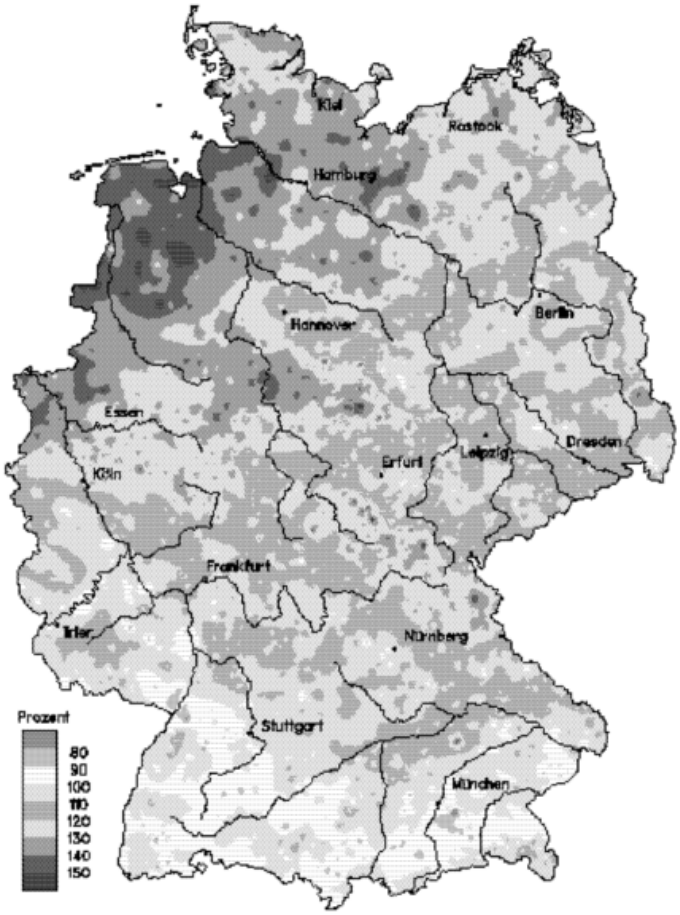
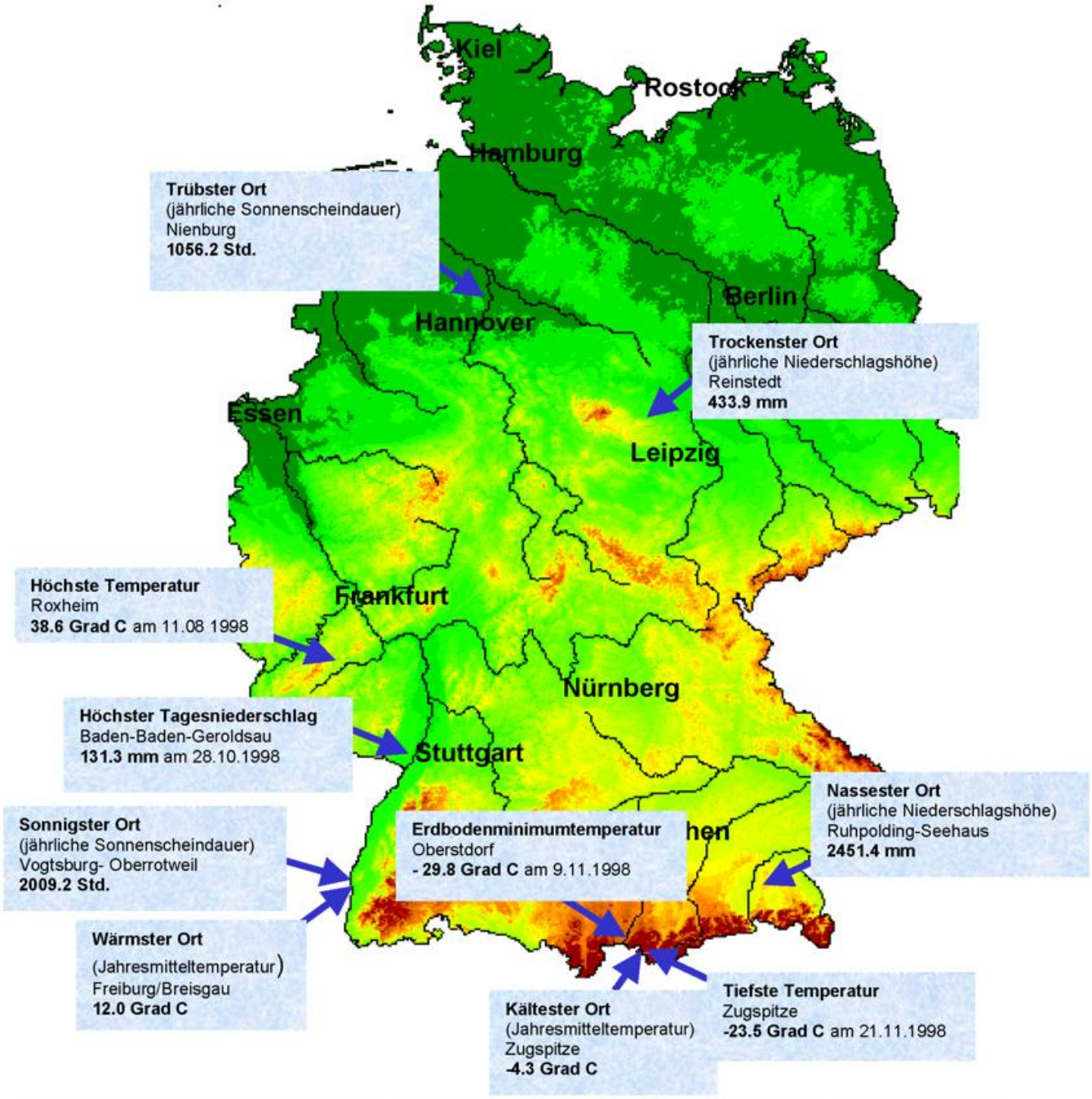


Abb.6 Niederschlagshöhe 1998 in Prozent des Mittelwertes der Jahre 1961 - 1990

Extremwertkarte für das Jahr 1998



Die eingetragenen Extremwerte beruhen auf den **Messungen** der Beobachtungsstationen des DWD. Im Einzelfall können noch stärkere Extreme aufgetreten sein, die von den Meßstellen nicht erfaßt wurden (s.a. „Die Witterung in Deutschland“ in diesem Heft).

Stationskennziffer	Name	Koordinaten	Meßnetze
1531	Nienburg	52°38'N, 09°13'E	Klima
44331	Reinstedt	51°45'N, 11°21'E	Niederschlag
2274	Roxheim	49°52'N, 07°48'E	Klima
2701	Baden-Baden-Geroldsau	48°44'N, 08°15'E	Klima
2305	Vogtsburg- Oberrotweil	48°06'N, 07°38'E	Sonne
2311	Freiburg/Breisgau	48°00'N, 07°51'E	Klima
92443	Ruhpolding-Seehaus	47°43'N, 12°37'E	Niederschlag
4144	Oberstdorf	47°24'N, 10°17'E	Klima
4155	Zugspitze	47°25'N, 10°59'E	Klima

Die Witterung in den deutschen Küstengebieten

Ch. Lefebvre

Die Jahresmittel der Lufttemperatur lagen 1998 mit 9 bis 10 °C an der Nordsee ähnlich hoch wie im Vorjahr. Im Ostseeraum bewegten sie sich bei 8 bis 9 °C, womit an der mecklenburg-vorpommerschen Küste weiträumig die gleichen Werte wie 1995 verzeichnet wurden. Diese Jahrestemperaturen bedeuteten für die norddeutschen Küstengebiete positive Abweichungen von 0.4 bis 1.0 K zu den Mittelwerten des Referenzzeitraums. Bemerkenswert ist, daß die erste Jahreshälfte in allen Monaten zu warm, die zweite (mit Ausnahme vom September im Ostseebereich) zu kalt ausfiel. Die größten positiven Abweichungen von rund 3.5 bis 5.5 K wies der Februar auf, die größten negativen mit rund -2.5 bis -3.5 K der November. Dabei war der Februar der zweit- oder drittwärmste Februar seit 1951, wobei dieser Monat 1990 noch um 1 bis 1.5 K wärmer ausfiel. Dem vergleichbar gehörte der November zu einem der kältesten Novembermonate seit 1951. Nur 1965, 1985 und 1993 waren sie noch kälter.

Die Anzahl der Sommertage (Tageshöchsttemperaturen von 25 °C und mehr) bewegte sich zwischen 0 auf Helgoland und 11 am Stettiner Haff. Sie lag im Nordseegebiet im Bereich der Vergleichswerte, während sie an der Ostseeküste um bis zu 6 Tage darunter blieb. Nur ein Tag davon zählte bei Erreichen von 30 °C auch als heißer Tag (Ausnahme: Bremerhaven mit 2). In Ostfriesland war dies der 21. Juni und an der Ostsee der 21. Juli.

Im Küstengebiet der Nordsee und auf den vorgelagerten Inseln wurden 1998 nur 30-40 Tage mit Luftfrost (Tiefsttemperatur unter 0 °C) und um 7 Eistage (Tageshöchsttemperatur unter dem Gefrierpunkt) verzeichnet, im Ostseeraum 40-70 Frosttage und 6-20 Eistage. Damit gab es im gesamten Küstenbereich etwa 16-24 Frosttage und 6-14 Eistage weniger als im Mittel der Jahre. Helgoland hatte mit 17 sogar nur die Hälfte der mittleren Anzahl an Frosttagen und mit 3 Eistagen sogar nur ein Drittel des üblichen Wertes. Ähnlich wie 1989 lag die Anzahl dieser kalten Tage zu Jahresbeginn deutlich niedriger als zu Jahresende.

Die Sonnenscheindauer bewegte sich in den Küstengebieten mit meist 1325 bis 1560 Stunden im Bereich des für das Bundesgebiet ermittelten Durchschnittswertes (vgl. Seite 34). Damit blieb sie um 5-15 % unter den Erwartungswerten. Auch in einer der normalerweise sonnigsten Gegenden Deutschlands, im nördlichen Rügen, wurde mit 1676 Stunden das Jahressoll nicht erreicht. Während Jahresbeginn und -ende ungewöhnlich sonnenscheinreich waren, zeichneten sich die Sommer- und Herbstmonate durch ein markantes Defizit aus, womit 1998 an der Küste eines der sonnenscheinärmsten der letzten 100 Jahren war.

Der Nordseeraum gehörte 1998 zu einem der deutlich zu nassen Gebiete Deutschlands. Die jährlichen Niederschlagshöhen lagen hier mit meist 935 bis 1150 mm um 20 bis 50 % über den vieljährigen Mittelwerten. Örtlich, wie in List auf Sylt, blieb es auch leicht zu trocken. Niederschlag von mindestens 1 mm fiel dabei an 140 bis 165

Tagen und somit an 7 bis 30 Tagen mehr als im Durchschnitt. Verbreitet trat hier eine vergleichbare Anzahl 1988 auf, aber nur vereinzelt war 1988 auch ein solch nasses Jahr. Überwiegend waren ab 1951 keine entsprechenden Jahreshöhen aufgetreten. Der Ostseeraum fiel dagegen nicht so ungewöhnlich naß aus. Hier summierten sich die Niederschläge, die häufig in Schauern von regional sehr unterschiedlicher Intensität niedergingen, zu Jahreshöhen von 643 bis 819 mm. Das waren verbreitet 20-30% mehr als im Mittel der Jahre. Ähnlich hohe Niederschläge fielen zuletzt, gebietlich unterschiedlich, in den Jahren 1993 und 1960. Die Zahl der Tage mit mindestens 1 mm Niederschlag überschritt mit 115 bis 140 Tagen ebenfalls um rund 10-30 die Vergleichswerte, was nicht als außergewöhnlich zu werten ist.

Ungewöhnlich naß waren im Jahresverlauf die Monate April, Juni und Oktober, in denen verbreitet bis um das Doppelte, regional auch bis zum 3-fachen des gewöhnlichen Niederschlags fiel. Anders als im übrigen Bundesgebiet, war auch der August überwiegend zu naß, so daß die Küstengebiete insgesamt einen regenreichen Sommer zu beklagen hatten (vgl. Abb.1). An der südlichen Ostsee beliefen sich die Sommerniederschläge verbreitet auf rund 250 mm, was einen Überschuß von rund 40 % im Vergleich zu einem mittleren Sommer bedeutet. Niederschlagsreichere Sommer gab es dort vor allem in den 50er Jahren und zuletzt 1987. Noch nasser war der Sommer im westlichen Ostfriesland und auf Helgoland, wo mit 320 bis 400 mm um 60-80 % höhere Summen verzeichnet wurden. Das waren die höchsten oder zweithöchsten Sommerniederschläge seit 1951. Merklich zu trocken fielen demgegenüber Februar, Mai und an der Ostsee auch der September aus, in denen es mit meist 20-30 mm verbreitet nur rund die Hälfte des mittleren Niederschlags gab.

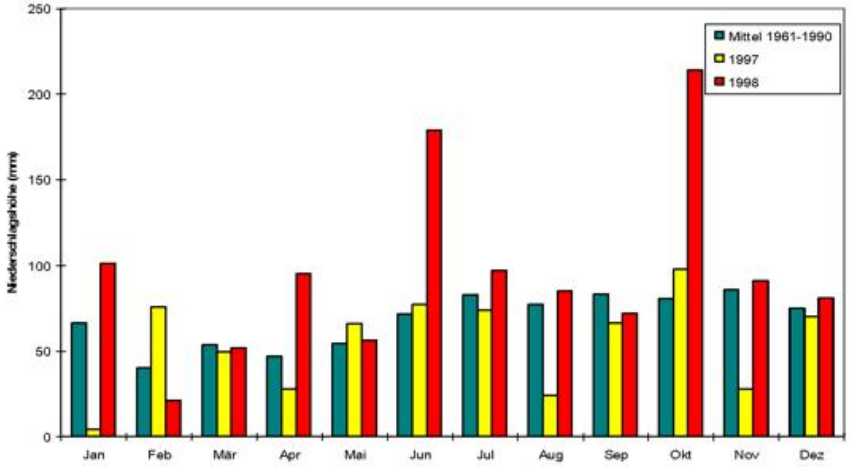


Abb. 1 Monatliche Niederschlagshöhen Cuxhaven

Der Februar 1998 war in den Küstengebieten nicht nur hinsichtlich seiner Wärme und Niederschlagsarmut besonders beachtenswert, sondern auch wegen seiner Windverteilung. Diese wurde von einem markanten Vorherrschen von Südwest- und Westwinden geprägt, die zu rund 80-90 % der Zeit vorkamen, während sie im Mittel der Jahre nur einen Anteil von etwa 28-35 % haben. Ungewöhnlich windig verlief der Oktober. In den freien Lagen der Dt. Bucht wurde an jedem Tag, in den exponierten Insellagen der Ostsee an bis zu 27 Tagen Windstärke 6 und darüber verzeichnet.

Das waren 10-12 Tage mehr als im Durchschnitt. Sturmstärke (Bft. 8) wurde mit bis zu rund 10 Tagen mehr als doppelt so oft erreicht. Vorherrschend waren Südwest- und Westwinde, die mit einem Anteil von rund 50-60 % um 15 % häufiger vorkamen, aber auch Ostwinde, die mit mehr als 20 % dreimal so oft auftraten wie gewöhnlich.

Der Jahresgang der Wassertemperaturen wies 1998 eine merklich gedämpftere Amplitude auf als 1997 (vgl. Abb. 2). Ähnlich wie die Lufttemperaturen, bewegten sich die Oberflächentemperaturen im 1. Halbjahr durchweg auf überdurchschnittlichem, im 2. Halbjahr auf unterdurchschnittlichem Niveau. Zu Jahresbeginn lagen sie in den flacheren Küstengebieten der Nordsee und westlichen Ostsee bei 3-4 °C, in den tieferen Gewässern der Dt. Bucht bei Helgoland um 6 °C. Sie erreichten in den ersten Februartagen (3./4.) mit 1-3 °C ein Minimum, bevor ein langsamer Anstieg erfolgte. Bis einschließlich Juli fielen die höchsten Erwärmungsraten jeweils auf die letzten Monatsdekaden. Dabei vergrößerte sich im Mai die Abweichung zu den vieljährigen Bezugswerten auf 1-1.5 °C in der Nordsee und 3 K in der westlichen Ostsee. Im Juli, als die Wassertemperaturen zunächst rückgängig waren und erst nach Einsetzen von strahlungsreicher Sommerwitterung im letzten Monatsdrittel wieder anstiegen, blieben die monatlichen Erwärmungsraten dann merklich unter dem Erwartungswert und die küstennahen Nordseegewässer um gut 1 K zu kühl. Die höchsten Wassertemperaturen dieses Jahres wurden zu Beginn der 2. Augustdekade mit 18-20 °C gemessen. Bereits in der letzten Augustdekade setzte ein starker Temperaturrückgang ein. Stärker als gewöhnlich kühlten sich die Gewässer im November ab, wobei die Abkühlungsrate in den flachen Wasserzonen mit 5-6 K doppelt so hoch war wie in den tieferen. Bei frostiger Witterung setzte im letzten Novemberdrittel Eisbildung in den geschützten Bereichen der inneren Boddengewässer der südlichen Ostsee und später auch örtlich an der nordfriesischen Küste und in den Fördengewässern der westlichen Ostsee ein. Um den 11./12. Dezember erreichten die Wassertemperaturen dann mit 1-2 °C wieder ein Minimum. In der 2. Dezemberhälfte ließ die Zufuhr milder Meeresluft das Eis, das in den Boddengewässern eine Dicke bis zu 20 cm erreicht hatte, wieder abschmelzen und die Wassertemperaturen auf 4-5 °C am Jahresende ansteigen.

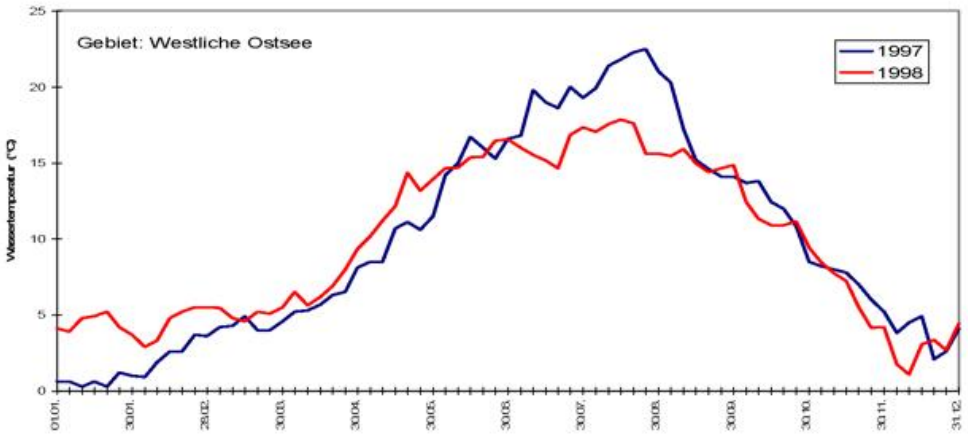


Abb. 2 Verlauf der Wassertemperatur 1997 und 1998

Die phänologische Entwicklung

W.Trampf, W. Janssen

Da lediglich in der letzten Januar- und der ersten Februardekade eine winterliche Witterung zu verzeichnen war, setzte im Jahr 1998 der **Vorfrühling**, der mit der Blüte der Haselsträucher beginnt, in weiten Teilen Deutschlands bereits sehr früh im Januar oder nach dem Ende der Kälteperiode im Februar ein. Im Vergleich zu den mittleren Werten der Beobachtungsreihe 1992 bis 1998 waren die Eintrittsdaten überall verfrüht, im Norden und Osten meist um mehr als zehn Tage. In weiten Teilen des Südens und Westens war der Beginn des Vorfrühlings um ca. eine Woche verfrüht.

Mit der Apfelblüte hält der **Vollfrühling** seinen Einzug. Auch hierbei zeigte sich im Jahr 1998 eine verfrühte Vegetationsentwicklung. Die Apfelblüte begann im zweiten und letzten Aprildrittel und trat im Süden und Westen meist ungefähr eine Woche, im größten Teil des Nordens und Ostens zwei Wochen früher als im Mittel der Jahre 1992 bis 1998 auf.

In der letzten Junidekade, im Norden und im Bergland im ersten Julidrittel setzte mit der Fruchtreife der Roten Johannisbeeren der **Hochsommer** ein. Diese Phase trat 1998 gegenüber den mittleren Eintrittsdaten im größten Teil Deutschlands bis zu zehn Tagen verfrüht auf. Nur gebietsweise im Westen und Südwesten sowie in Ostbayern und Schleswig-Holstein wurden die Roten Johannisbeeren bis zu zehn Tage verspätet reif.

Im **Vollherbst** findet die Bestellung des Wintergetreides statt. Winterweizen wurde 1998 vor allem im Oktober gedrillt. Durch die niederschlagsreiche Witterung in diesem Monat war die Aussaat im größten Teil Deutschlands etwas verspätet. Dagegen konnte bei günstigeren Bodenverhältnissen die Winterweizenbestellung im größten Teil von Ostdeutschland und im östlichen Teil von Schleswig-Holstein bis zu acht Tagen verfrüht erfolgen.

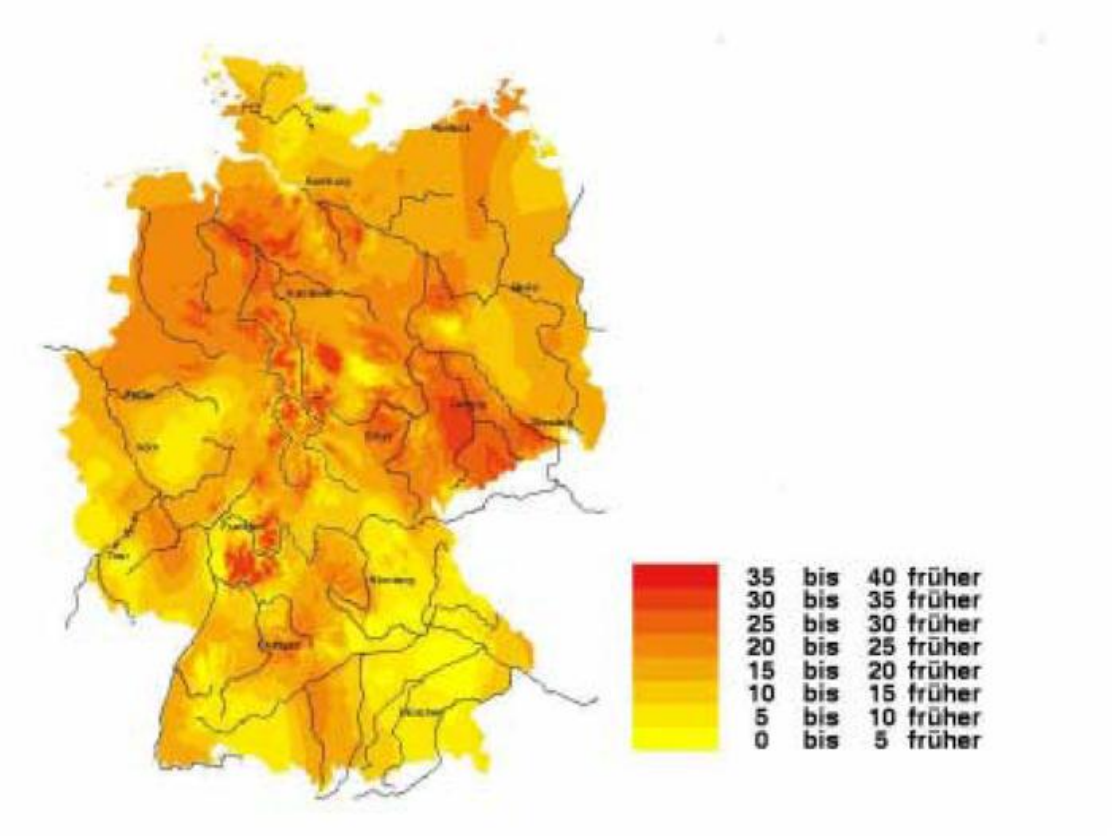


Abb. 1 Haselblüte 1998
Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-1998)

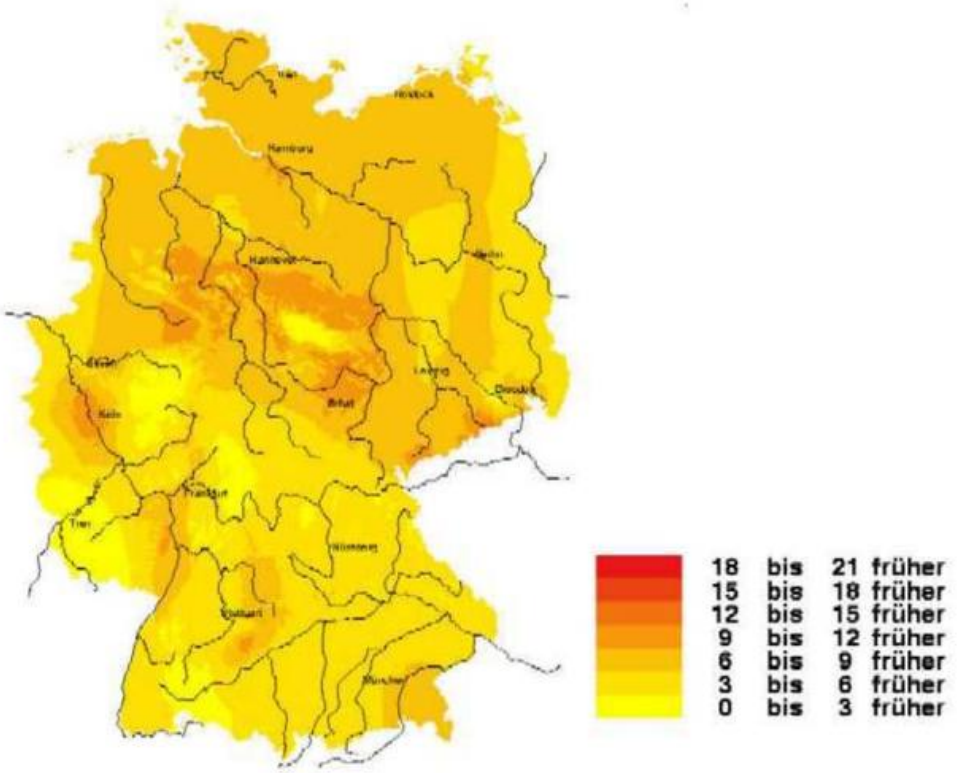


Abb. 2 Apfelblüte 1998
Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-1998)

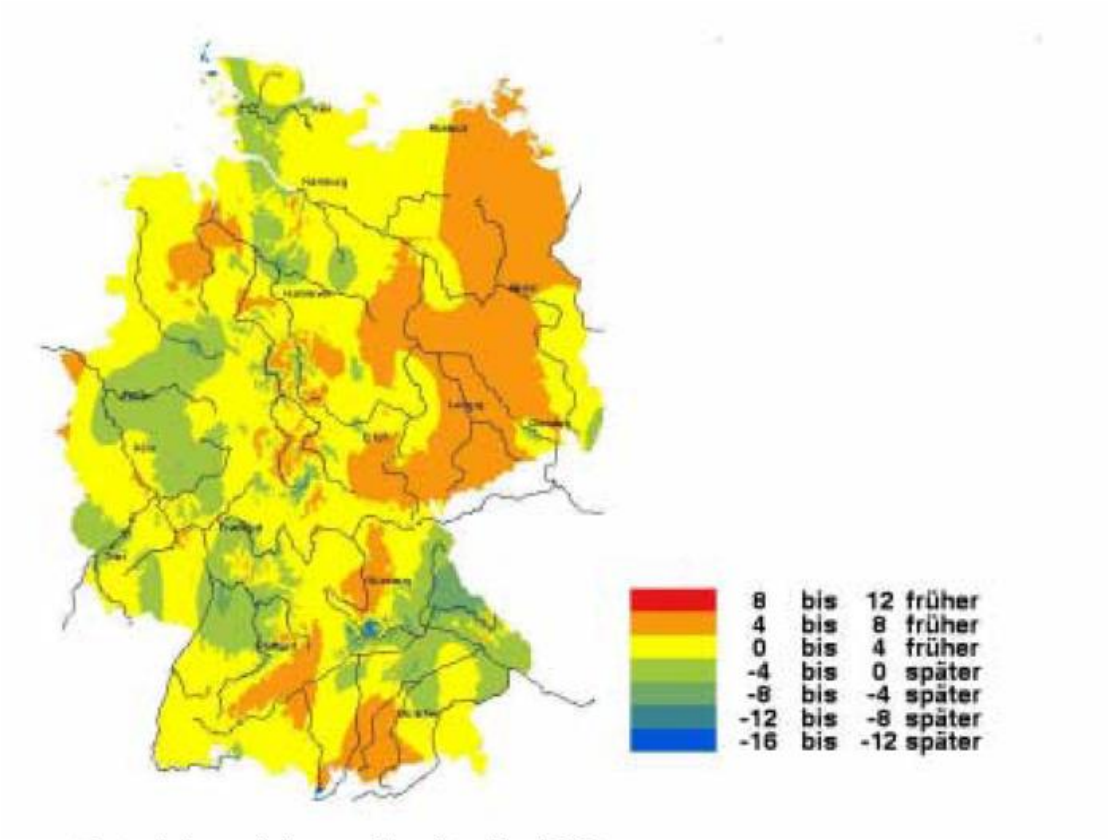


Abb. 3 Rote Johannisbeere Fruchtreife 1998
Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-1998)

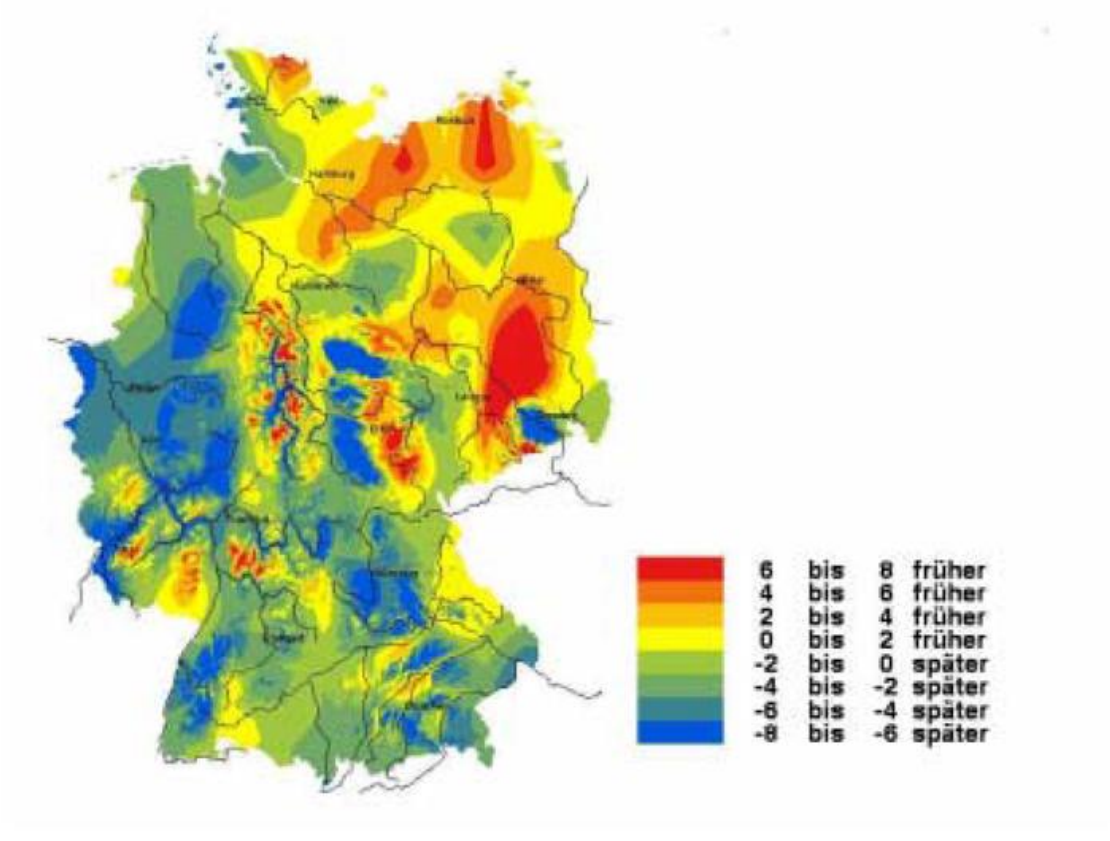


Abb. 4 Winterweizenbestellung 1998
Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-1998)

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre

H. Nitsche

Den folgenden Ausführungen liegen die Radiosondenmessungen und Windpilotierungen an den Stationen des gemeinsamen Meßnetzes des Deutschen Wetterdienstes und des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr zugrunde, die als TEMP- bzw. PILOT-Meldungen über GTS empfangen wurden.

Zirkulation und Höhenwind:
Mittlere monatliche Windvektoren:

In den Abbildungen 1 bis 4 sind für Schleswig und Stuttgart (jeweils als repräsentative Stationen für Nord-bzw.Süddeutschland) die mittleren monatlichen Windvektoren bzw. ihre Abweichungsvektoren vom Referenzzeitraum als Vertikal-/Zeitschnitte für das Jahr 1998 dargestellt. Im Februar und März war über alle Höhen 1998 ein stärkerer Westnordwestwind mit höherer Beständigkeit als im Mittel über 1961-1990 zu beobachten. In den folgenden 3 Monaten gab es einen lebhaften Wechsel von vermehrtem Südwest im April, auf Nordwest im Mai 'mit sehr geringer Beständigkeit ' und wieder Südwest im Juni bis in die untere Stratosphäre hinein. Juli und August haben geringe Richtungsabweichung zum Mittel bei etwas höheren Geschwindigkeiten und größerer Beständigkeit.

Der September war besonders im Norden ausgesprochen unbeständig, der Oktober dagegen etwas windstärker und beständiger. Der November war in der Troposphäre etwas weniger beständig als im Referenzzeitraum und hatte etwas vermehrt Nordwest- als Westwind. Im Januar und Dezember waren die Abweichungen zum Referenzzeitraum gering.

Sommerliche Ostwindperioden:

Der Beginn der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre lag über der GUAN-Station Stuttgart in 10 und 30 hPa etwa 10 Tage früher als 1997 und 3 bzw. 6 Tage früher als im Mittel über den Zeitraum 1974 bis 1997. In 70 hPa war die Zirkulation 1998 über Stuttgart wie auch über Essen nicht mehr ausgeprägt, an den 6 anderen Stationen allerdings wohl. Abbildung 5 zeigt die Folge der Perioden für drei Druckflächen über Stuttgart von 1974 bis 1998. In Tabelle 1 sind Anfang und Ende der sommerlichen stratosphärischen Ostwindzirkulation für die Druckflächen 20 und 70 hPa für 8 Radiosondenstationen zusammengefaßt.

Station	Druckfläche (hPa)	Beginn (Tag)	Ende (Tag)	Dauer
Schleswig	20	91	243	153
	70	152	181	30
Greifswald	20	120	244	125
	70	152	181	30
Lindenberg	20	103	243	141
	70	151	181	31
Essen	20	107	243	137
	70	-	-	-
Dresden	20	107	244	138
	70	150	181	32
Meiningen	20	107	243	137
	70	150	181	32
Stuttgart	20	110	243	134
	70	-	-	-
München	20	111	244	134
	70	150	181	32

Tab. 1: Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre an 8 Radiosondenstationen (Datenbasis: Monatsmittelwerte und Tagesmittelwerte aus 4 Windprofilen pro Tag)

Lufttemperatur:

Monatsmittelwerte der Lufttemperatur:

Abbildung 6 zeigt die Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 1998 gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990 im Mittel über 8 Radiosondenstationen in 500 hPa und 50 hPa für die 4 Jahreszeiten. Im Frühjahr und im Winter war die Troposphäre wärmer als der Referenzzeitraum 1961-1990; die Stratosphäre war in allen Jahreszeiten kälter.

Temperaturminima in der Stratosphäre:

1998 traten Anfang Januar besonders niedrige Temperturwerte in der Stratosphäre auf. Tabelle 2 gibt eine Zusammenfassung der Werte dieser Episode, bei der die Temperaturen zwischen etwa 21,5 km und 26,3 km Höhe zwischen -81 und -86 Grad lagen.

Station	Tag	Mon	Zeit	Temperatur	Geopotential
				°C	gdm
	1	Jan	12	-85	23823
Schleswig	2	Jan	0	-85	24439
	1	Jan	12	-86	23951
	4	Jan	0	-83	24422
Greifswald	4	Dez	0	-83	26291
	1	Jan	12	-85	23128
Emden	3	Jan	0	-84	23655
Bergen/	1	Jan	12	-83	25549
Hohne	2	Jan	0	-82	23358
Wittstock/Dosse	2	Jan	12	-84	23764
	1	Jan	12	-84	22850
Lindenberg	2	Jan	0	-81	21461
	2	Jan	12	-83	23870
Essen	1	Jan	0	-82	21910
	1	Jan	12	-85	24383
Dresden	2	Jan	0	-82	23157
	2	Jan	12	-85	25525
Meiningen	3	Jan	0	-84	24174
	1	Jan	12	-84	24250
Idar-Oberstein	1	Jan	0	-81	21492
	2	Jan	12	-85	25568
Stuttgart	1	Jan	0	-81	24909
Kümmersbrück	1	Jan	12	-84	24298
München-	2	Jan	12	-82	24736
Oberschleißheim	1	Jan	0	-81	21472

Tab. 2: Extreme Temperaturminima in der Stratosphäre nach Radiosondenmessungen 1998

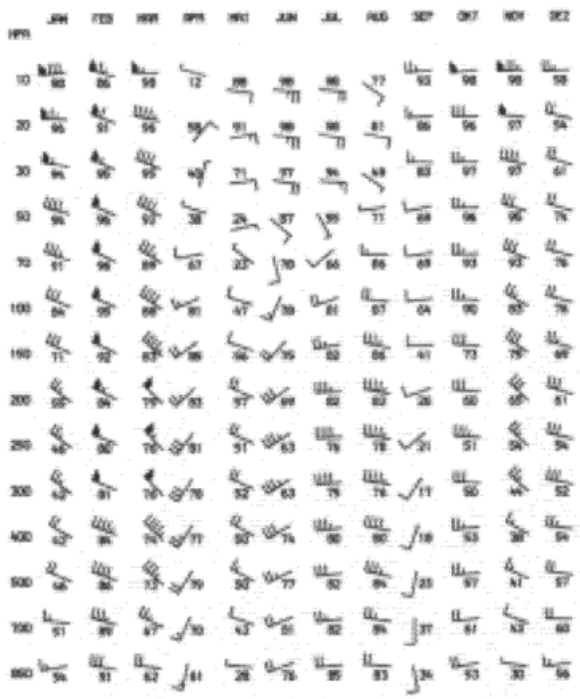


Abb. 1 Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Schleswig 1998

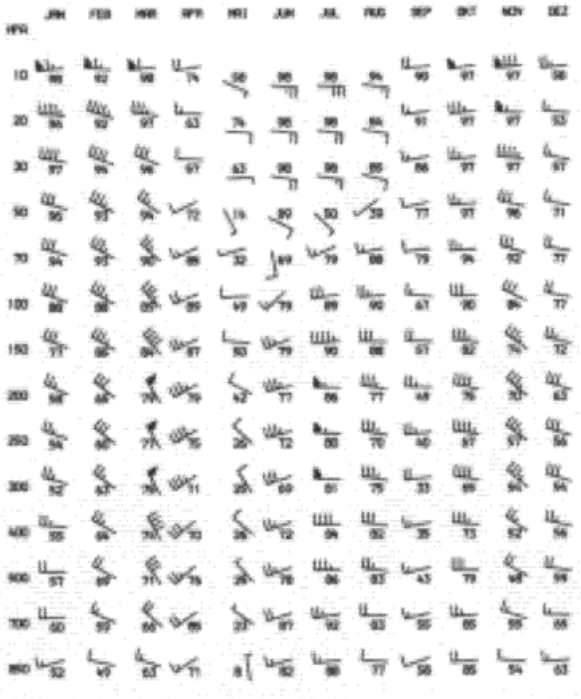


Abb. 2 Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Stuttgart 1998

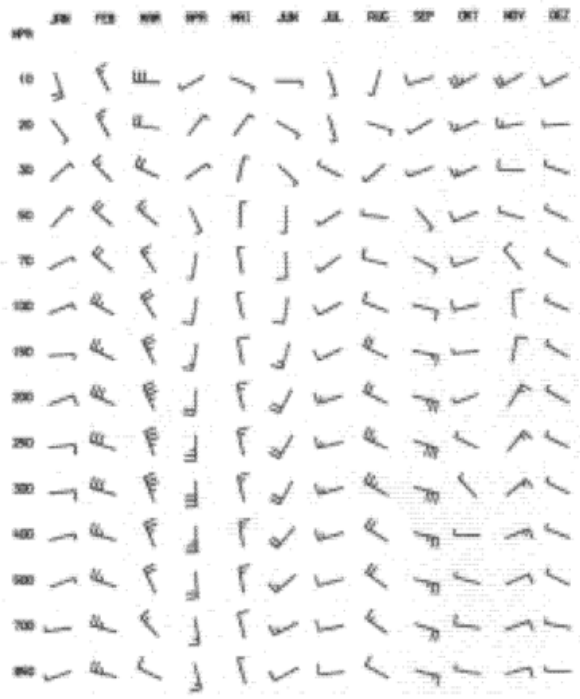


Abb. 3 Abweichungen monatlicher Windvektoren vom Referenzzeitraum Schleswig 1998
Referenzzeitraum 1961-1990

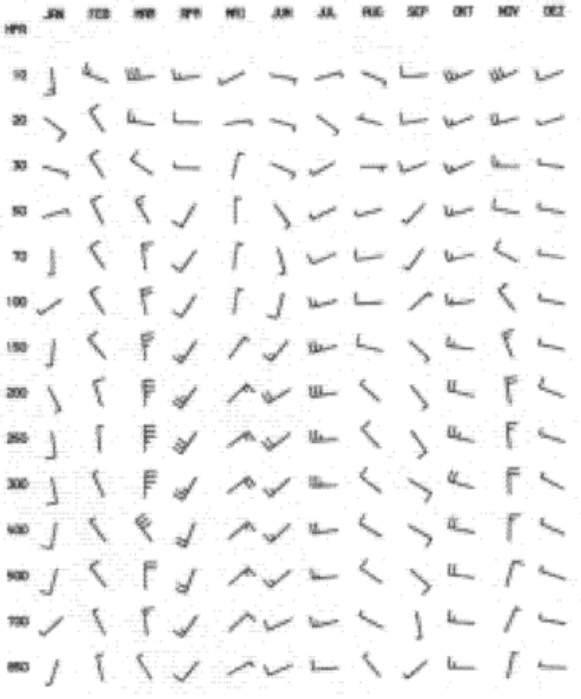


Abb. 4 Abweichungen monatlicher Windvektoren vom Referenzzeitraum Stuttgart 1998
Referenzzeitraum 1961-1990

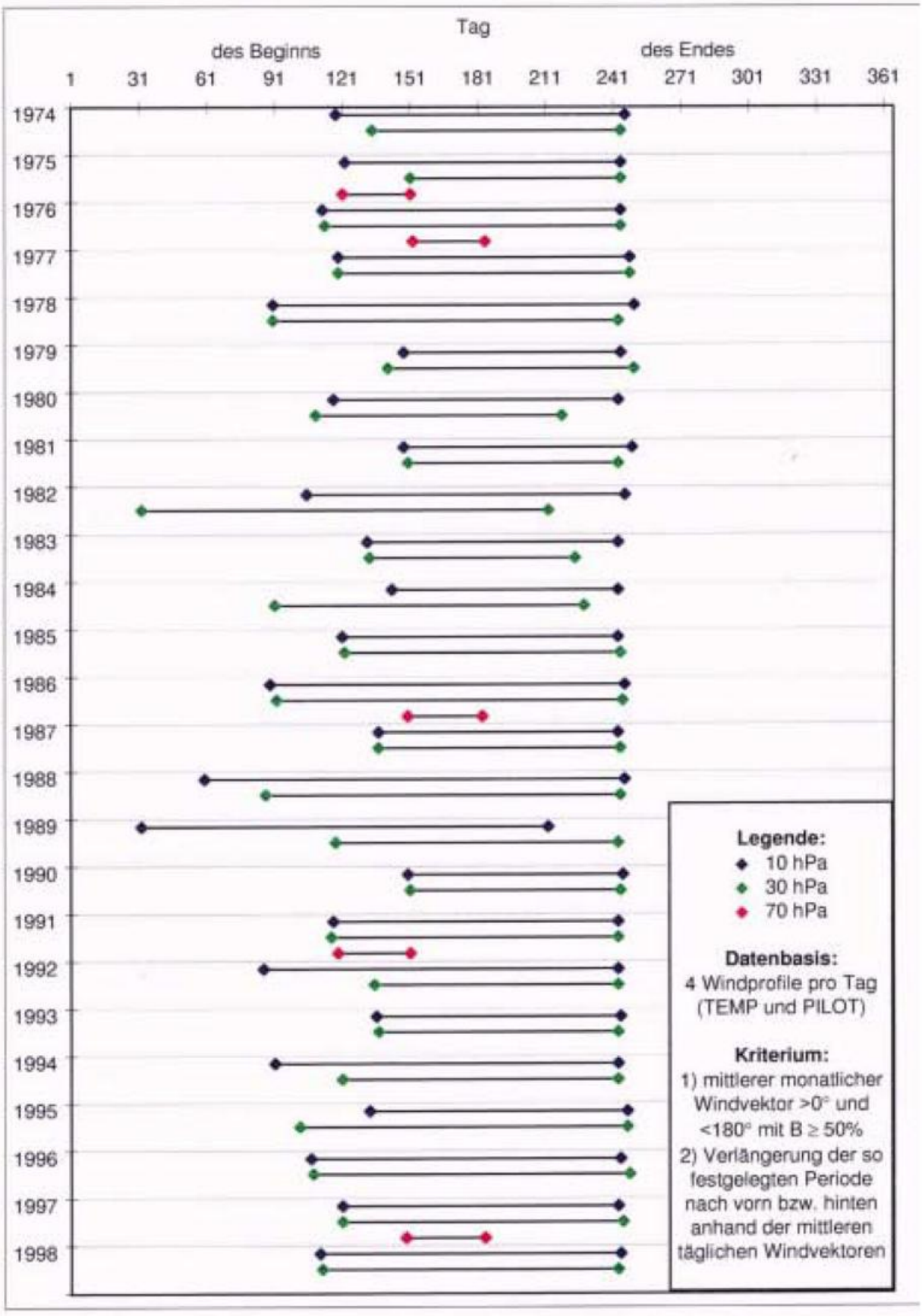


Abb. 5 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre Stuttgart-Schnarrenberg 1974 -1998 (B=Beständigkeit)

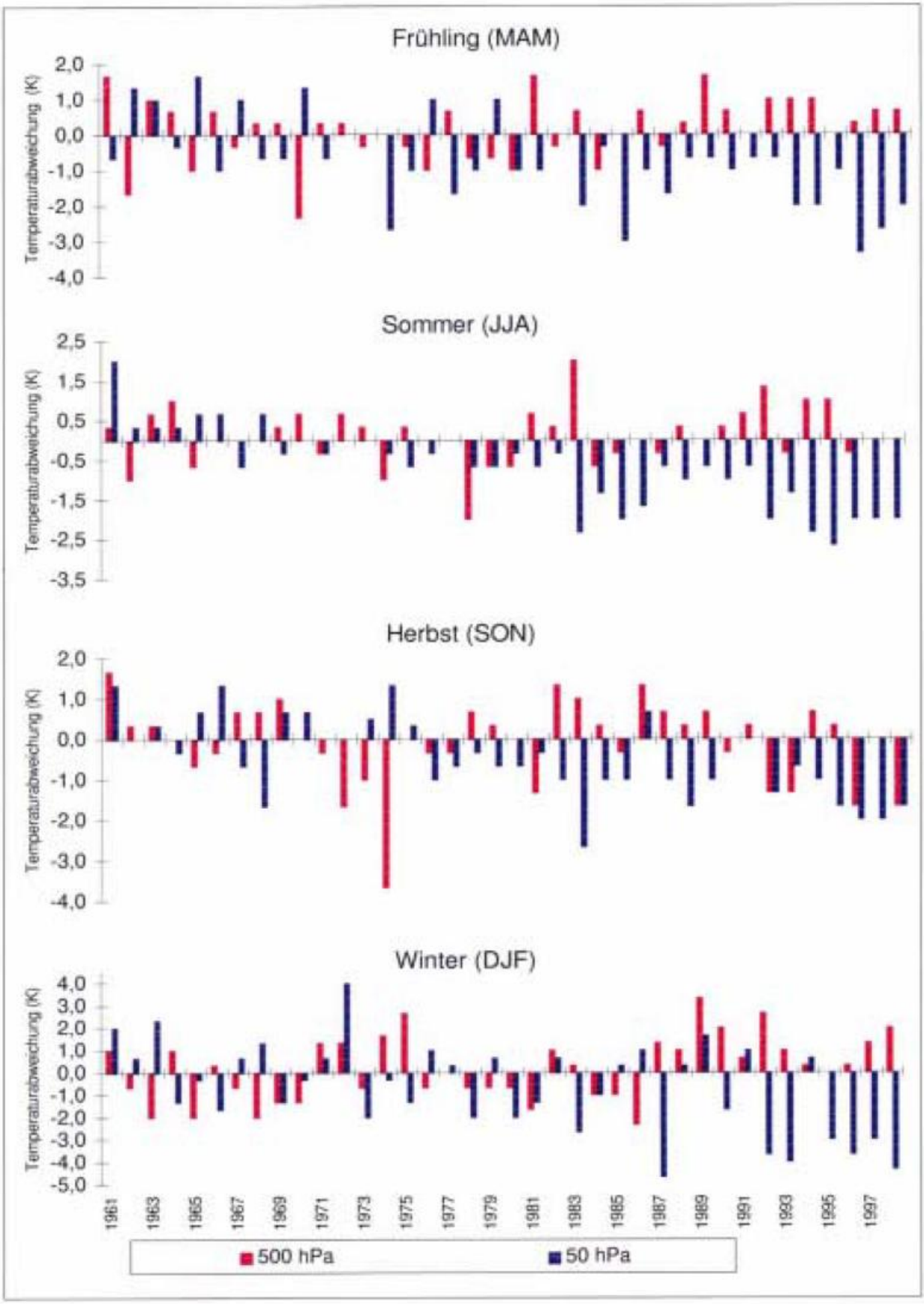


Abb. 6 Abweichung der mittleren Lufttemperatur der Jahreszeiten vom Referenzzeitraum 1961 - 1990 in 500 hPa und 50 hPa Mittel über 8 Radiosondenstationen

Entwicklung der Ozonschicht

H. Claude, W. Steinbrecht

Die Überwachung der Ozonschicht mit Ballonsonden, Lidar und Spektrophotometern am Hohenpeißenberg zeigte 1998 erstmals seit langem normale oder sogar erhöhte Werte in weiten Bereichen der Stratosphäre. So betrug der Jahresmittelwert der Gesamtozon-Säulendichte 327 Dobson Einheiten (D.U.) und lag somit nur noch 2 D.U., entsprechend 0.6 %, unter dem 30-jährigen Mittelwert. Dieser Wert wurde zuletzt im Jahr 1991 überschritten.

Anhand der höhenaufgelösten Sondierungsdaten (Abb. 1, oben) zeigt sich, daß markantere Abweichungen des Ozons sich meist auf der Zeitskala einiger Wochen und im wesentlichen zwischen 10 und 20 km Höhe abspielten. Der Vergleich mit anderen Beiträgen dieses Klimastatusberichtes zeigt auch, daß diese Abweichungen oftmals mit prägnanten Witterungsabschnitten einhergingen. Die Falschfarbendarstellungen zeigen die Abweichungen von Ozon (in Prozent) und der Temperatur (in Kelvin) von den vieljährigen Mitteln als Funktion der Höhe und der Zeit, wobei sowohl Sonden als auch Lidardaten verwendet wurden. Neben der bereits erwähnten fast ganzjährig aufgetretenen positiven Abweichung des Ozons in der untersten Stratosphäre, mit Höhepunkt im sehr kalten November, fällt besonders auch eine stark negative Ozonabweichung im troposphärisch sehr warmen Februar auf. Sie schlug sich insbesondere in der Tropopausenregion nieder, wobei das vieljährige Monatsmittel um mehr als 40 % unterschritten wurde. Sehr eindrucksvoll ist die Korrelation von Ozon- und Temperaturabweichung, die sich in diesem Abschnitt durch die gesamte Tropo- und Stratosphäre ausprägte und dabei zweimal das Vorzeichen wechselte. Die Wärmeperiode in der Troposphäre wurde von einer ebenso markanten Kälteperiode in der der unteren Stratosphäre überlagert, während in der oberen Stratosphäre eine ausgedehntere Warmphase beobachtet wurde.

Die hier angesprochenen Abschnitte waren zumeist von ebenso deutlichen Abweichungen der Tropopausenhöhe und des Geopotentials begleitet, und es spricht vieles dafür, daß der jüngste Ozonanstieg im mitteleuropäischen Raum auf das Vorherrschen „ozonreicher Wetterlagen“ zurückzuführen ist. Auch zyklische meteorologische Faktoren wie z. B. die quasi-zweijährige Oszillation der Atmosphäre führen derzeit eher zu höheren wie zu niedrigen Werten. Darüberhinaus ist der Aerosolgehalt der unteren Stratosphäre weltweit so niedrig wie seit langem nicht mehr. Zusätzliche Aerosole, wie z. B. durch große Vulkanausbrüche, intensivieren den heterogenen Ozonabbau sehr, wodurch in den Jahren nach dem Ausbruch des Vulkans Pinatubo, 1991 auf den Philippinen, Rekordtiefstwerte beim stratosphärischen Ozon beobachtet wurden.

Tendenziell eher wieder höhere Ozonwerte wurden 1998 auch an anderen Orten der gemäßigten Breiten der Nordhemisphäre beobachtet. Diese liegen jedoch im Bereich der naturgemäß starken Variabilität und dürfen nicht als Trendwende oder grundlegende Erholung der Ozonschicht fehlinterpretiert werden. Die stratosphärischen Kon-

zentrationen von früher verbreitet benutzten FCKW-Komponenten (Spraygase) sind zwar derzeit nicht mehr weiter ansteigend oder sogar leicht rückläufig. Das über Jahrzehnte aufgebaute Ozon-Zerstörungs-Potential aller reaktiver Halogenide ist und bleibt vorerst aber noch hoch, daß von dieser Seite momentan noch gar keine Erholung der Ozonschicht erwartet wird. Besorgniserregend ist der teilweise drastische und noch immer anhaltende Anstieg von Halonen (Löschmittel) mit noch höherem Ozon-Zerstörungs-Potential.

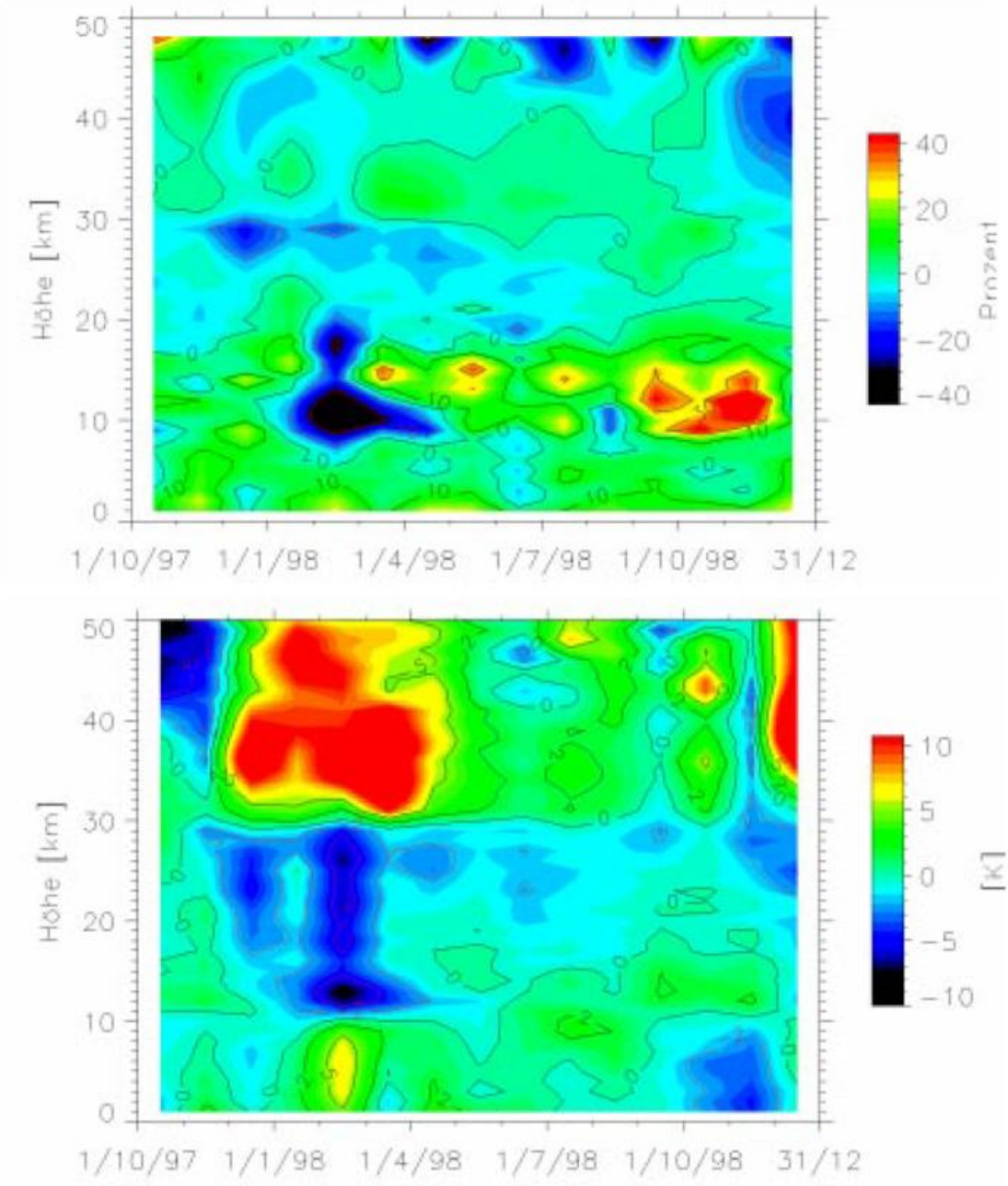


Abb. 1 Abweichungen des Ozons (oben) und der Temperatur (unten) von den vieljährigen Mittelwerten für 1998 aus Monatsmitteln der Ballonsondierung (<30 km) und Lidarmessungen (>30 km) am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg.

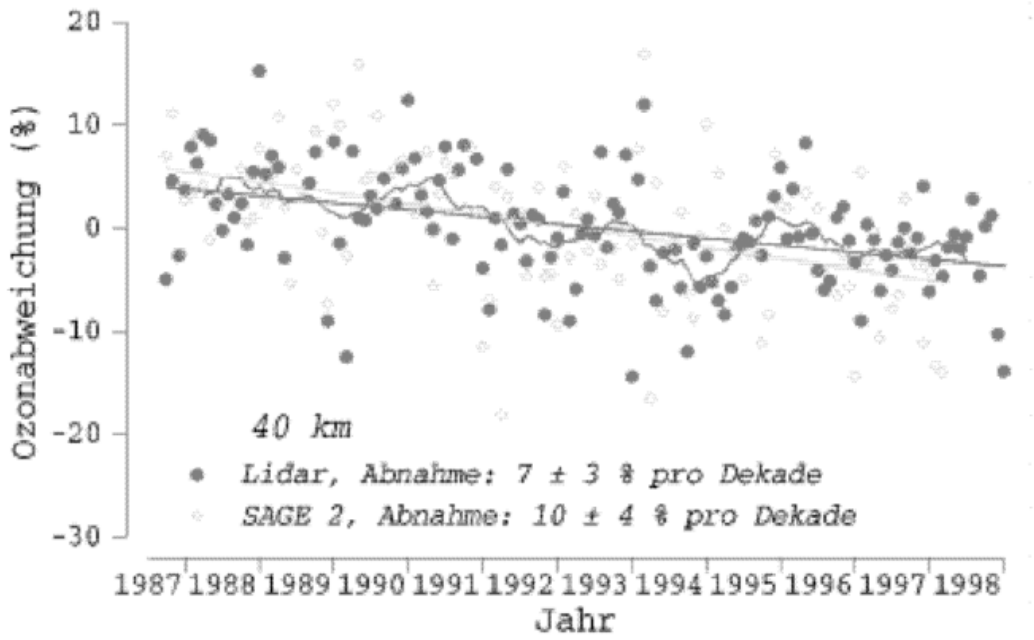


Abb. 2 Zeitreihen der prozentualen monatlichen Abweichungen des Ozons in 40 km Höhe über Hohenpeißenberg, seit 1987 gemessen mit Lidar und mit Satellit (SAGE 2).

Diesem Hintergrund entsprechend zeigen die Hohenpeißenberger Lidarmessungen des Ozons in der oberen Stratosphäre bis 45 km Höhe eine Fortsetzung der bisher beobachteten, starken Abnahme. Seit Beginn der Messung 1987 beträgt sie bei 40 km Höhe etwa 7% pro Dekade (Abb. 2). Dieser Wert steht in guter Übereinstimmung mit Satellitenmessungen im Rahmen des Stratospheric Aerosol and Gas Experiments (SAGE 2) der NASA. Die entsprechenden Monatsmittel aus den Satellitenüberflügen für Hohenpeissenberg sind hier zum Vergleich mit dargestellt. Diese unter klimatologischen Gesichtspunkten zwar kurzen Reihen müssen im Lichte einer möglichen Verschiebung des Strahlungs-Temperatur-Gleichgewichtes der oberen Stratosphäre gesehen werden. Temperaturmessungen in der oberen Stratosphäre/unteren Mesosphäre zeigen in den letzten Jahren eine deutliche Abkühlung die von dieser Ozonabnahme verursacht sein kann. Mögliche Auswirkungen dieser Ozon/Temperaturabnahme auf das Weltklima sind noch unbekannt. Neu konnte gezeigt werden, daß analog zum Gesamtozon und zum Ozon der unteren Stratosphäre auch in diesen Höhen die stärkste Ozonabnahme im Frühjahr stattfindet.

Beim troposphärischen Ozon hingegen kann die Situation weiterhin als „Stagnation auf hohem Niveau“ bezeichnet werden. Nachdem in den siebziger Jahren ein sehr steiler Anstieg zu beobachten war, der sich abgeschwächt bis etwa 1987 fortsetzte, wurden 1998 in der freien Troposphäre im Mittel Werte verzeichnet, wie sie Anfang der achtziger Jahre auftraten.

Objektive Wetterlagenklassifikation

P. Bissolli, E. Dittmann

Beschreibung der objektiven Wetterlagenklassifikation

Die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD beruht auf numerischen Kriterien, die auf jede meteorologische Situation über Mitteleuropa angewendet werden können. Die Klassifizierung wird einmal täglich um 12 UTC durchgeführt und das Ergebnis als die Wetterlage betrachtet, die für den ganzen Tag gelten soll. Das räumliche Klassifizierungsgebiet überdeckt Deutschland und benachbarte Regionen. Die Datengrundlage liefert das Europa-Modell als Bestandteil des operationellen Wetteranalyse- und Vorhersagesystems des DWD.

Kriterien für die Einteilung der Wetterlagenklassen sind die Zirkulationsformen der Atmosphäre (Zyklonalität) in 950 und 500 hPa, die großräumige Anströmrichtung in 700 hPa und der Feuchtegehalt der Troposphäre. Dadurch ergeben sich 40 verschiedene Wetterlagenklassen (siehe Tabelle1). Die Methode ist jederzeit nachvollziehbar mit dem gleichen Ergebnis. Es gibt keine unbestimmten Fälle. Aus diesen Gründen wird der Anspruch auf die Bezeichnung „objektive Wetterlagenklassifikation“ abgeleitet.

Häufigkeit der Wetterlagenklassen 1998 gegenüber einem vieljährigen Gesamtzeitraum

Das Verfahren wird seit dem 01.07.1979 angewendet, so daß inzwischen eine fast 20jährige Zeitreihe täglicher Wetterlagenklassen vorliegt. Abb.1 zeigt die relative Häufigkeitsverteilung der Wetterlagenklassen für das Jahr 1998 im Vergleich zum Gesamtzeitraum 01.07.1979 - 31.12.1998.

Wie schon 1997 zeigte sich auch 1998 ein relativ häufiges Auftreten von Nordwestlagen (Abb. 3). Besonders wirkte sich dies bei den Wetterlagen Nr. 10 (NWAAF) und 15 (NWAZT) aus, welche beide die 10%-Marke überschritten. Dagegen erreichte der „Vorjahressieger“ Nr. 5 (NWAAT) 1998 mit 9% nur noch den 3. Platz und trat auch weniger häufig auf als im Gesamtzeitraum. Insgesamt fiel 1998 fast ein Drittel aller Wetterlagen auf diese drei Nordwestklassen, die auch alle in Bodennähe antizyklonale Bedingungen aufweisen.

Im übrigen war 1998 die Zyklonalität in Bodennähe (950 hPa) fast genauso verteilt wie im Gesamtzeitraum (ca. 70% antizyklonal, 30% zyklonal, Abb. 2). In der Höhe (500 hPa) ergab sich 1998 eine leichte Verschiebung zugunsten der zyklonalen Fälle, dennoch waren auch hier wieder die antizyklonalen Situationen in der Mehrzahl (56%). Beim Feuchtekriterium gab es 1998 etwas mehr relativ feuchte als relativ trockene Wetterlagen, also entgegengesetzt zum Gesamtzeitraum.

Im Jahresablauf trat die Wetterlage NWAAF allein an 11 Tagen im Februar auf, dies ist fast ein Viertel der Häufigkeit dieser Klasse im ganzen Jahr. In der Zeit vom 9. bis 16. Februar dauerte diese Lage mit einem Ausnahmetag ununterbrochen an und führte insbesondere in Süddeutschland, wo die hochreichend antizyklonalen Bedingungen (AA) besonders ausgeprägt waren, trotz hohem Feuchtegehalt zu einer fast niederschlagslosen und meist aufgeheiterten Periode. Darüber hinaus war dieser Zeitraum in ganz Deutschland von hohen Tagesschwankungen der bodennahen Lufttemperatur geprägt, wobei vor allem die Maximumtemperatur für die Jahreszeit sehr hoch ausfiel (im westlichen, mittleren und südlichen Deutschland teilweise bis zu 18°C ansteigend).

Die Lage Nr. 15 (NWAZT) trat dagegen überwiegend in den Sommermonaten auf (fast die Hälfte aller Fälle dieser Klasse). Zyklonale Bedingungen in der Höhe verbunden mit der Zufuhr maritimer Polarluft sorgten für eine Reihe von kühlen und niederschlagsreichen Tagen während des Sommers 1998, trotz einer für die Jahreszeit relativ geringen Feuchte und hohem Luftdruck in Bodennähe. Mitte Juni (zur Zeit der Schafskälte) trug diese Lage zu ergiebigen Niederschlägen und einer markanten vorübergehenden Abkühlung bei. In den Alpen fiel zu dieser Zeit in 1200 Meter Höhe Schnee. In der letzten Augustdekade gab es eine weitere, diesmal länger andauernde Periode mit dieser Wetterlage. Vor allem im Norden Deutschlands traten hierbei mehrfach heftige Niederschläge auf, teils als gewittrige Schauer im Bereich von Höhentrögen, teils als Nordweststauniederschlag. Dies stand im Gegensatz zu dem sonst Ende August meistens auftretenden ruhigen Spätsommerwetter.

Die Wetterlage Nr. 5 (NWAAT), eine allgemein sehr häufig vorkommende Lage, hatte ihr Häufigkeitsmaximum im Jahresablauf ebenfalls im August, vor allem zwischen dem 5. und 10. des Monats. Da sich die Frontalzone zu dieser Zeit weit nach Norden vorschob, herrschten hochreichend antizyklonale Bedingungen und eine weitgehend trockene Atmosphäre vor. Demzufolge gab es in diesem Zeitraum nur geringe Niederschläge und sehr heiße Tage, so daß der Sommer 1998 keineswegs nur kühl und verregnet war.

Im Oktober 1998 traten vor allem gegen Ende des Monats Starkniederschläge mit Hochwasserfolgen auf (s.a. den Beitrag „Starkniederschläge im Oktober"). Ursache dafür war eine großräumige Weströmung sowohl in Bodennähe als auch in der Höhe mit eingelagerten Front- und Trogpassagen. Die beteiligten Wetterlagen, die zu den Starkniederschlägen führten, waren vor allem die sonst nicht so sehr häufigen Lagen Nr. 14 (SWAZT) am 24. und Nr. 39 (SWZZF) am 28. Oktober. Innerhalb der großräumigen Westlage traten also die höchsten Niederschlagsmengen bei vorherrschenden Südwestwindkomponenten und zyklonalen Bedingungen in der Höhe auf.

Langzeittrends

Die Tendenz einer Zunahme von Nordwestlagen macht sich auch über einen längeren Zeitraum bemerkbar. Nach einem Minimum Mitte der achtziger Jahre hat die Häufigkeit der Nordwestlagen abgesehen von kurzzeitigen Jahr-zu-Jahr-Schwan-

kungen stetig zugenommen (Abb. 4), wobei die Zunahme hauptsächlich zu Lasten der Südwestlagen ging.

Klassen-Nr.	Anströmrichtung	anti-/zyklonale Strömung in 950/500 hPa	trocken/feucht	Kurzkennung
1	undefiniert	A/A	trocken	XXAAT
2	Nordost	A/A	trocken	NOAAT
3	Südost	A/A	trocken	SOAAT
4	Südwest	A/A	trocken	SWAAT
5	Nordwest	A/A	trocken	NWAAT
6	undefiniert	A/A	feucht	XXAAF
7	Nordost	A/A	feucht	NOAAF
8	Südost	A/A	feucht	SOAAF
9	Südwest	A/A	feucht	SWAAF
10	Nordwest	A/A	feucht	NWAAF
11	undefiniert	A/Z	trocken	XXAZT
12	Nordost	A/Z	trocken	NOAZT
13	Südost	A/Z	trocken	SOAZT
14	Südwest	A/Z	trocken	SWAZT
15	Nordwest	A/Z	trocken	NWAZT
16	undefiniert	A/Z	feucht	XXAZF
17	Nordost	A/Z	feucht	NOAZF
18	Südost	A/Z	feucht	SOAZF
19	Südwest	A/Z	feucht	SWAZF
20	Nordwest	A/Z	feucht	NWAZF
21	undefiniert	Z/A	trocken	XXZAT
22	Nordost	Z/A	trocken	NOZAT
23	Südost	Z/A	trocken	SOZAT
24	Südwest	Z/A	trocken	SWZAT
25	Nordwest	Z/A	trocken	NWZAT
26	undefiniert	Z/A	feucht	XXZAF
27	Nordost	Z/A	feucht	NOZAF
28	Südost	Z/A	feucht	SOZAF
29	Südwest	Z/A	feucht	SWZAF
30	Nordwest	Z/A	feucht	NWZAF
31	undefiniert	Z/Z	trocken	XXZZF
32	Nordost	Z/Z	trocken	NOZZT
33	Südost	Z/Z	trocken	SOZZT
34	Südwest	Z/Z	trocken	SWZZT
35	Nordwest	Z/Z	trocken	NWZZT
36	undefiniert	Z/Z	feucht	XXZZF
37	Nordost	Z/Z	feucht	NOZZF
38	Südost	Z/Z	feucht	SOZZF
39	Südwest	Z/Z	feucht	SWZZF
40	Nordwest	Z/Z	feucht	NWZZF

Tab. 1 Einteilung der Wetterlagen in 40 objektive Klassen.

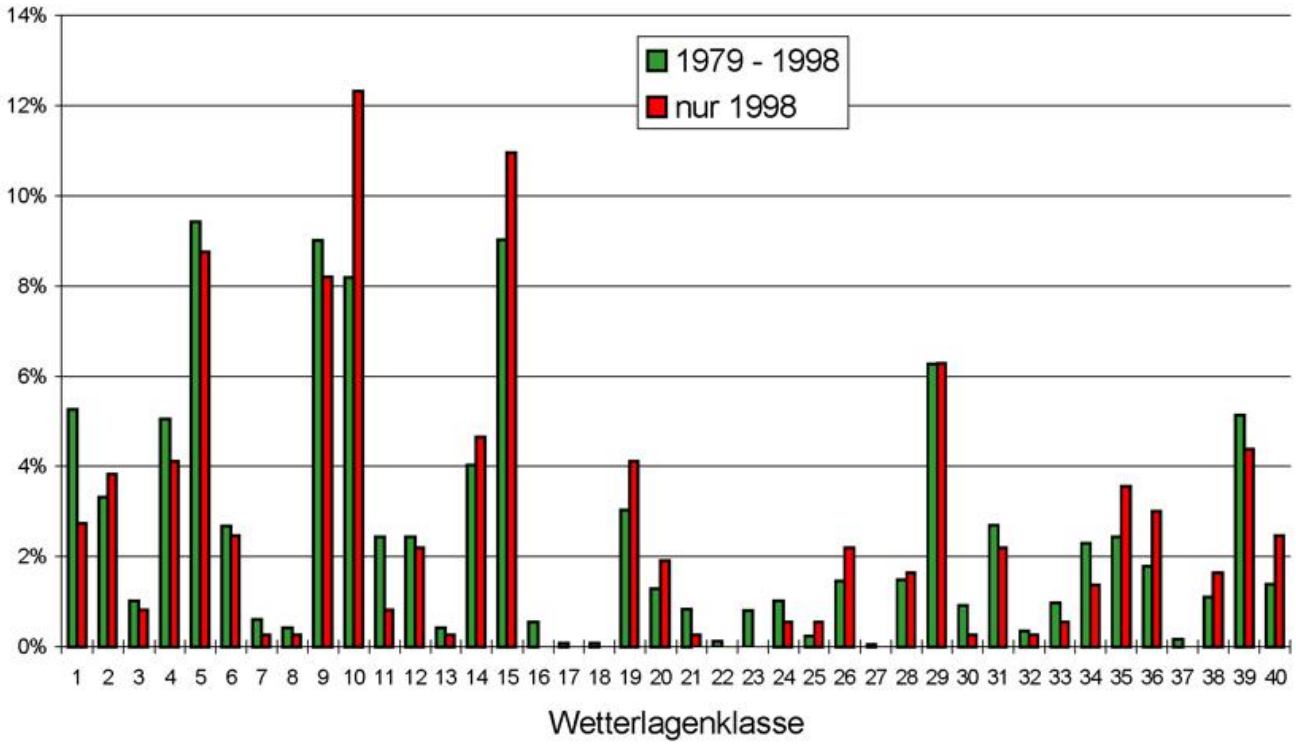


Abb. 1 Relative Häufigkeitsverteilung der 40 Wetterlagenklassen 1998 im Vergleich zum Gesamtzeitraum 1979-1998

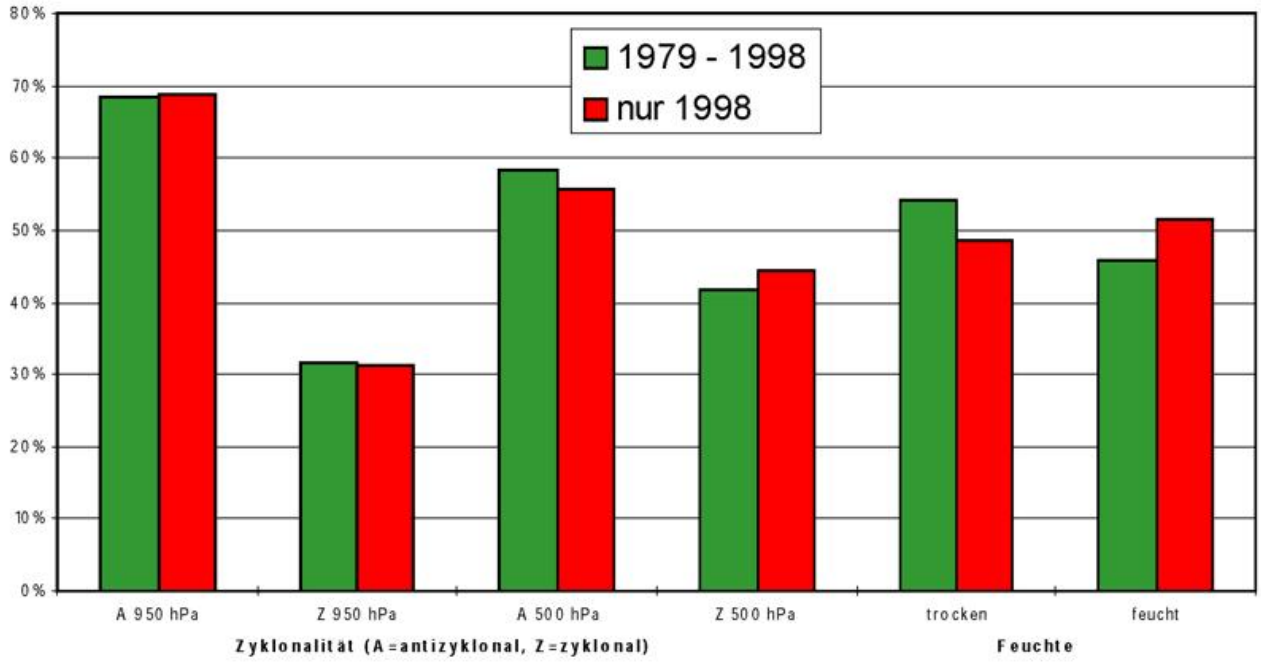


Abb. 2 Relative Häufigkeitsverteilung der Zyklonalität in 950 und 500 hPa sowie der Feuchte (ganze Troposphäre) der objektiven Wetterlagenklassifikation 1998 im Vergleich zum Gesamtzeitraum 1979-1998

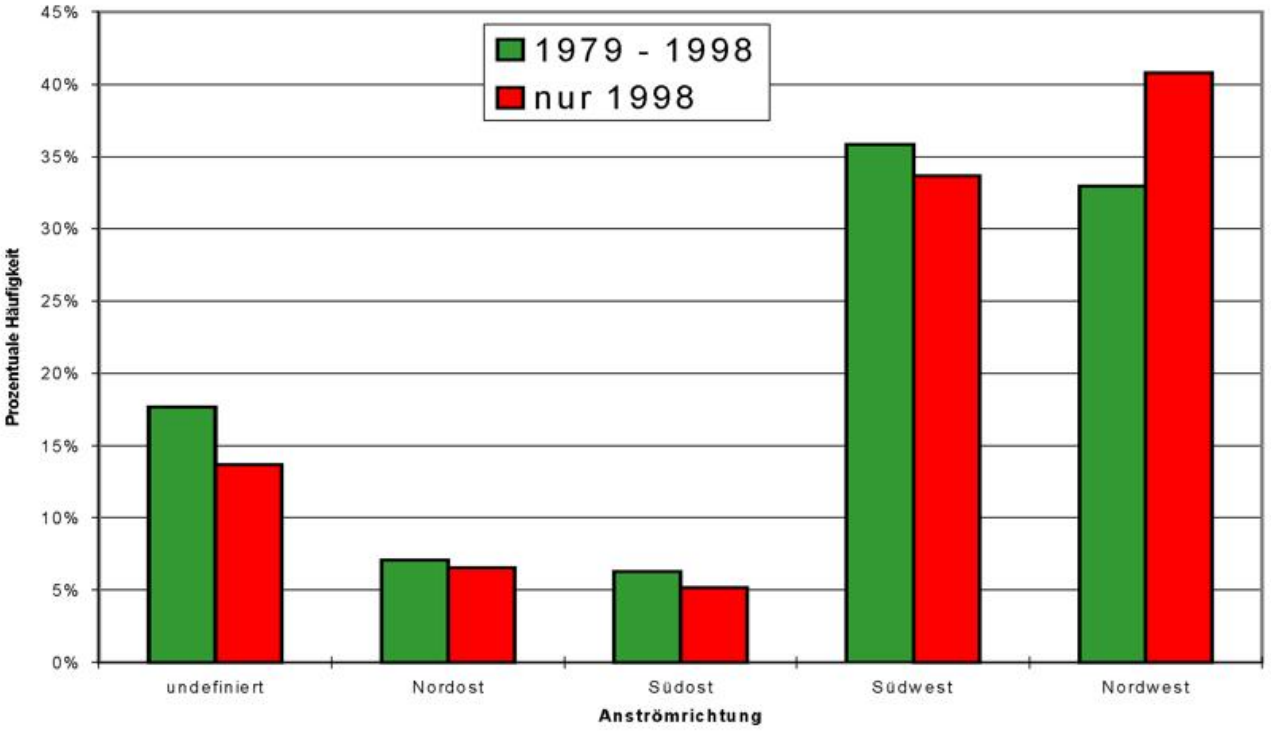


Abb. 3 Relative Häufigkeitsverteilung der 5 Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1998 im Vergleich zum Gesamtzeitraum 1979-1998

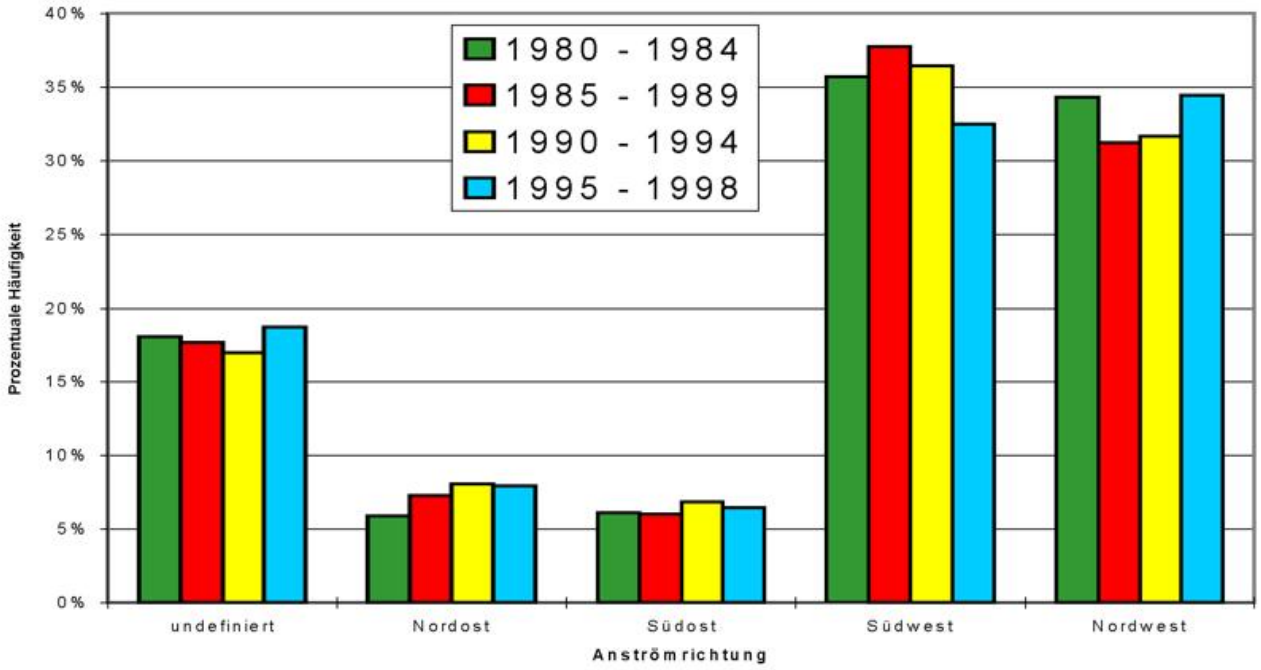


Abb. 4 Langzeittrends der Häufigkeit der 5 Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation

Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa

B. Rudolf

Das Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) wurde Ende 1988 als deutscher Beitrag zum Global Precipitation Climatology Project (GPCP) des Weltklimaforschungsprogramms (WCRP) im Deutschen Wetterdienst in Offenbach eingerichtet. Die Aufgaben des WZN umfassen die Sammlung und Archivierung konventionell gemessener monatlicher Niederschlagshöhen, deren Qualitätskontrolle und -bewertung sowie die Berechnung von monatlichen Gebietsniederschlägen für Rasterflächen der Größe 2,5° mal 2,5° und 1° mal 1° in geographischen Koordinaten sowie schließlich die Abschätzung der Genauigkeit der berechneten rasterbezogenen Niederschlagshöhen. Die Produkte des WZN dienen der Klimaforschung und dabei insbesondere der Verifizierung von Klimamodellen, aber zunehmend auch dem Klimamonitoring im allgemeinen wie der Analyse des globalen Wasserkreislaufs.

Die regelmäßig monatlich erzeugte „Monitoringanalyse“ des WZN beruht auf über GTS empfangenen SYNOP- und CLIMAT-Meldungen von 6.000 bis 7.000 Stationen und steht innerhalb von etwa zwei Monaten nach Beobachtung im Internet zur Verfügung (http://www.dwd.de/research/gpcc). Die Daten wurden gründlich im WZN auf Kodierungs- oder andere Fehler hin geprüft.

Die Abbildungen 1 bis 4 zeigen die Abweichungen der mittleren monatlichen Niederschlagshöhen in den Jahreszeiten des meteorologischen Jahres 1998 von den mittleren monatlichen Niederschlagshöhen im Bezugszeitraum 1961-1990 für Europa sowie Abb. 5 für das Jahr 1998. Wegen der jahreszeitlichen Mittelung sind in diesen Karten nur sehr markante über- bzw. unterdurchschnittliche Niederschlagsmengen zu erkennen, so z.B. die anhaltenden hohen Niederschläge über Osteuropa im Sommer und über Mitteleuropa im Oktober 1998, die auch zu Überschwemmungen führten (s. a. "Starkniederschläge im Oktober“ in diesem Heft).

Die größten Überschwemmungen außerhalb Europas waren mit dem Hochwasser des Jangtse in China verbunden; die Niederschläge im Einzugsgebiet dieses Stroms waren während einer Dauer von drei Monaten (Juni bis August 1998) übernormal hoch. In der Periode April 1997 bis März 1998 trat eine starke ausgeprägte warme ENSO-Phase auf, mit der extreme Niederschlagsanomalien, vor allem in den Tropen und Subtropen, verbunden waren („El Niño“): Während in Ekuador und dem nördlichen Peru sowie in Kenia außergewöhnliche Regenfälle Überschwemmungen hervorriefen, wurde in Indonesien und Nordost-Brasilien die Gefahr des Entstehens von Waldbränden durch eine lang andauernde Trockenheit erhöht (s. a. "Niederschlagsanalysen des WZN am Beispiel des El Niño-Ereignisses 1997/98" in diesem Heft).

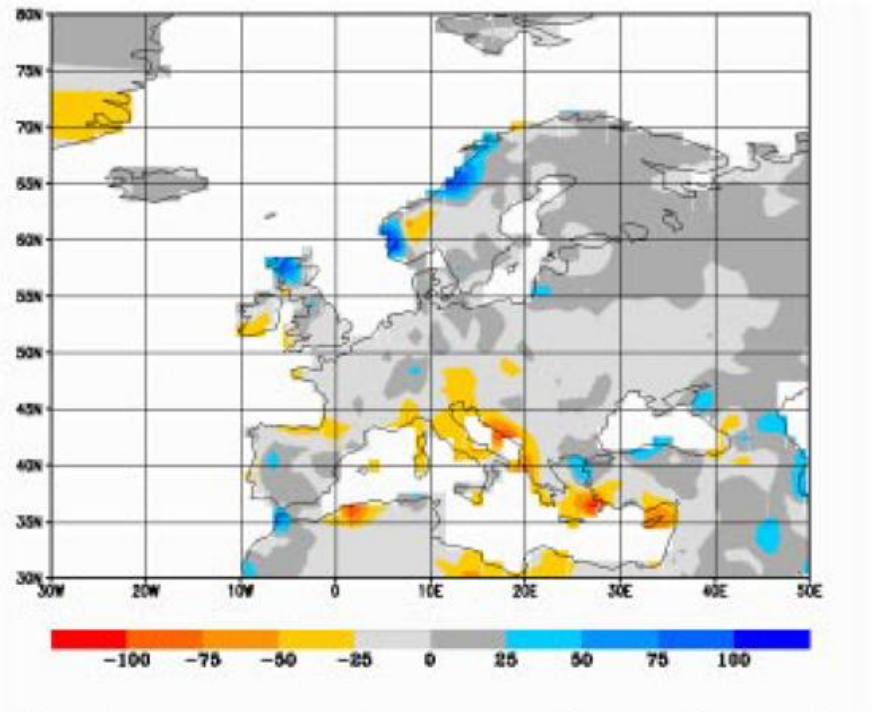


Abb. 1 Abweichung der mittleren monatlichen Niederschlagshöhen in mm/Monat für den Winter (Dezember, Januar, Februar) 1997/1998 von den mittleren monatlichen Niederschlagshöhen im Bezugszeitraum Winter 1961-1990.

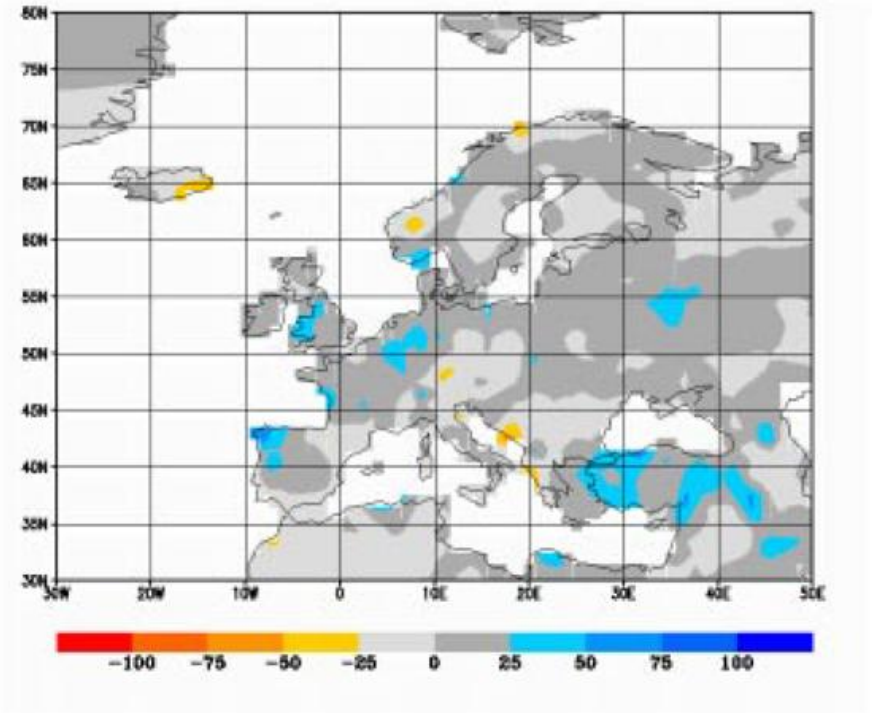


Abb. 2 Abweichung der mittleren monatlichen Niederschlagshöhen in mm/Monat für den Frühling (März, April, Mai) 1998 von den mittleren monatlichen Niederschlagshöhen im Bezugszeitraum Frühling 1961-1990.

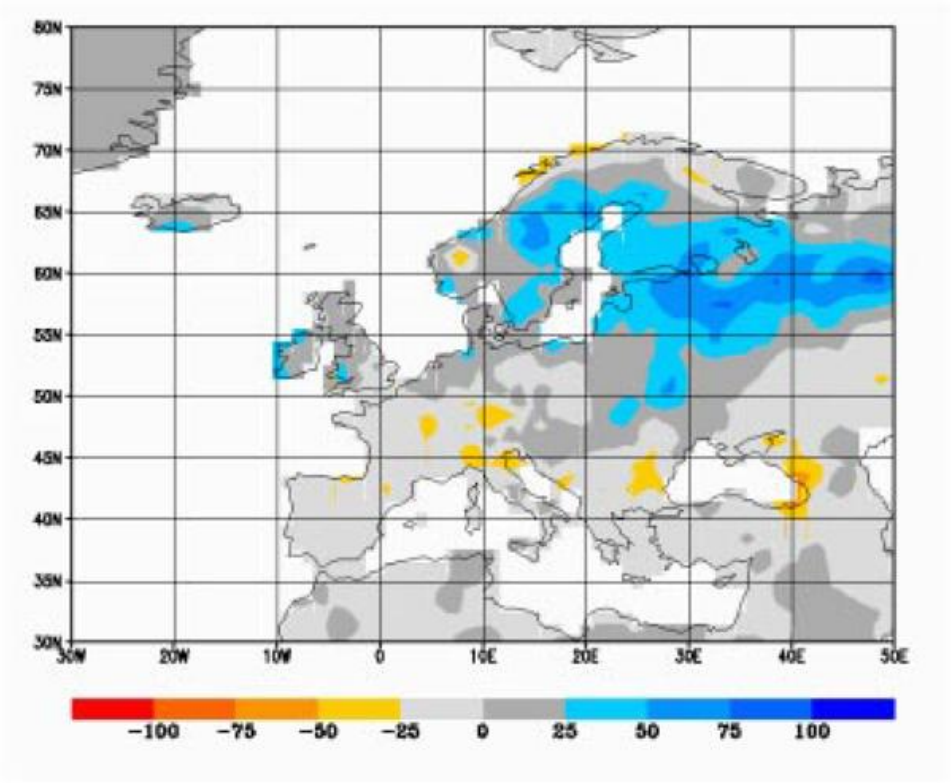


Abb. 3 Abweichung der mittleren monatlichen Niederschlagshöhen in mm/Monat für den Sommer (Juni, Juli, August) 1998 von den mittleren monatlichen Niederschlagshöhen im Bezugszeitraum Sommer 1961-1990.

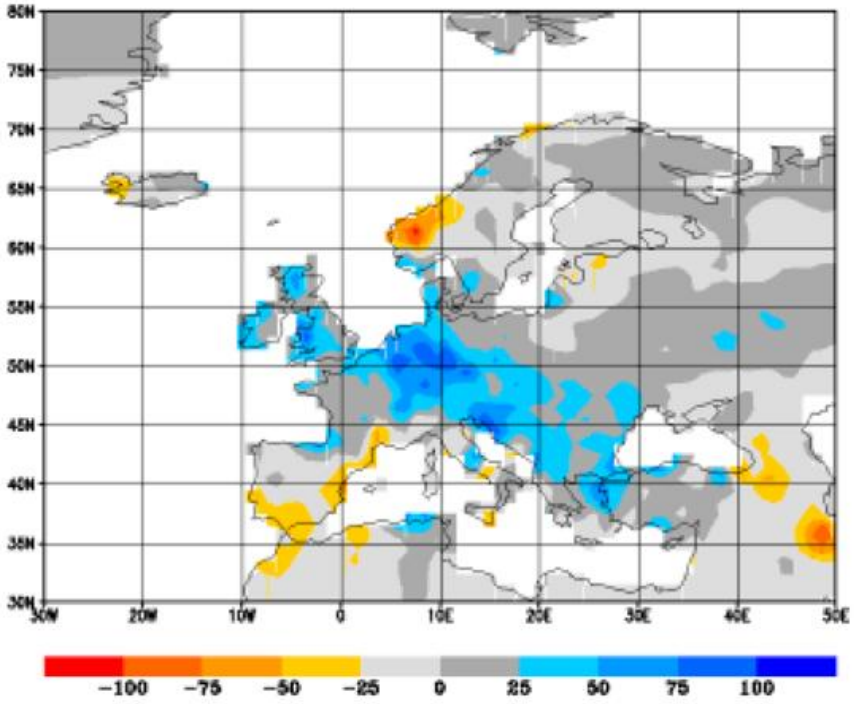


Abb. 4 Abweichung der mittleren monatlichen Niederschlagshöhen in mm/Monat für den Herbst (September, Oktober, November) 1998 von den mittleren monatlichen Niederschlagshöhen im Bezugszeitraum Herbst 1961-1990.

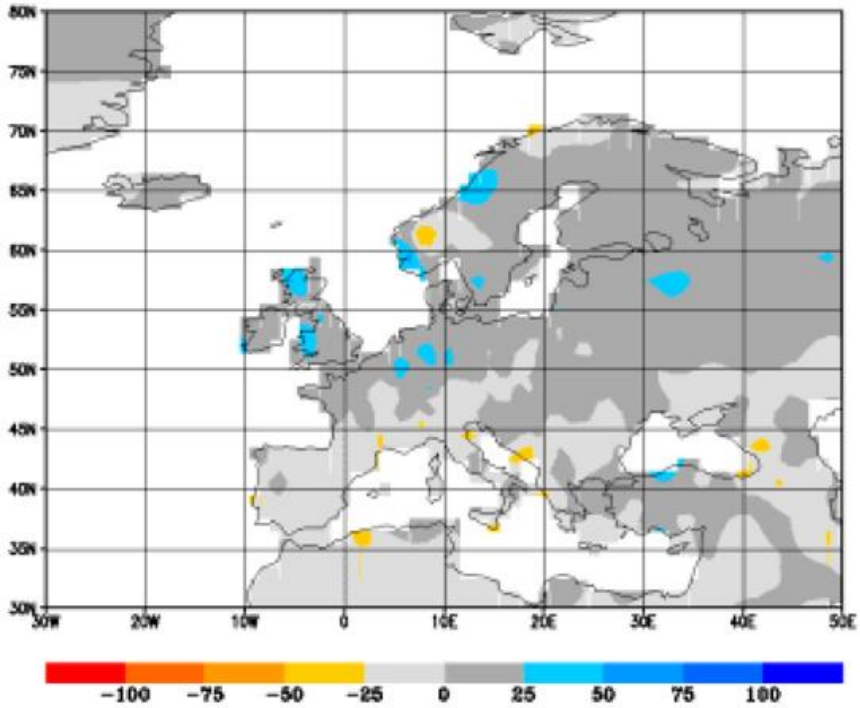


Abb. 5 Abweichung der mittleren monatlichen Niederschlagshöhen in mm/Monat für das Jahr 1998 von den mittleren monatlichen Niederschlagshöhen im Bezugszeitraum 1961-1990.

Im Mittel über das ganze Jahr gleichen sich die Abweichungen der monatlichen Niederschlagshöhen von den Bezugswerten etwas mehr aus. Dennoch ist zu erkennen, daß die nördliche Hälfte Europas im Jahr 1998 überwiegend zu feucht, die südliche dagegen zu trocken war (s. Abb. 5).

Die saisonalen wie auch die monatlichen Niederschlagsanalysen des WZN aus dem gesamten bisher analysierten Zeitraum Januar 1986 bis Dezember 1998 können interaktiv mit Hilfe eines Web Browsers visualisiert und als Bild gespeichert oder ausgedruckt werden. Die Internet-Adressen sind:
http://www.dwd.de/research/gpcc/visu_gpcc.html (für monatliche Analysen) sowie
http://www.dwd.de/research/gpcc/seasonizer/ (für saisonale Analysen). Nutzer werden gebeten, die Erläuterungen zu beachten und Kommentare oder Vorschläge betreffend der WZN-Produkte per email an das WZN zu senden.

Auswertung von Gebietsniederschlägen für die Gesamt-Einzugsgebiete großer Flußsysteme

B. Rudolf , J. Rapp

Die Bestimmung globaler und regionaler Änderungen des Wasserkreislaufs ist vor dem Hintergrund von Fluktuationen und Änderungen unseres Klimas von großem Interesse. Das Auftreten von extremen hydrologischen Ereignissen in Form von Hochwasser oder Dürren kann gewaltige ökologische und sozio-ökonomische Auswirkungen zur Folge haben. Daher wird innerhalb des Weltklimaforschungsprogrammes der WMO im Rahmen des Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) schon seit langem der globale Wasserkreislauf erforscht. Das Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) sowie das an der Bundesanstalt für Gewässerkunde in Koblenz eingerichtete Global Runoff Data Center sind im Weltklimaforschungsprogramm eingebunden und Mitglieder im GEWEX Hydrometeorology Panel.

Niederschlag ist die einzige Eintragsgröße in den globalen Wasserkreislauf, daher ist die Bestimmung von Gebietsniederschlägen eine wichtige Komponente zur quantitativen Erfassung des Wasserhaushaltes. Im Jahr 1998 wurde eine Methode zur Berechnung der Gebietsniederschläge für die Gesamt-Einzugsgebiete großer Flußsysteme im WZN eingerichtet. Als Basis dienen die WZN-Niederschlagsanalysen (s. die Internet-Seiten des WZN unter http://www.dwd.de/research/gpcc sowie den Beitrag von B. Rudolf in diesem Heft). Die Bilder 1 bis 3 zeigen Zeitreihen der Gebietsniederschläge für Donau, Oder und Rhein für die Zeitspanne 1986 bis September 1998. Zusätzlich enthalten die Diagramme, soweit vorhanden, die zugehörigen Abflussdaten (Runoff data), die von der Bundesanstalt für Gewässerkunde im Global Runoff Data Centre archiviert werden. Erkennbar sind die z.T. deutlichen Fluktuationen des Gebietsniederschlages von Monat zu Monat sowie die direkte Kopplung zwischen Niederschlag und Abfluß. Der extreme Niederschlagswert in Abbildung 2 zeigt den zum Oder-Hochwasser im Juli 1997 führenden Gebietsniederschlag.

In Abb. 3 lassen sowohl die Niederschlags- als auch die Abflußdaten die Rheinhochwasser im Dezember 1993 ("Weihnachtshochwasser") und im Januar 1995 ("Jahrhunderthochwasser") erkennen. Stellt man den mittleren jährlichen Abfluß und die mittlere jährliche Niederschlagshöhe für verschieden große Flußeinzugsgebiete gegenüber (Abb. 4), wird deutlich, daß die Niederschlagshöhe den Abflußwert um durchschnittlich 30 - 50 % übersteigt. In grober Näherung führt eine lineare Regression zu einer "theoretischen" Niederschlagshöhe von ca. 200 mm, bei der kein Abfluß mehr entstehen kann. Da die für diese Vergleiche verwendeten Niederschlagsdaten noch nicht hinsichtlich der systematischen Meßfehler korrigiert wurden, sind die tatsächlichen mittleren Niederschlagshöhen um etwa 5 - 10 % höher anzusetzen als in Abb. 4 angegeben ist.

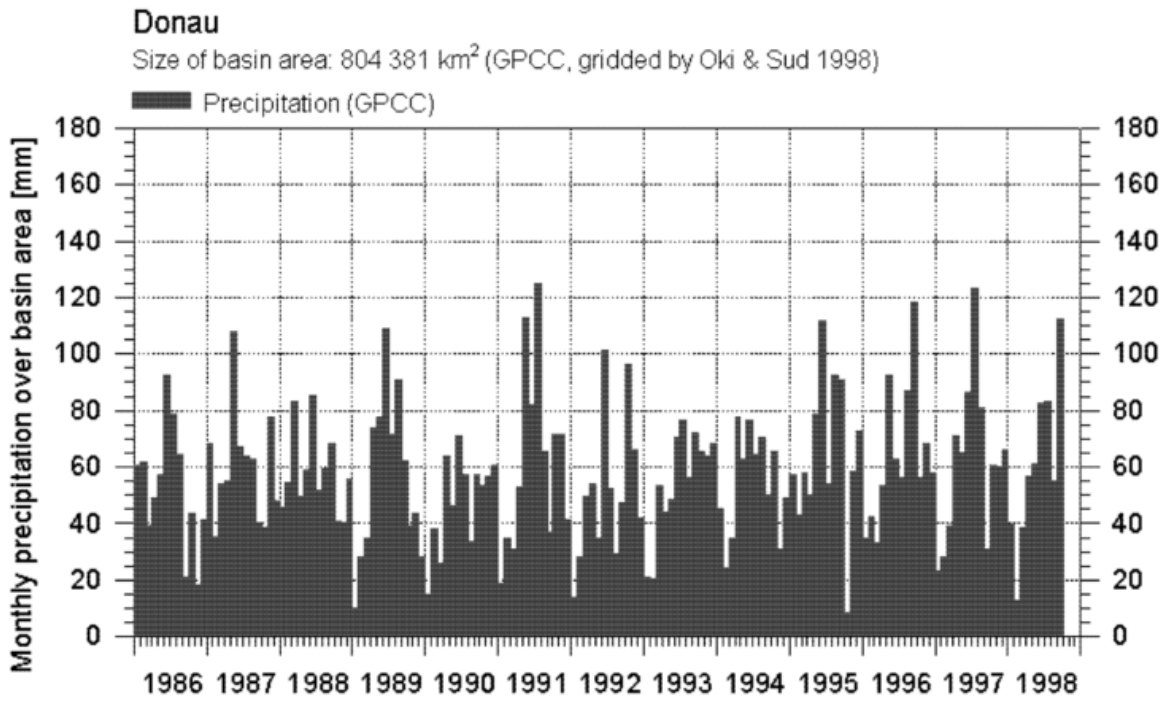


Abb.1 Zeitlicher Verlauf der monatlichen Gebietsniederschläge für das Einzugsgebiet der Donau.

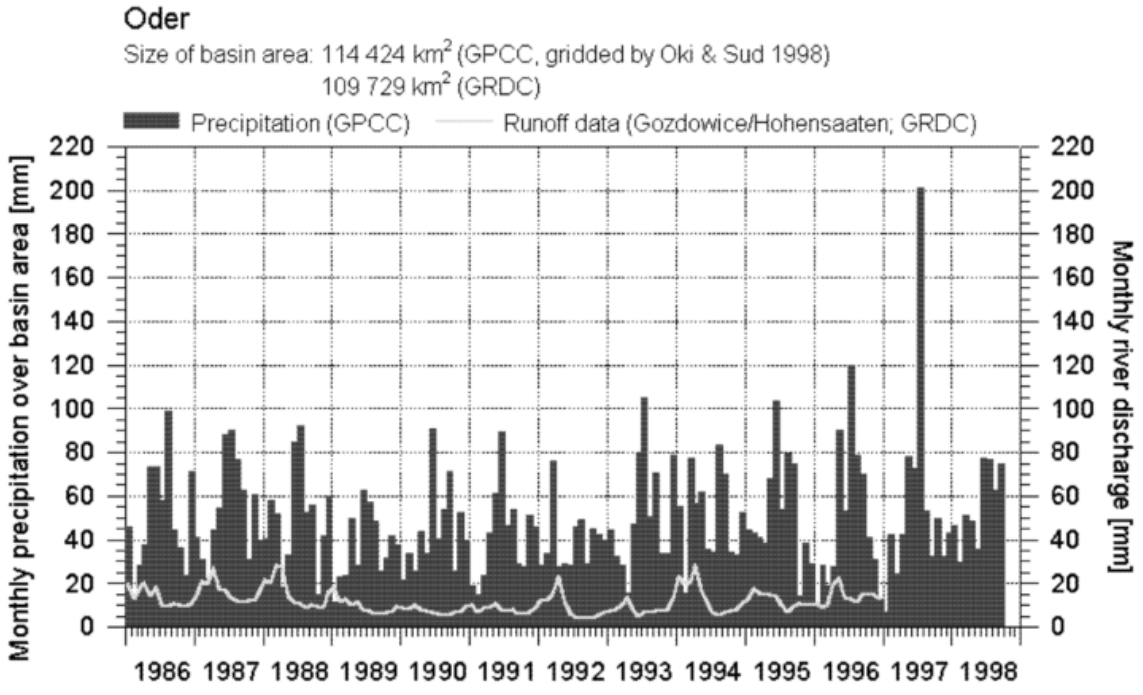


Abb. 2 Zeitlicher Verlauf der monatlichen Gebietsniederschläge und Abflüsse für das Einzugsgebiet der Oder.

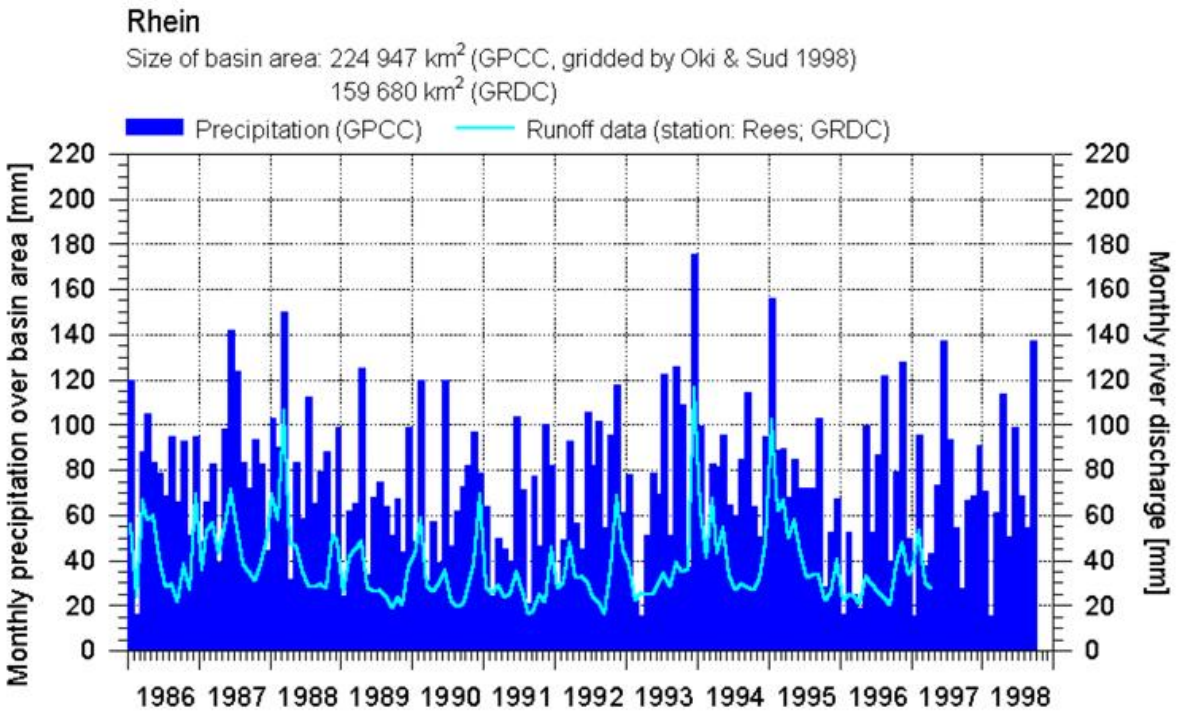


Abb. 3 Zeitlicher Verlauf der monatlichen Gebietsniederschläge und Abflüsse für das Einzugsgebiet des Rheins.

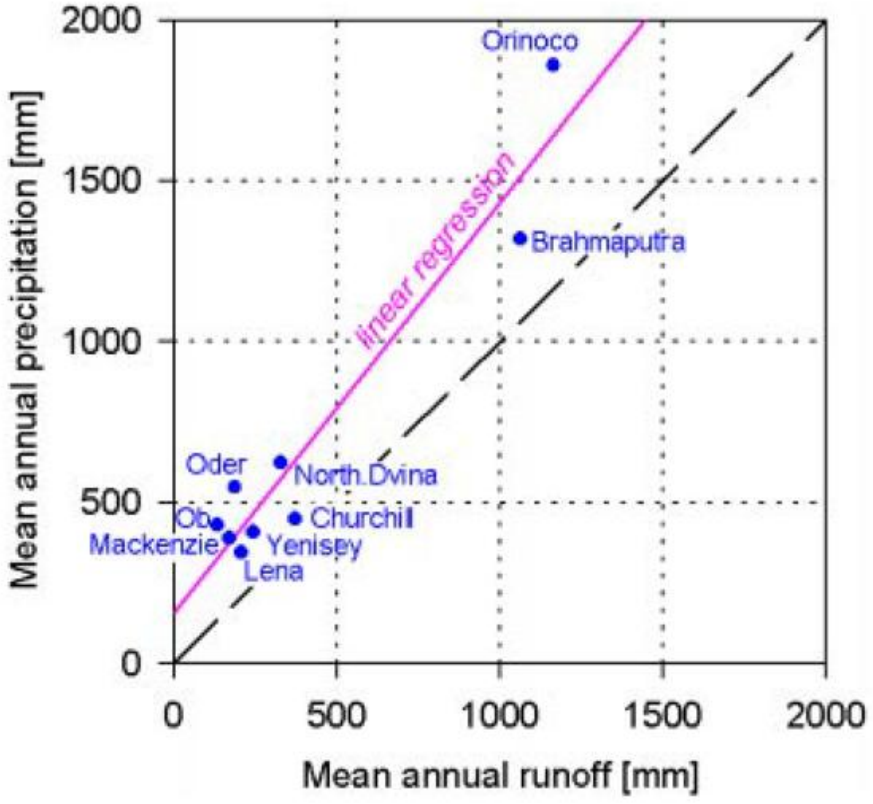


Abb. 4: Gegenüberstellung der mittleren jährlichen Niederschlagshöhe und des mittleren jährlichen Abflusses für einige größere Flußeinzugsgebiete der Erde.

Starkniederschläge im Oktober

T.Fuchs, J. Rapp , B. Rudolf (Teil 1)
E. Dittmann, G. Müller-Westermeier (Teil 2)

Viele Gegenden in Mittel- und Westeuropa wurden im Oktober 1998 vom dritten „Jahrhunderthochwasser“ seit 1993 heimgesucht. Eine Ursache dieser schweren Überschwemmungen waren Starkniederschläge im Oktober 1998, die im nachfolgenden Beitrag aus 2 verschiedenen Blickwinkeln der Abteilung Klima und Umwelt des DWD diskutiert werden. Teil 1 des Beitrages ist eine Untersuchung für das Gebiet Mittel- und Westeuropas aus der Sicht des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie (WZN). In Teil 2 dieses Beitrages beschäftigt sich eine Analyse des Referates für Klimaanalyse und -diagnose speziell mit den zur Hochwassersituation in Deutschland führenden Niederschlägen.

1) Starkniederschläge im Oktober 1998 in Mittel- und Westeuropa

Mittels eines im WZN entwickelten Analyseprogrammes wurden für den Bereich Mittel- und Westeuropas alle Niederschlagsdaten aus den synoptischen Wettermeldungen (SYNOP), die im DWD über das globale Fernmeldesystem (GTS) der Weltwetterwacht (WWW) angekommen sind, ausgewertet. Neben den Messdaten von mehr als 1000 europäischen Stationen konnten zur klimatologischen Einschätzung des Oktober 1998 auch mittlere Niederschlagshöhen des Zeitraumes 1961-1990 (sog. Bezugswerte) verwendet werden.

Die räumliche Verteilung der Niederschlagshöhen im Oktober 1998 (Abb. 1) zeigt das Auftreten von Werten mit mehr als 100 mm in fast ganz West- und Mitteleuropa. Maxima von mehr als 200 mm wurden im Westen der Britischen Inseln, in Süd-Norwegen, in vielen Gegenden Deutschlands und seiner Anrainerstaaten sowie in Slowenien gemessen. Ein Vergleich der Niederschläge des Oktober 1998 mit den Bezugswerten des Zeitraumes 1961-1990 in Abb. 2 macht deutlich, dass in den vom Hochwasser betroffenen Gebieten in Westengland und Wales mehr als das Doppelte der normalerweise zu erwartenden Niederschläge auftrat. In Deutschland, den Benelux-Ländern und Ostfrankreich ergaben sich sogar großräumig Niederschlagshöhen von mehr als dem Dreifachen, an einzelnen Stationen (z.B. Braunlage, Göttingen, Weinbiet, Würzburg und Weiden) mehr als dem Vierfachen der Oktober-Bezugswerte.

In Abb. 3 ist der typische Jahresgang der monatlichen Niederschlagshöhe an der Station Freudenstadt (Schwarzwald) während des Zeitraumes 1961-1990 wiedergegeben. Gut erkennbar sind Niederschlagsmaxima von November bis Januar sowie ein nachfolgender nahezu kontinuierlicher Niederschlagsrückgang auf ein sommerliches Minimum. Der Oktober zählt trotz des gegenüber den Vormonaten leicht höheren Niveaus noch zu den niederschlagsarmen Monaten. Das macht deutlich, dass die diesjährige Starkniederschlagsperiode außergewöhnlich früh auftrat. Der zeitliche Verlauf der täglichen Niederschlagshöhen an der Station Freudenstadt zeigt in

Abb. 4, daß Niederschläge von mehr als 20 mm am 24. und 25.10. sowie vom 28. bis 31.Oktober 1998 gemessen wurden. Allein am 28. und 29.10. fiel mehr als das ganze „Monatssoll". Zur zeitlichen Einordnung ist in Abb. 5 die Zeitreihe der Oktober-Niederschläge an der Station Freudenstadt im Zeitraum 1891-1998 abgebildet. Auffällig ist eine starke Jahr-zu-Jahr-Variabilität von Jahren mit geringem Niederschlag (ein Kriterium für einen „goldenen Oktober") und Jahren mit verregneten Oktober-Monaten. Die diesjährige Niederschlagshöhe stellt in Freudenstadt den Oktober-Rekord der letzten 100 Jahre dar, der bei Betrachtung aller Monate nur von der Niederschlagshöhe im Dezember 1993 übertroffen wurde.

Zur Abrundung von Teil 1 dieses Beitrages ist in Abb. 6 ein für die Zeit der höchsten Niederschläge typisches Satellitenbild angefügt, das eine sich aufgrund von Wellenbildung nur sehr langsam südwärts verlagernde Kaltfront im Bereich einer ausgeprägten Frontalzone zeigt. Die Station Freudenstadt, im Stau des Schwarzwaldes gelegen, meldete an diesem Tag (29.10.1998) 93 mm Niederschlag.

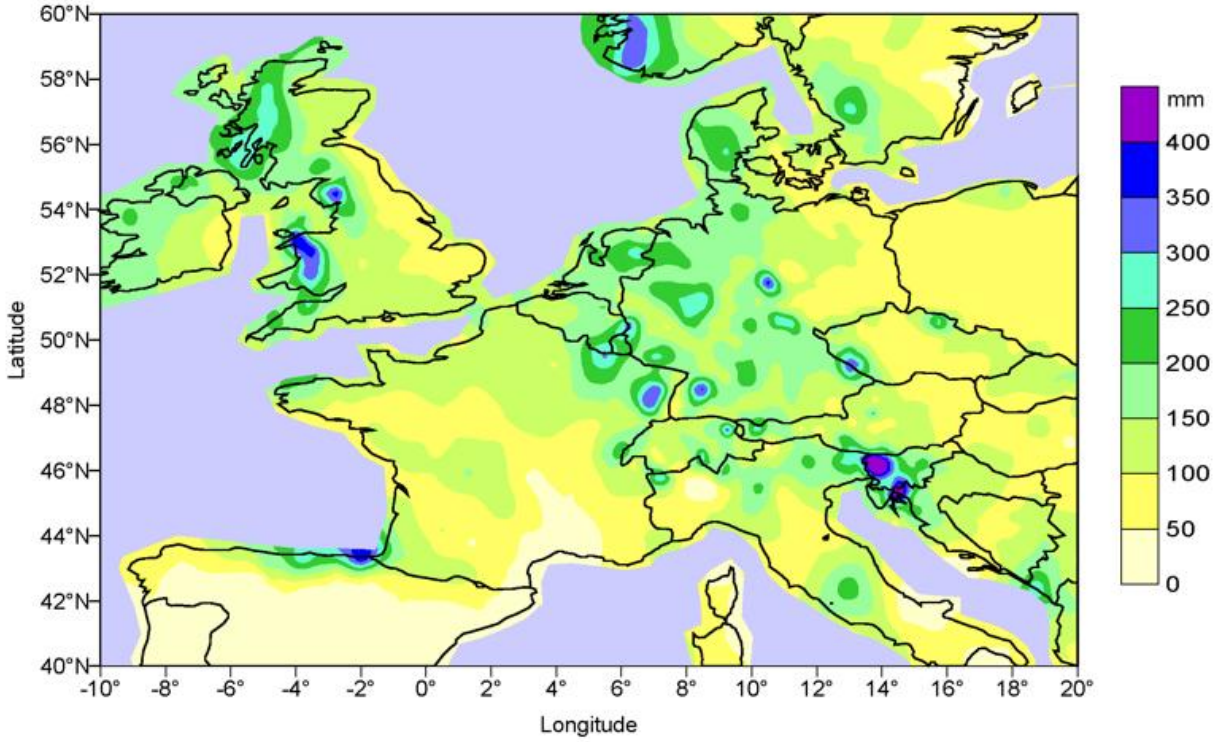


Abb. 1 Räumliche Verteilung der auf den Landflächen Europas gemessenen Niederschlagshöhen (mm) im Monat Oktober 1998 (Datenbasis: GTS-SYNOP Daten des DWD, analysiert vom WZN).

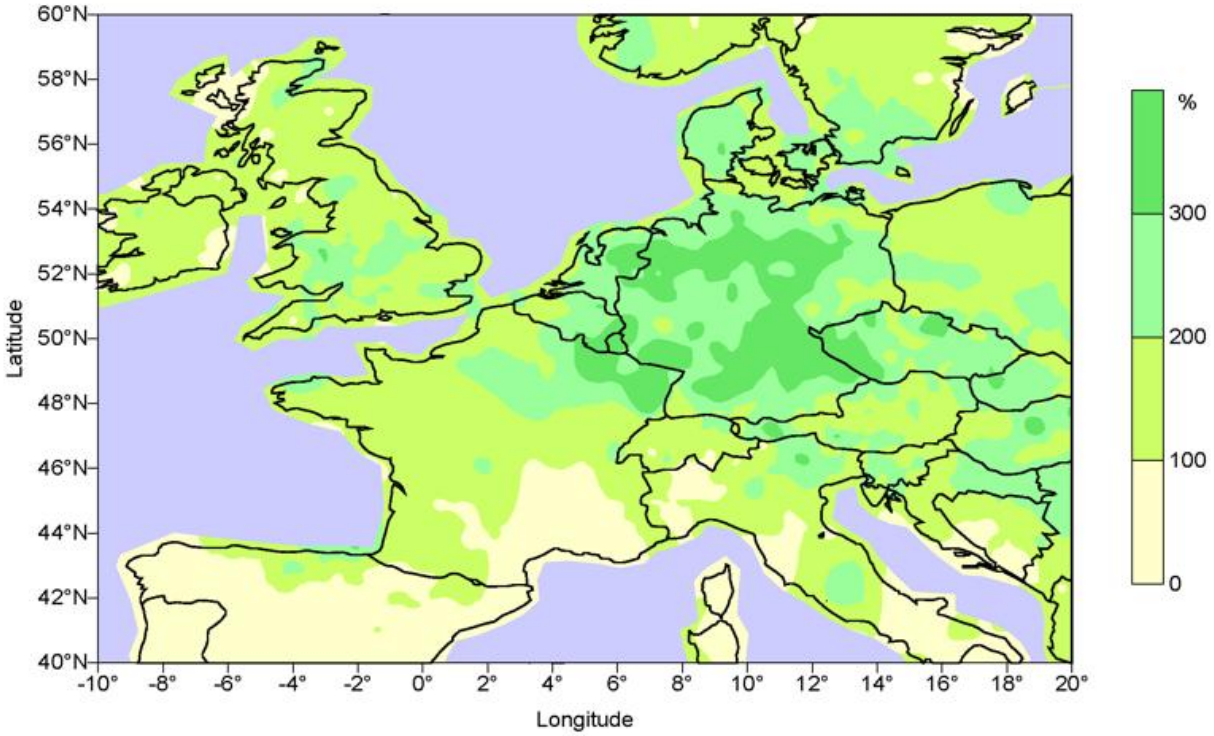


Abb. 2 Niederschlagsanomalien in Mitteleuropa im Oktober 1998 in % der monatlichen Niederschlagshöhe 1961-1990. Grün hervorgehoben sind Gebiete mit mindestens 100 % Niederschlag (Datenbasis: GTS-SYNOP Daten und Bezugswerte des DWD).

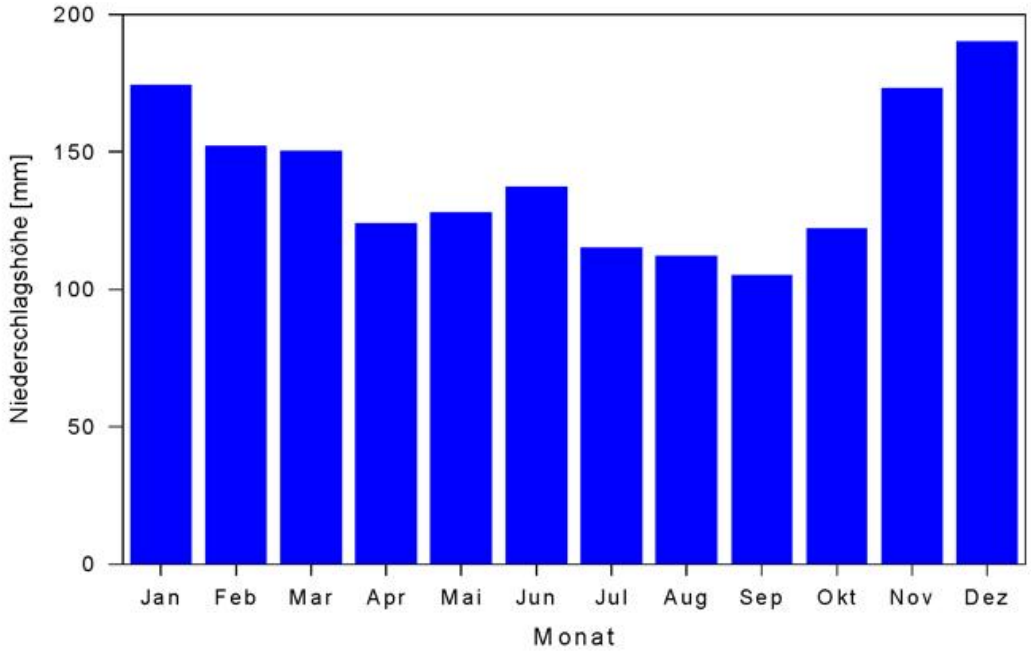


Abb. 3 Typischer Jahresgang der monatlichen Niederschlagshöhe in Freudenstadt im Zeitraum 1961-1990. Datenbasis: Klimadaten von Deutschland (DWD, 1996).

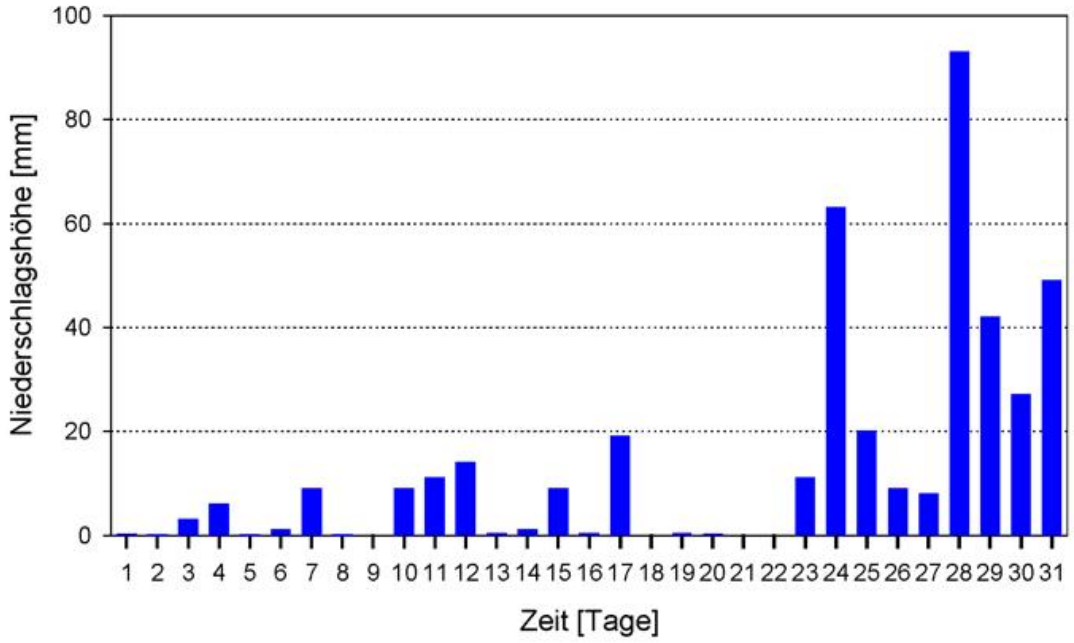


Abb. 4 Verlauf der täglichen Niederschlagshöhe im Oktober 1998 an der Station Freudenstadt im Schwarzwald.

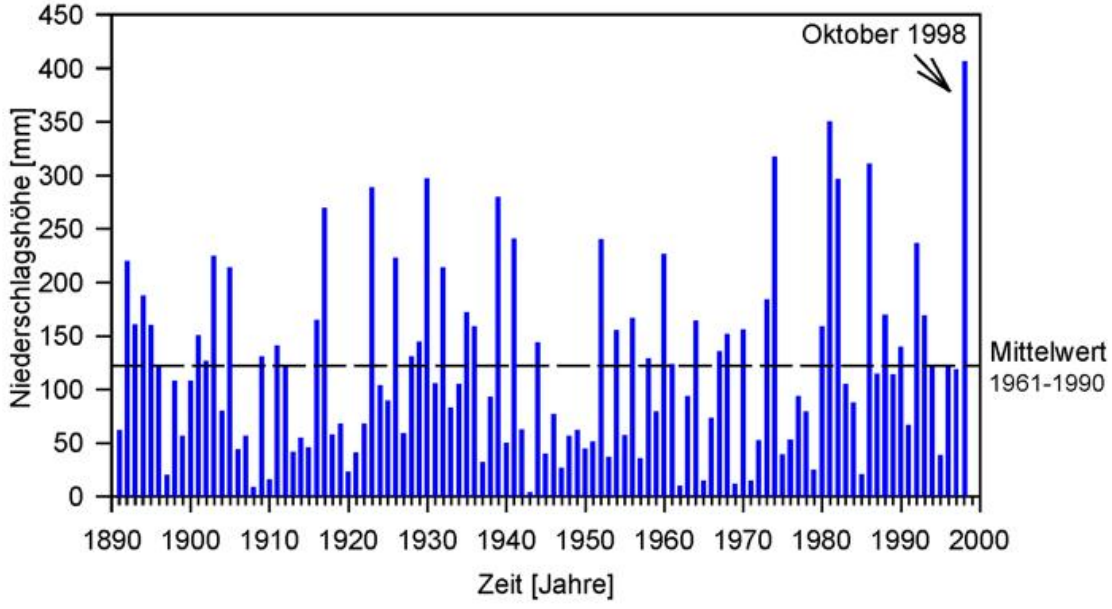


Abb. 5 Verlauf der monatlichen Niederschlagshöhe an der Station Freudenstadt (Schwarzwald) im Oktober während des Zeitraumes 1891-1998.

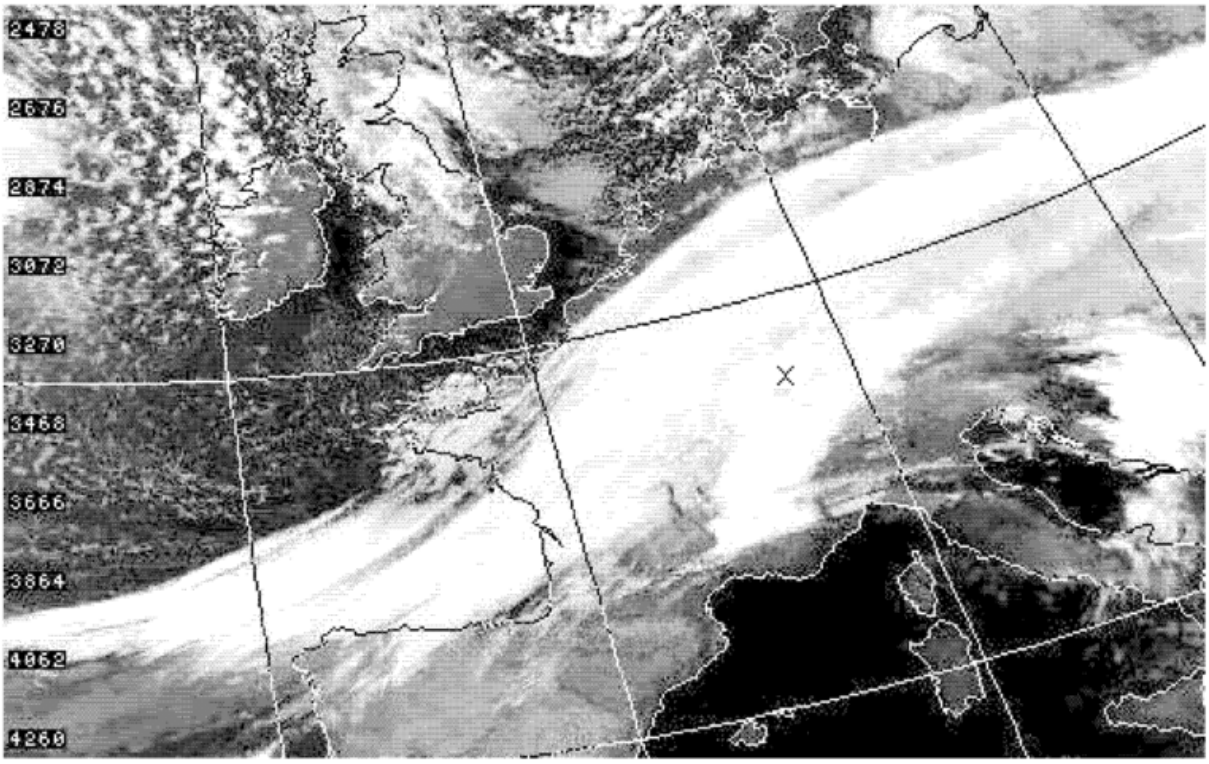


Abb. 6 Aufnahme des polarumlaufenden Satelliten NOAA-12 im Infraroten Spektralbereich (IR) am 29.10.1998 um 6:22 Uhr UTC. Das X in der Bildmitte markiert grob die Lage von Freudenstadt.

2) Die Hochwassersituation in Deutschland im Oktober 1998

Bereits im September 1998 fiel in dem gesamten Gebiet südlich der Linie Oberelbe-Aller-Unterweser mehr Niederschlag als im klimatologischen Mittel des Referenzzeitraums 1961-1990. Der Niederschlagsüberschuß betrug in einem mehr als 200 km breiten, vom Niederrhein bis zur Oberpfalz in südöstlicher Richtung verlaufenden Gürtel mehr als 200% und erreichte stellenweise mehr als 300%.

Die sehr niederschlagsreiche Witterung setzte sich im Oktober 1998 fort. Der Niederschlagsüberschuß verstärkte sich noch und erfaßte auch den Nordosten Deutschlands, so daß an jedem Ort im Bundesgebiet mehr als 100% Niederschlag, verglichen mit dem vieljährigen Mittel, fiel. Stellenweise erreichten die Abweichungen dabei sogar 500%. Abb. 7 zeigt die räumliche Verteilung des Niederschlagsüberschusses basierend auf den Messungen der rund 550 Klimastationen des Deutschen Wetterdienstes. Man erkennt maximale Abweichungen im Nordwesten und in Franken.

Ungewöhnlich im Oktober war auch die Anzahl der Tage mit Niederschlag. Die Karte der Zahl der Tage mit Niederschlag $\geq$ 0,1 mm , wiederum basierend auf den Beobachtungen der Klimastationen des Deutschen Wetterdienstes (Abb. 8), zeigt, daß es in ganz Deutschland an mehr als der Hälfte der Tage im Oktober geregnet (oder geschneit) hat, stellenweise im Westen und Süden Deutschlands sogar an allen Tagen.

Die Tage mit ergiebigen Niederschlägen (≥ 5,0 mm) traten ebenfalls im Westen und Süden am häufigsten auf (bis zu 20 Tagen, s. Abb. 9).

An einzelnen Stationen war 1998 der nasseste Oktober seit Beginn der Messungen (z. B. Freudenstadt seit 1891). Dort fiel an einem Tag (29. 10.) mit 93 mm mehr Niederschlag als normalerweise im ganzen Oktober. Ebenso traten in Nordwestdeutschland zwischen Ems und Lüneburger Heide am 27.10. Starkniederschläge auf, die an einem Tag mehr Niederschlag brachten, als es der durchschnittlichen Monatsmenge entspricht.

Da die Böden bereits durch den nassen September gesättigt waren, konnten sie den Niederschlag kaum noch aufnehmen und es kam zu Überschwemmungen, die örtlich (z.B. in Baden Baden) katastrophale Schäden verursachten.

Im weiteren Verlauf trat auch an den größeren Flüssen, insbesondere am Main, an der Mosel und am Rhein unterhalb von Koblenz Hochwasser auf, wobei die Niederschläge in den von den Überflutungen betroffenen Gebieten teilweise gar nicht besonders hoch waren (im Raum Koblenz weniger als 200%).

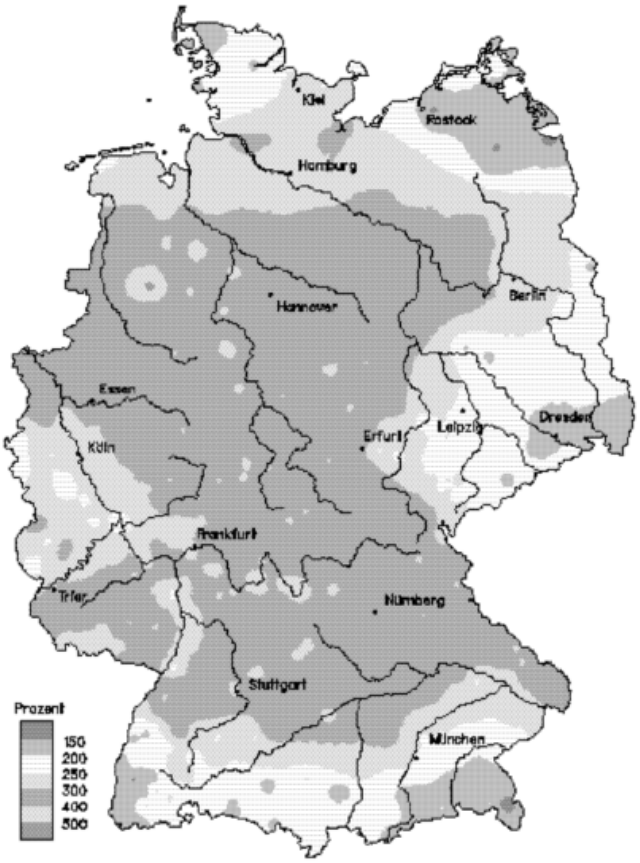


Abb. 7 Abweichung der Niederschlagshöhe Oktober 1998 vom vieljährigen Mittel

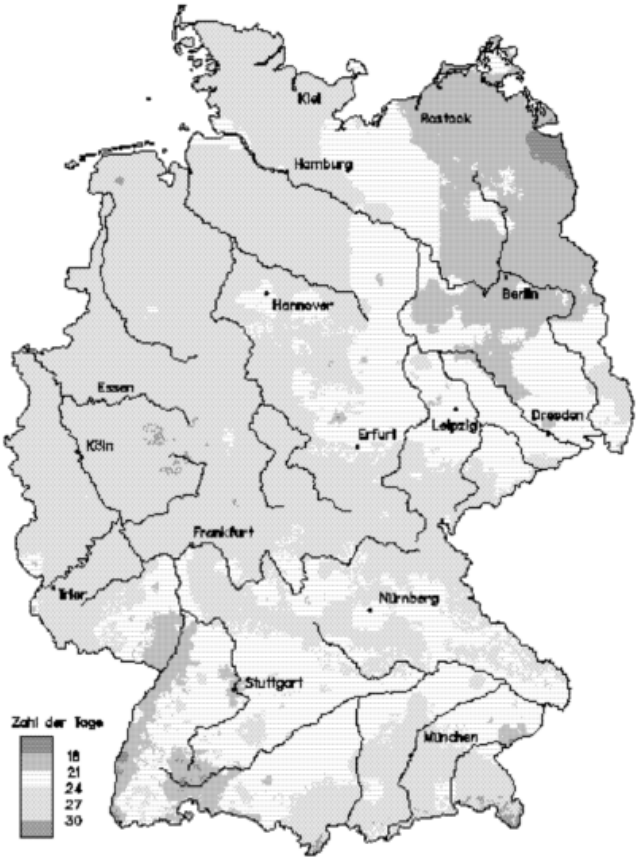


Abb. 8 Zahl der Tage mit Niederschlag größergleich 0.1 mm Oktober 1998

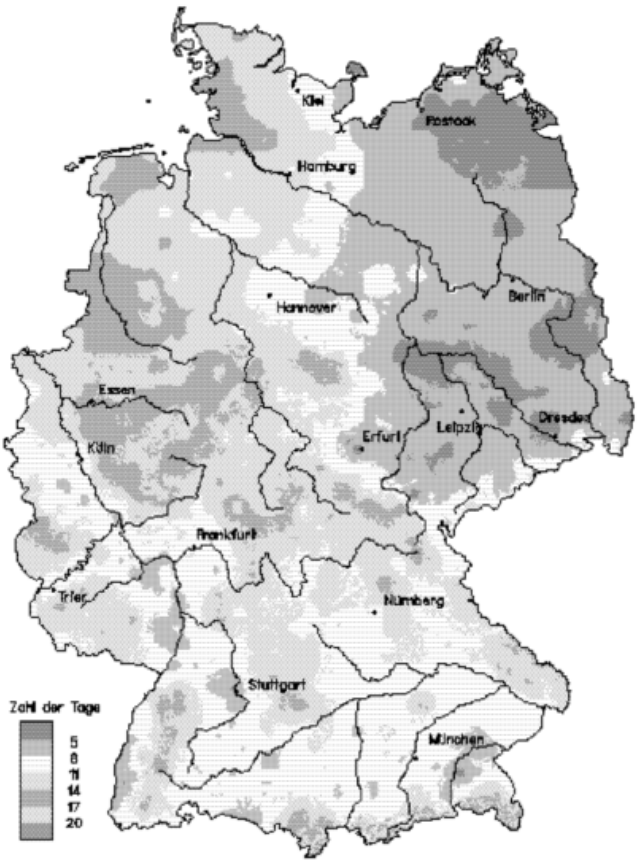


Abb. 9 Zahl der Tage mit Niederschlag größergleich 5.0 mm Oktober 1998

Niederschlagsanalysen des WZN

am Beispiel des El Niño-Ereignisses 1997/1998

T. Fuchs, B. Rudolf , U. Schneider

Die Arbeit des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie (WZN), welches der DWD als Beitrag zur internationalen Klimaforschung betreibt, hat dazu beigetragen, daß die zeitlichen und räumlichen Strukturen des Klimas durch Beobachtungen auch global erfaßt werden können. Im WZN werden Niederschlagsdaten weltweit gesammelt und analysiert. Über Land werden gerasterte Gebietsniederschläge berechnet, indem die mit Niederschlagsmessern gewonnenen Daten interpoliert werden. Zunächst unabhängig davon werden von Projektpartnern in der NOAA und NASA Niederschlagsintensitäten aus Daten der meteorologischen Satellitensysteme ermittelt. Schließlich werden die Ergebnisse der beiden Beobachtungssysteme jeden Monat zu flächendeckenden, Land und Ozean umfassenden, Produkten des Global Precipitation Climatology Projects (GPCP) kombiniert.

Im Laufe des Jahres 1997 hatte sich ein El Niño-Ereignis aufgebaut, wie es in dieser Ausprägung bisher global noch nicht quantitativ beobachtet werden konnte. Das Wort „El Niño“ stammt aus dem Spanischen (El Niño: „Das Christkind“) und wurde von peruanischen Fischern bereits im letzten Jahrhundert geprägt. Während mit El Niño früher die alljährlich um die Weihnachtszeit auftretende Erwärmung vor der peruanischen Küste bezeichnet wurde, versteht man heute darunter die großräumige Erwärmung der ozeanischen Deckschicht im tropischen Pazifik. Diese großräumigen Änderungen in der Meeresoberflächentemperatur im tropischen Pazifik sind eng gekoppelt mit Änderungen im Bodendruckfeld. Die Luftdruckänderungen erfolgen im Bereich Indonesiens gegenläufig zu Schwankungen im Südostpazifik, weshalb man auch von der Southern Oszillation spricht. In Zusammenhang mit El Niño/Southern Oszillation (ENSO) kommt es zu großräumigen Änderungen der Ozeanströmung und Windzirkulation und als Reaktion darauf zu weltweiten Niederschlagsanomalien, welche in den Tropen/Subtropen am stärksten ausgeprägt sind. Detaillierte Erklärungen des ENSO-Phänomens sind in den am Ende dieses Beitrages erwähnten Literaturstellen zu finden.

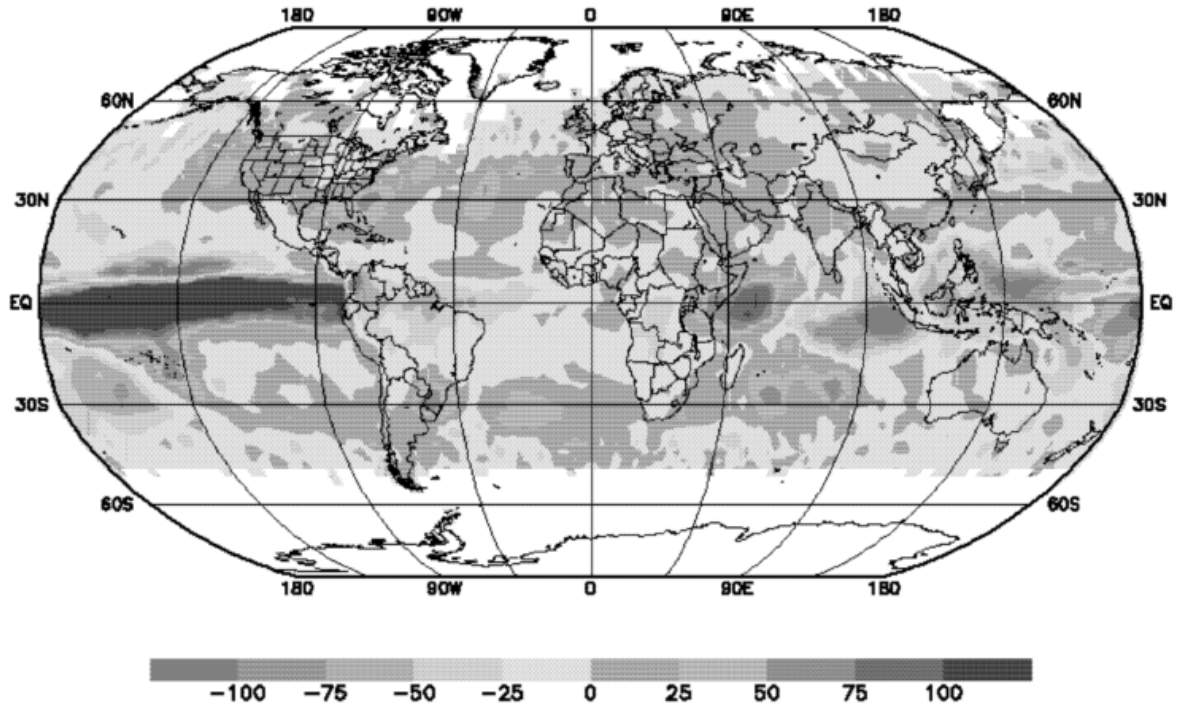


Abb. 1: Abweichung der mittleren Niederschlagshöhe in mm/Monat vom 10-jährigen Mittel 1988 bis 1997 für April 1997 bis März 1998, basierend auf monatlichen Analysen des Global Precipitation Climatology Project (GPCP). Dunkelblau eingefärbte Gebiete markieren starke positive Anomalien (zu feucht), rot eingefärbte Gebiete zeigen starke negative Niederschlagsanomalien (zu trocken).

Da die zur Niederschlagsbestimmung am besten geeigneten Satellitendaten (SSMI) erst seit 1988 verfügbar sind, kann die globale Verteilung, wie in Abb. 1 gezeigt, nur auf einen 10-jährigen Zeitraum bezogen werden. Analysen über Land, die nur auf herkömmlichen Messdaten beruhen, können jedoch auch mit 30-jährigen Bezugswerten, wie in Abb. 2, verglichen werden (s. auch die regionalen Darstellungen in den Abbildungen 4 bis 8). Das WZN, dessen Analysen mit dem Datenjahr 1986 begonnen haben, plant, seine Auswertungen rückwärtig auszudehnen, so daß auch frühere El Niño-Ereignisse, z.B. 1982/83, in die Zeitreihenanalysen einbezogen werden können.

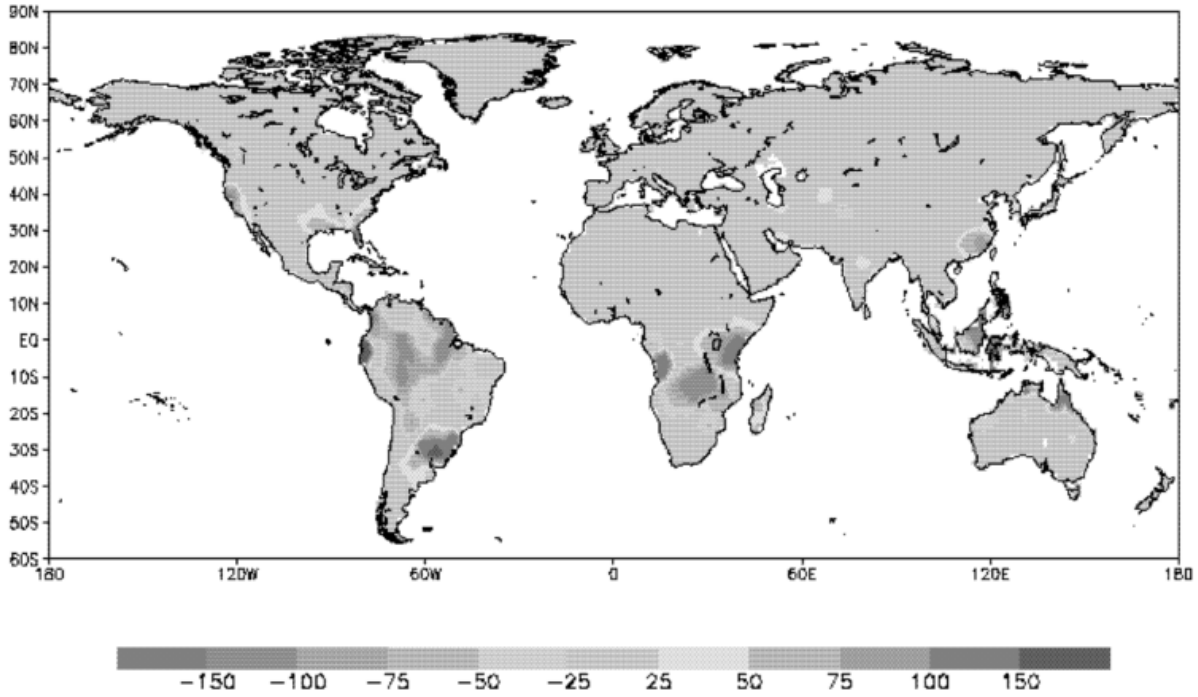


Abb. 2 Analysierte Niederschlagsanomalien von den Bezugswerten 1961-1990 in mm im Winter 1997/98 (Quelle: DWD/WZN, Deutschland)

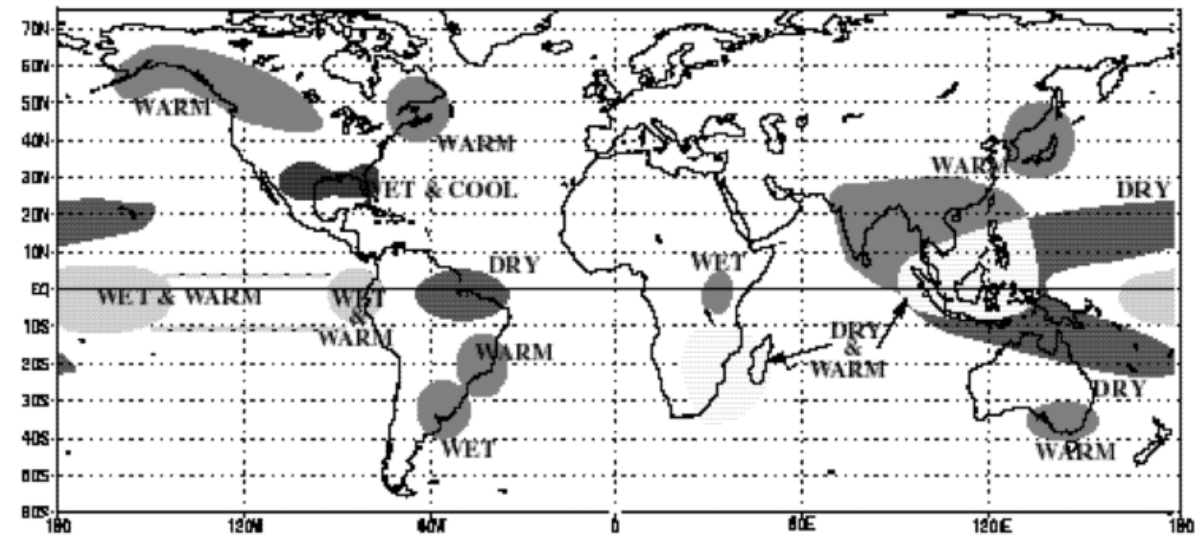


Abb. 3: Erwartete Niederschlagsanomalien im Winter (DJF) während El Niño-Ereignissen (Quelle: NCEP/CPC, USA)

Vergleicht man die analysierten globalen Niederschlagsabweichungen von den Bezugswerten 1961-1990 im Winter 1997/1998 (Abb. 2) mit Niederschlagsanomalien, die typischerweise im Winter während El Niño-Ereignissen erwartet werden können, so ist auffällig, daß alle in Abb. 3 hervorgehobenen Niederschlagsanomaliegebiete („WET“ bzw. „DRY“) in der WZN-Analyse in Abb. 2 wiedergefunden werden können. Das deutet darauf hin, daß im Winter 1997/1998 viele globale Niederschlagsabweichungen vom „Normalzustand“ eng mit dem warmen ENSO-Ereignis von 1997/1998 zusammenhingen. Hierzu zählen speziell die anomal niedrigen Niederschläge in Indonesien (Abb. 4 und 5) und Nordost-Brasilien (Abb. 6) und die anomal hohen Niederschlagsmengen in Nordost-Argentinien (Abb. 7) und im äquatorialen Ostafrika (Abb. 8)

Der zeitliche und räumliche Verlauf extremer regionaler Niederschlagsanomalien während des El Niño-Ereignisses 1997/1998 wird in Zeitreihendarstellungen noch deutlicher. In Abbildung 4 ist der zeitliche Verlauf des Längenmittels der monatlichen Niederschlagsanomalien in Südost-Asien in einem sogenannten Hovmöller-Diagramm dargestellt. Zu trockene Gebiete sind mit Gelb- und Rottönen markiert, zu feuchte Gebiete mit Blautönen. Anschaulich läßt sich die mehr als ein Jahr andauernde Trockenphase in fast ganz Südost-Asien erkennen.

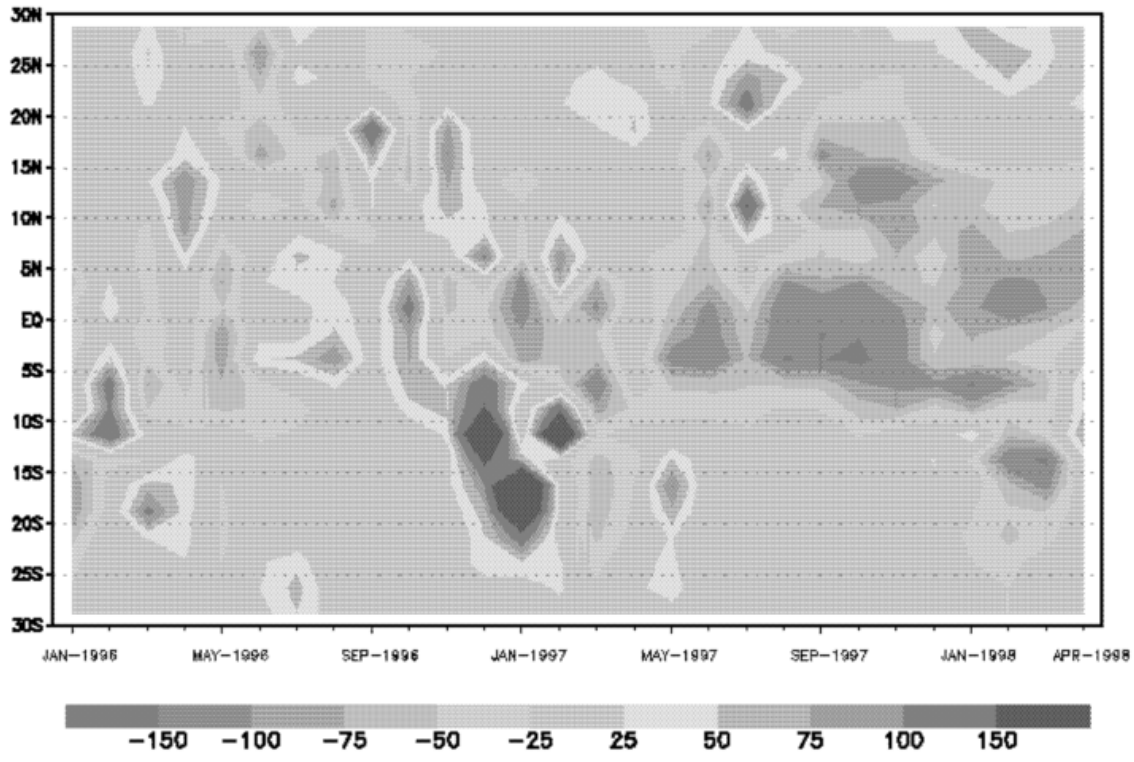


Abb. 4 Monatliche Niederschlagsabweichungen von den Bezugswerten 1961-1990 in mm während des Zeitraumes Januar 1996 bis April 1998, längengemittelt über 95°E bis 130°E für alle 2.5°-Raster im Bereich 30°N bis 30°S. Die in Abb. 5 untersuchte Region Indonesien liegt etwa zwischen 7.5°N und 10°S.

In den Abbildungen 5 - 8 sind für die oben angesprochenen Regionen jeweils die Zeitreihen des Gebietsmittels von monatlichem Niederschlag und Bezugswert 1961-1990 im Zeitraum Januar 1996 bis April 1998 dargestellt. Deutlich erkennbar sind in den zu trockenen Regionen (Abb. 5 und 6) die lange Andauer wenig unterdurchschnittlicher Niederschläge während mehr als einem Jahr und in den zu feuchten Regionen (Abb. 7 und 8) die z.T. mehr als 200 % der Bezugswerte überschreitenden Niederschläge während etwa eines halben Jahres.

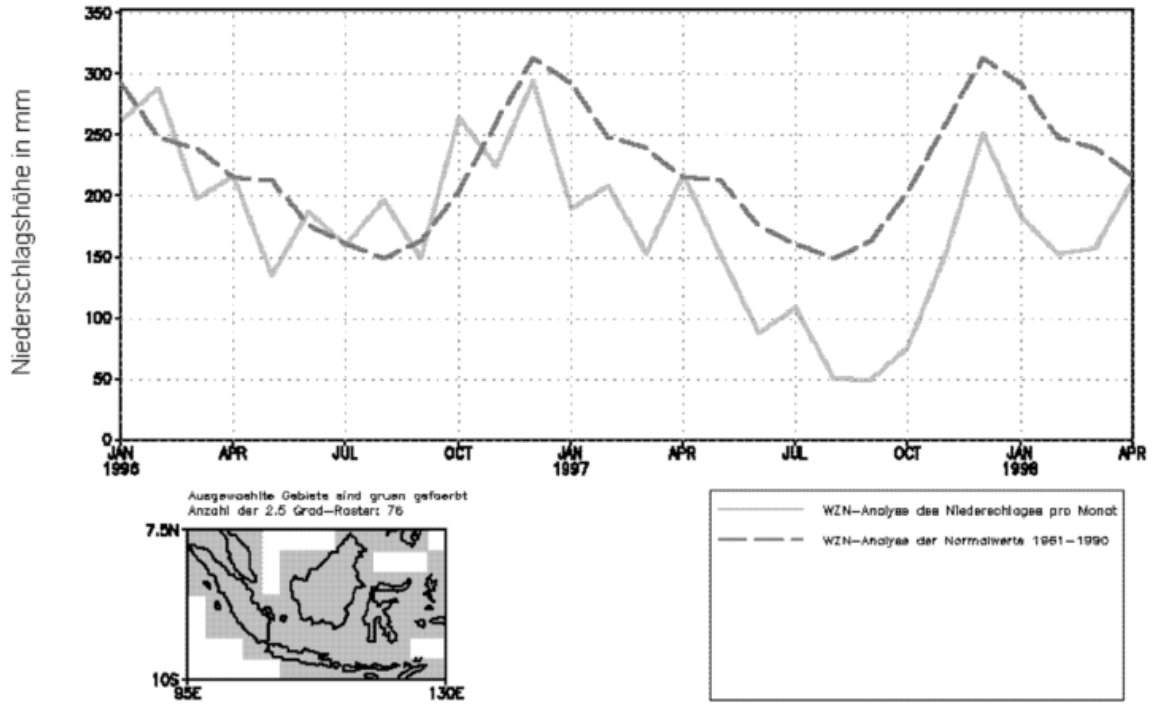


Abb. 5 Gebietsmittel des vom WZN analysierten monatlichen Niederschlages (grüne Kurve) und der WZN-Analyse der dazugehörigen Bezugswerte 1961-1990 (rote Kurve) in mm im Raum Indonesien (7.5°N bis 10°S, 95°E bis 130°E) während des Zeitraumes Januar 1996 bis April 1998.

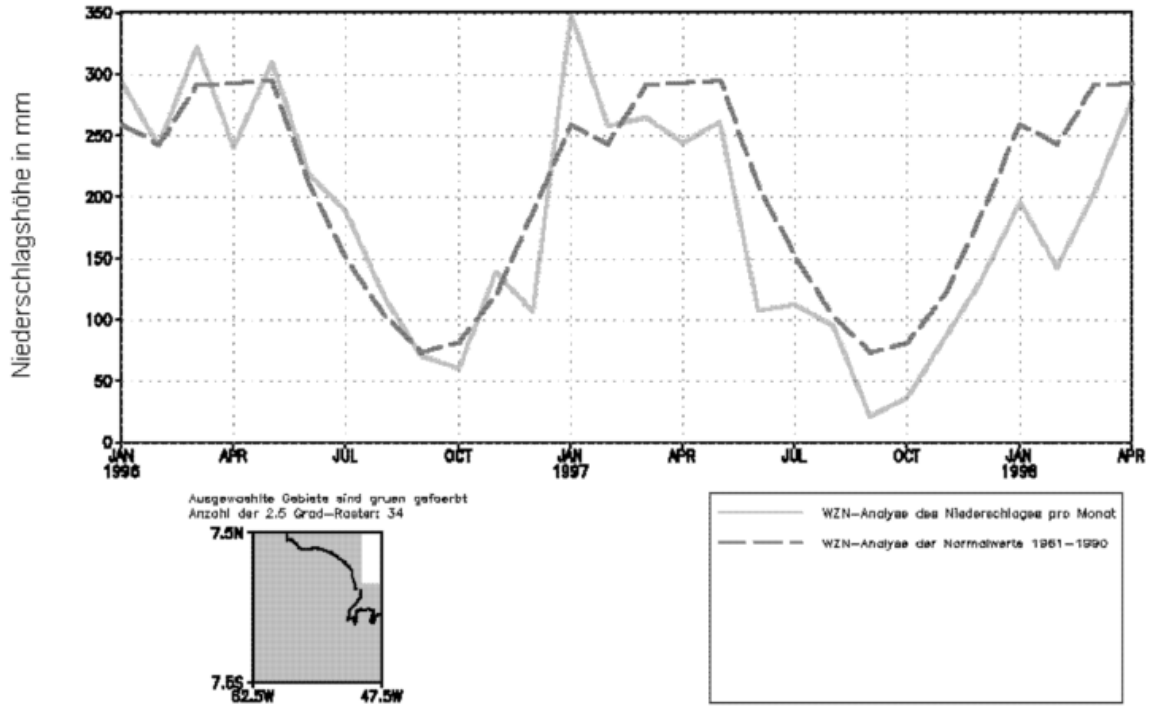


Abb. 6 wie Abb. 5, aber Region Nordost-Brasilien (7.5°N bis 7.5°S, 42.5°W bis 62.5°W)

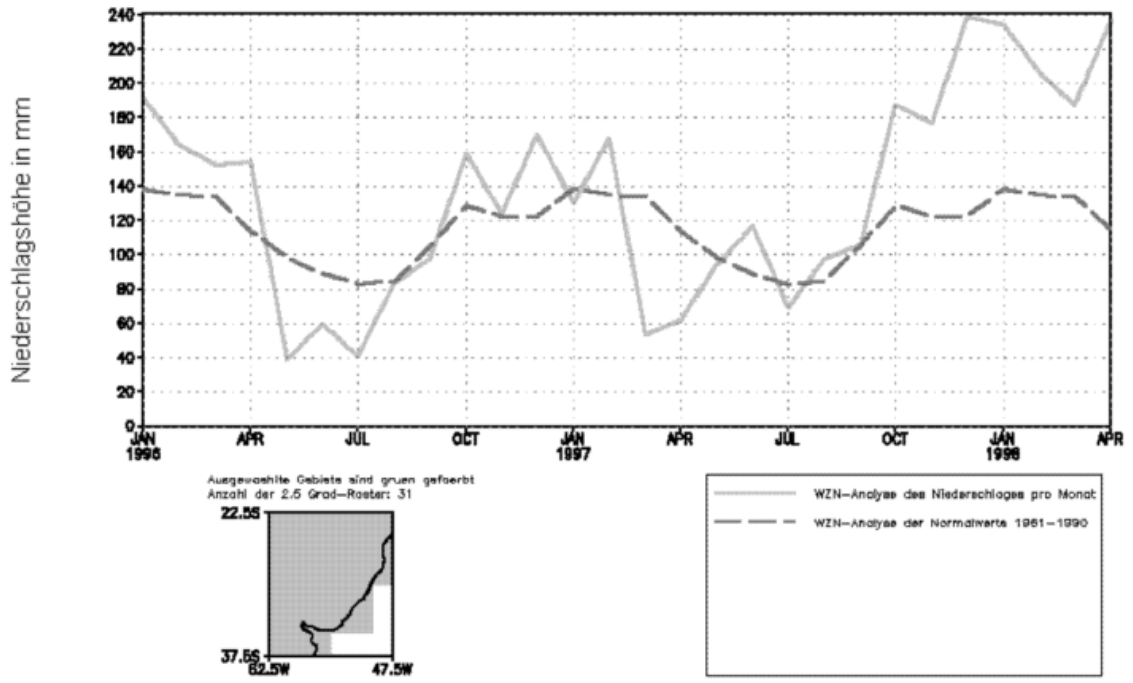


Abb. 7 wie Abb. 5, aber Region Nordost-Argentinien (22.5°N bis 37.5°S, 47.5°W bis 62.5°W)

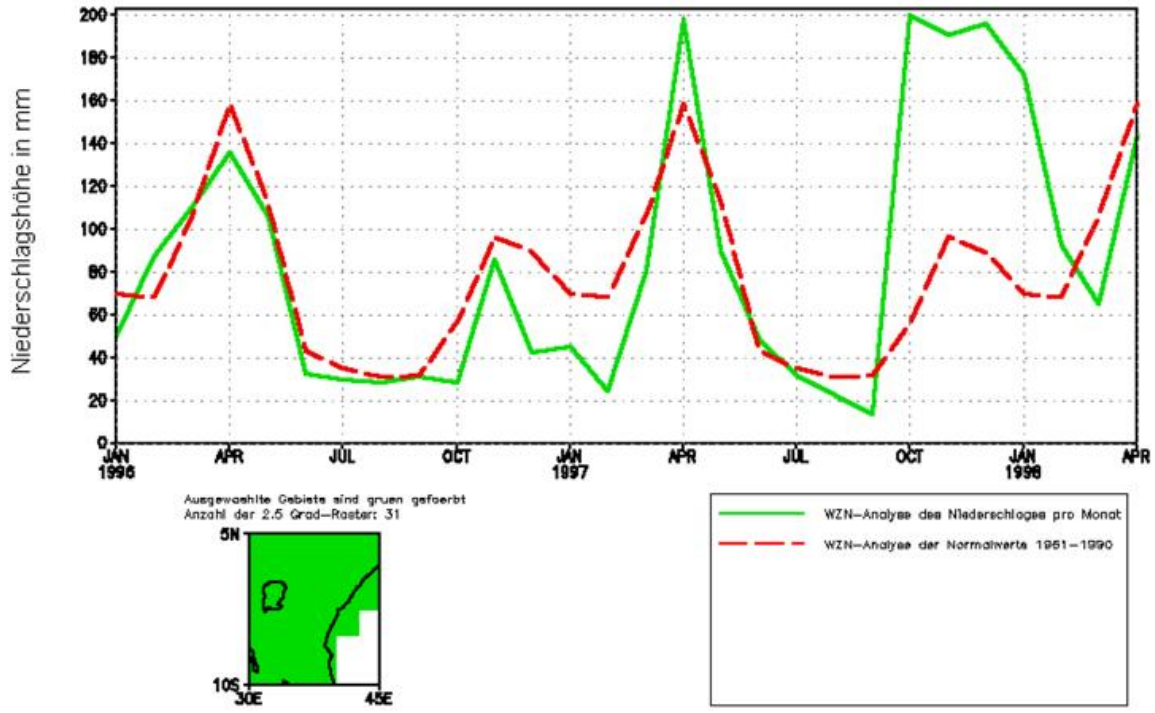


Abb. 8 wie Abb. 5, aber Region äquatoriales Ostafrika (5°N bis 10°S, 30°E bis 40°E)

Literatur:

Arntz, W.E. (1991): El Niño - Klimaexperiment der Natur: physikalische und biologische Folgen. Birkhäuser Verlag, Basel, 264 pp.
Eckert, C. (1998): El Niño. Heyne Sachbuch, München, 87 pp.
Glantz, M.H. (1996): Currents of change. El Niño's impact on climate and society. University Press, Cambridge, 194 pp.
Latif, M. (1998): El Niño /Southern Oscillation. Internet - Beitrag des DKRZ in Hamburg unter
http://www.dkrz.de/klima/elnino/enso.html
Philander, S.G. (1990): El Niño, La Niña and the Southern Oscillation. Academic Press, San Diego, 93 pp.

Numerical Production of Climatic Maps for Parameters with Significant Correlation to Topography

G. Müller-Westermeier

Introduction

Climatological maps containing the spatial distribution for some statistics of a climatological parameter in the form of isolines or colour gradiation are needed in various fields of application.

In most cases these maps used to be produced by hand. Data for the individual stations have been plotted into a map, and then isolines have been drawn manually with reference to topography using climatological experience. This procedure is very time consuming and the subjective drawing makes it difficult to compare different maps. The results of simple numerical interpolation are often not satisfying, as the networks are not dense enough to show the climatological effects of topography.Therefore a simple procedure to draw climatological maps numerically and objectively has been developed.

Basic Principle

Regression functions are computed for the correlation between the climatological parameter and topography, so that the climatological parameter can be described as a function of topographic parameters:

$$t_{i,j} = f_{i,j}(h_{i,j},n_{i,j},w_{i,j})$$

$t_{i,j}$: climatological parameter at gridpoint (i,j)
$h_{i,j}$: elevation at gridpoint (i,j)
$n_{i,j}$: slope at gridpoint (i,j)
$w_{i,j}$: land use, ground cover at gridpoint (i,j)

Principally the regression coefficients may be different for every gridpoint. In practice regression coefficients can only be computed for areas. They are assigned to gridpoints near the centre of the area and are interpolated, so that grid fields for each coefficient of the regression equations result.

With these regression coefficients the climatological parameters are reduced to some reference level. The reduced parameters are interpolated. With the help of the fields of regression parameters and some topographic grid field the grid field of the reduced parameter is finally converted into values corresponding to the real topography.

Realization of the procedure

The procedure has been used to produce climatic maps of Germany with a resolution of 1 km using a linear regression between the climatological parameter and elevation:

$$t_{i,j} = t_{0_{i,j}} + b_{i,j} * h_{i,j}$$

t_0: climatological parameter at reference level
b: regression coefficient

Correlation between the climatological parameter and slope as well as land use are neglected as the spatial resolution is rather coarse.

The climatological parameters of the individual stations are reduced to mean sea level:

$$t_{0_{i,j}} = t_{i,j} - b_{i,j} * h_{i,j}$$

The reduced values are allocated to the nearest gridpoint. If more than one station is allocated to the same gridpoint, the mean value is computed. Data for gridpoints without allocation of any observing station are produced by spatial interpolation. Gridpoints with allocation remain unchanged.

For the interpolation the following formula is used:

$$t_{i,j} = \frac{\sum_{I=j-D}^{j+D} \sum_{k=i-D}^{i+D} \frac{t_{k,l}}{d_{k,l}^2}}{\sum_{I=j-D}^{j+D} \sum_{k=i-D}^{i+D} \frac{1}{d_{k,l}^2}}$$

D: maximum distance from gridpoint (i,j) for data to be used for the interpolation
$d_{k,l}$: distance of gridpoint (k,l) from gridpoint (i,j)

$$d_{k,l} = \sqrt{(i-k)^2 + (j-l)^2}$$

The maximum distance D may be adapted to the density of the observing network. E. g. for precipitation the distance may be rather small (20 km), which saves computing

time, while for temperature and other parameters the coarser climatological network demands a maximum interpolation distance of at least 50 km.

Data basis

The climatological data basis are monthly data of ca. 470 German climatological stations and ca. 4100 precipitation stations. So there is an average network density of 1 climatological station for 750 km^2 and 1 precipitation station for 85 km^2. However, the network density is not homogeneous, as the network has grown historically and differences in topography have been taken into account, so that the density of the networks is fairly low in the plains of northern Germany, while network density is rather high in some mountaineous regions.

As topographic data base the Deutscher Wetterdienst has produced a 1 km grid of elevation in a Gauss-Krueger-net for Germany derived from data at gridpoints in topographic maps of scale 1:25000 with a vertical resolution of 5 m.

Results

As temperature is the climatological parameter with the strongest correlation to elevation, maps of monthly mean temperature have been produced first. Regression coefficients have been computed for 10 regions in Germany for the different calender months for the reference period 1951 - 1980. In some cases, when unreliable regression coefficients appeared because of insufficient correlation (mainly plains of northern Germany), the coefficients have been interpolated from neighbouring regions.

These regression coefficients have been used to produce maps for the period 1951 - 1980 as well as for other periods and individual months. Maps for the four seasons and the whole year have been produced by computing mean values for every grid point.

These maps show all characteristic features of the hand drawn map for the same period. Partly they show more details of topographic influence than any hand drawn map can achieve. In some cases even local urban heat islands can be shown. Of course not all local peculiarities can be represented, because there are not enough stations to express such small scale effects.

Similar maps for precipitation have also been produced. Generally the correlation coefficients between precipitation and elevation are not very strong, as there is no direct physical connection. Only the forced lifting of air driven over a chain of mountains and intensified convection over the differently heated slopes of the valleys produce some increase of precipitation over the mountains. However the network is so dense that already simple numerical interpolation can produce a map quite equal to a similar hand drawn map and the regression between precipitation and elevation only adds some local details.

The reliability of the maps has been tested by reducing the network of observing stations used for the production of the maps by 10 % and comparison of the grid points for those 10 % of stations which had not been used. These tests showed a mean error of 0.4 K for the temperature map and a mean error of 8 % for precipitation, so that the numerically produced maps can be called at least equal in quality to their manually drawn counterparts.

Outlook

Using the described procedure, grid maps for mean temperature and precipitation in Germany of individual months since 1901 are being produced, so that time series of areal mean temperature for the country or regions delimited by some other grid field (e. g. elevation, river catchment area) may be computed.

Acknowledgement

The contribution of this research work was supported by the BMBF (Federal Ministry of Education and Research) and is the result of a research project conducted with the Hungarian Meteorological Service.

References

Gerth, W.-P.: Regional Climatic Maps for Land Use Planning Walter Kirchhofer et al.Applied Climatology, 25. Geogr. Congress, Sympos. Nr. 18, Zürich, 1984

Kalb, M.: Klimakarten des Deutschen Wetterdienstes für den Bereich der Bundesrepublik Deutschland Natur u. Landsch. 54, 1979

Kalb, M.; Vent-Schmidt, V.; Gerth, W.-P.: Klimatische Wechselwirkungen in der Raumplanung bei Nutzungsänderungen

1. Arbeitsbericht, Offenbach, 1984 2. Arbeitsbericht, Offenbach, 1985

Müller-Westermeier, G.: Numerisches Verfahren zur Erstellung klimatologischer Karten Berichte des Deutschen Weterdienstes Nr. 193, Offenbach, 1995

Müller-Westermeier, G.: Numerical Production of Climatic Maps for Parameters with Significant Correlation to Topography 2nd. European Conference on Applied Climatology Wien, 1998

Das Bioklima in der Bundesrepublik Deutschland

G. Jendritzky

Gesundheit, Wohlbefinden und Leistungsfähigkeit des Menschen werden auch von den meteorologischen Umweltbedingungen beeinflußt. Da der menschliche Wärmehaushalt davon am stärksten betroffen ist, soll die Bioklimakarte anhand der hierfür wichtigsten klimatischen Bedingungen Aussagen über die Gunst oder die Ungunst des Bioklimas von Ortschaften und Landschaften liefern. Die Anpassung erfolgt wesentlich über das Thermoregulationssystem, welches die Wärmeabgabe über Veränderungen der Durchblutung der Körperschale mit verstärktem Schwitzen bei Wärme bzw. einer Erhöhung des Energieumsatzes z. B. durch Zittern bei Kälte steuert. Die Wärmeregulation belastet also Stoffwechsel, Herz-Kreislauf-System und Atmung. Durch Kältereize läßt sich die Regulationsfähigkeit des Organismus trainieren (Klimatherapie). Die physiologische Anpassung wird durch Verhaltensweisen unterstützt. So können Kältereize durch geeignete Bekleidung oder Aufsuchen von geschützten Bereichen (Liegehalle, Strandkorb, Wald u.ä.) im allgemeinen vermindert werden, während bei Wärmebelastungen die Anpassungsmöglichkeiten begrenzt sind.

Die meteorologischen Bedingungen der Wärmeabgabe ergeben sich aus der gleichzeitigen Wirkung von Lufttemperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit sowie kurz- und langwelliger Strahlung (direkte und diffuse Sonnenstrahlung, kurzwellige Reflexstrahlung, Wärmestrahlung von Atmosphäre und Oberflächen der Umgebung). Der Mensch paßt sich über die Variation seiner Bekleidung im Jahresgang weitgehend an die thermischen Umgebungsbedingungen an. Im gemäßigten Klima Mitteleuropas herrschen während einer großen Anzahl von Tagen im Jahr für die Bewohner thermisch indifferente Bedingungen, so daß bei angepaßtem Verhalten optimale Behaglichkeit erreicht werden kann. Zur Charakterisierung von Räumen nach der Stärke der biometeorologischen Anforderungen an die Thermoregulation des Organismus wird die Häufigkeit des Auftretens von „Wärmebelastung“ im Sommerhalbjahr und von „Kältereizen“ im Winterhalbjahr trotz jeweils angepaßter Bekleidung benutzt. Große Häufigkeiten bedeuten, daß diese Bioklimate auch im Durchschnitt „wärmer“ bzw. „kälter“ sind. In der Übergangsjahreszeit (Frühjahr, Herbst) sind Kältereize gegenüber der Darstellung dieser Karte deutlich vermindert. Die Unterschiede im Bioklima zwischen benachbarten Klassen sollen nicht überbewertet werden.

Wärmebelastung : hauptsächlich bei sommerlichen, strahlungsreichen Hochdruckwetterlagen mit hoher Temperatur, hoher Feuchte und geringer Luftbewegung.

Kältereize: bei niedriger Temperatur, erhöhter Windgeschwindigkeit und starker Bewölkung.

Kleinräumige Modifikation des Bioklimas durch Geländeform und Landnutzung:

- Niederungen und Tallagen: geringe Durchlüftung, Inversionsbildung, im Winter häufig Nebel. Bei vorhandenen Schadstoffquellen (Industrie, Gewerbe, Hausbrand, Verkehr) lufthygienische Belastung (Smog)

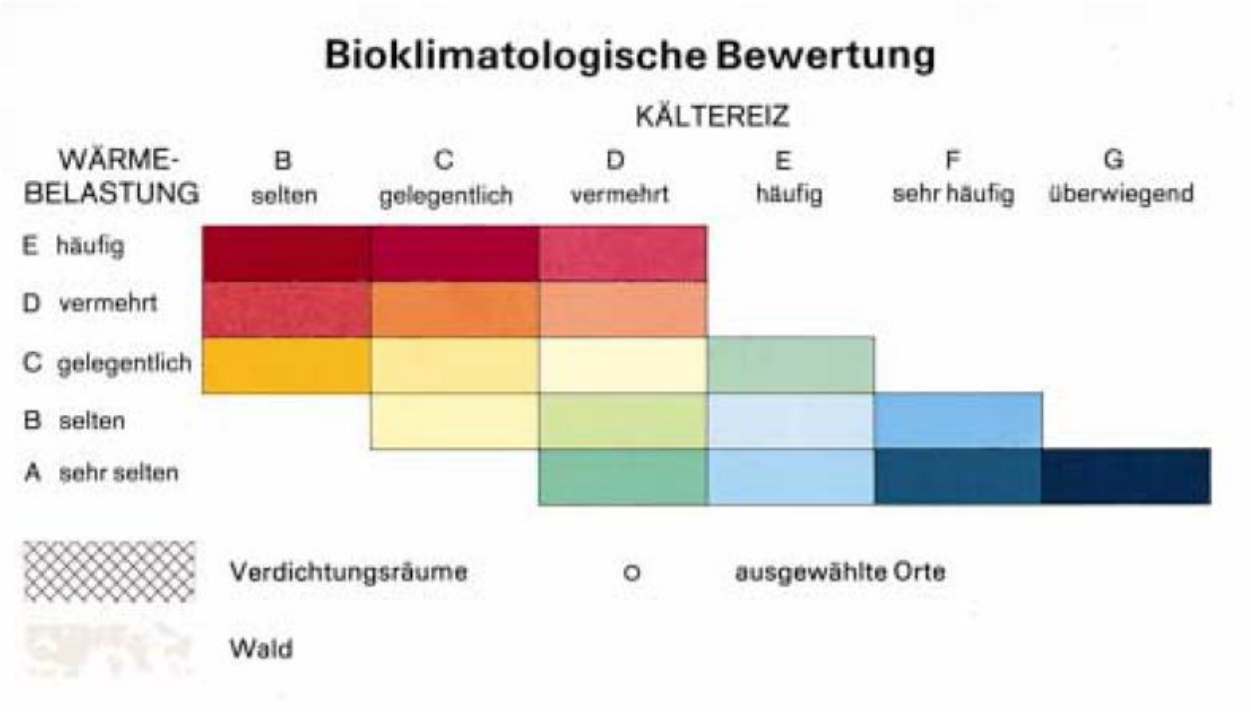
- Kuppen: windexponiert und strahlungsreich
- Küstenbereich: reizstärkere Bedingungen im Strandbereich, abgeschwächt hinter den Dünen
- Sonnen- und Schattenlagen: thermische Gegensätze von Wald- und Freiflächen oder innerhalb von Straßenschluchten
- Waldklima: ausgeglichene Bedingungen im Tages- und Jahresgang auf relativ kühlem Niveau
- Stadtklima: im Winterhalbjahr durch höhere Lufttemperaturen und geringere Windgeschwindigkeiten im Vergleich zum Umland weniger Kältereize; im Sommer im Einfluß von direkter Sonneneinstrahlung häufiger intensive Wärmbelastung.

Die Klimaverträglichkeit der Menschen ist unterschiedlich ausgeprägt und hängt ab von Alter, Geschlecht, Konstitution, Reaktionstyp, Gesundheitszustand und Akklimatisationsgrad; auch Stimmungen und Erwartungen können eine Rolle spielen. Die Bioklimakarte erlaubt deshalb, entsprechend den persönlichen Wünschen und Vorstellungen für Zwecke der Erholung, der Rekonvaleszenz oder des Dauerwohnsitzes unter Berücksichtigung des Jahresablaufes das „geeignete“ (oder auch das am wenigsten ungeeignete) Bioklima aufzusuchen. Bei einem Klimawechsel ist zu beachten, daß der Klimareiz auch im Kontrast zum gewohnten Bioklima des Heimatortes liegt.

Auf eine räumliche Darstellung der lufthygienischen Problemgebiete wurde verzichtet, weil angenommen werden kann, daß bis zum Ende der neunziger Jahre die hohen Belastungen mit SO_2 und Schwebstaub in den südlichen Ballungsgebieten der neuen Bundesländer (Halle/Leipzig/Bitterfeld, Weimar, Erfurt), im westlichen Sachsen, im Thüringer Becken und im Erzgebirge drastisch abgenommen haben. Allerdings wird der zunehmende Verkehr zu einem Anstieg der Stickstoffoxide führen. In den verkehrsreichen Verdichtungsräumen werden dann wie bereits im westlichen Bundesgebiet, die Kurzzeitwerte für NO_2 häufiger überschritten. Die mittleren Ozonkonzentrationen liegen in den ländlichen Gebieten generell höher als in den Städten und nehmen mit der Höhe zu. Das Auftreten von Spitzenbelastungen hängt stärker von meteorologischen Verhältnissen (Temperatur, Sonnenstrahlung) als von den Vorläuferstoffen (Stickoxid, Kohlenwasserstoff) ab und ist i.a. konzentriert auf die Übergangsbereiche zwischen stark verkehrsbelasteter Innenstadt und dem schwach belasteten Umland.

Literatur

Jendritzky, G. (1995): Das Bioklima in Deutschland. Bioklimakarte mit Informationsbroschüre. Flöttmann Verlag, Gütersloh, 2. überarb. Auflage


Bioklimatologische Bewertung
KÄLTEREIZ
WÄRME-BELASTUNG
B selten
C gelegentlich
D vermehrt
E häufig
F sehr häufig
G überwiegend
E häufig
D vermehrt
C gelegentlich
B selten
A sehr selten
Verdichtungsräume
o ausgewählte Orte
Wald

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

CPC	NCEP Climate Prediction Center
DU	Dobson Unit
DKRZ	Deutsches Klimarechenzentrum
ECHAM	European Climate Model - Hamburg version (global circulation model)
ENSO	El Niño /Southern Oscillation
ETH	Eidgen.-Techn. Hochschule, Zürich
EZMW	Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage
FCKW	Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoff
FSME	Frühsommer-Meningoenzephalitis
GCOS	Global Climate Observing System
GEWEX	WCRP Global Energy and Water Cycle Experiment
GISS	Goddard Institute of Space Studies
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GRDC	Global Runoff Data Centre
GTS	Global Telecommunication System
GUAN	GCOS Upper-air Network
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
NAO	North Atlantic Oscillation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	National Center for Environmental Prediction, Washington
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
SAGE	Stratospheric Aerosol and Gas Experiments
SOI	Southern Oscillation Index
SSMI	Special Sensor Microwave Imager
UNEP	United Nations Environmental Programme
VDI	Verein Deutscher Ingenieure
WCRP	WMO World Climate Research Programme
WHO	World Health Organization
WMO	World Meteorological Organization, Geneva
WZN	Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie

Anschriften der Autoren

NAME	ANSCHRIFT	EMAIL
Dr. Bissolli, Peter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	pbissolli@dwd.d400.de
Claude, Hans-Jürgen	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	claude@mohp.dwd.d400.de
Czeplak, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Frahmredder 95 22393 Hamburg	gczeplak@dwd.d400.de
Dr. Dittmann, Ernst	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	edittmann@dwd.d400.de
Fuchs, Tobias	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	tfuchs@dwd.d400.de
Janssen, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	wjanssen@dwd.d400.de
Dr. Jendritzky, Gerd	Deutscher Wetterdienst Stefan-Meier-Str.4 79104 Freiburg	gjendritzky@dwd.d400.de
Lefebvre, Christiana	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 78 20359 Hamburg	clefebvre@dwd.d400.de
Müller-Westermeier, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	gmueller-westermeier@dwd.d400.de
Nitsche, Helga	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	hnitsche@dwd.d400.de
Rapp, Jörg	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	jrapp@dwd.d400.de
Dr. Rudolf, Bruno	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	brudolf@dwd.d400.de
Dr. Steinbrecht, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	wsteinbrecht@mohp.dwd.d400.de
Schneider, Udo	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	uschneider@dwd.d400.de
Prof. Dr. Schönwiese, Christian-D.	J.W. Goethe-Universität Postfach 11 19 32 60054 Frankfurt/M.	schoenwiese@meteor.uni-frankfurt.de

NAME	ANSCHRIFT	EMAIL
Trampf, Walter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	wtrampf@dwd.d400.de
Walter, Andreas	J.W. Goethe-Universität Postfach 11 19 32 60054 Frankfurt/M.	a.walter@meteor.uni-frankfurt.de
Werscheck, Martin	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	mwerscheck@dwd.d400.de

Impressum

Deutscher Wetterdienst
Referat „Grundlagen der Klimaüberwachung“
Frankfurter Str. 135
Postfach 10 04 65
63004 Offenbach

Stand: **April 1999**

Redaktion:

Martin Werscheck
e-mail: martin.werscheck@dwd.d400.de

Patricia Willing
e-mail: patricia.willing@dwd.d400.de

INDEX

A

Aerosolgehalt ... 53
Agenda 21 ... 7
anthropogenen Signalen ... 26

B

Backpropagation ... 24, 25

E

ENSO ... 23, 61
Evaporation ... 30
Evapotranspiration ... 30

F

FCKW ... 54

G

GCOS ... 91
Gebietsniederschläge ... 65
Gesundheitsrisiken ... 7
Globalstrahlung ... 33
Grasreferenzverdunstung ... 30
  mittlere ... 32

H

Halogenide
  reaktive ... 54
Halonen ... 54
Hauttumorrate ... 16
Hitzewelle ... 8, 9
Hochsommer ... 44

I

Immunsuppression ... 16
Infektionskrankheiten ... 12

J

Jahrhunderthochwasser ... 68

K

Kältereize ... 86
Katarakte ... 16
Katastrophen
  klimabezogen ... 15
  klimabezogene ... 15
  natürliche ... 14
Klima
  -diagnose ... 3, 94
  -überwachung ... 3, 94
Klimafaktoren ... 24
Klima-Michel-Modell ... 10
Klimanormalperiode ... 18
Klima-Signalanalyse
  multiple ... 23
Klimawirkung ... 21
Kohlendioxid-Konzentration ... 24

L

Lufttemperatur
  abweichung der mittleren ... 52
  jährliche mittlere ... 33
  Trends der ... 19

M

Malaria ... 12
maps
  climatological ... 82
Meeresspiegelanstieg ... 8, 15
Mesosphäre ... 55
Mitteltemperatur ... 33
Mortalität
  kälteinduzierte ... 9

N

NAO ... 23, 26
network density ... 84
Neuronale Netze ... 23
Niederschlagshöhe
  mittlere ... 35
  Trend ... 20
Niederschlagshöhen
  monatlich mittlere Abweichung ... 61
Nordatlantikoszillation ... 25

O

Ostwindzirkulation
  sommerliche ... 47, 48, 51
Oszillation
  quasi-zweijährig ... 53
Ozonabbau ... 53
Ozonabnahme ... 55
  stratosphärisch ... 16
Ozonschicht ... 53

P

Pinatubo ... 53

R

Repräsentanz
  räumlich ... 18
  zeitlich ... 18

S

Schwefeldioxid-Emission ... 24
Signalanalyse
  statistisch klimatologisch ... 24
Signale
  anthropogene ... 26
Sonnenaktivität ... 24, 25, 26
Sonnenflecken-Relativzahlen ... 24
Sonnenscheindauer
  jährlich ... 33
Southern Oscillation Index ... 24
Starkniederschläge ... 57, 68
Strahlungsantriebe ... 27
Stratosphäre ... 47, 48, 49, 53, 55
Sulfataerosole ... 23, 26
Sulfatpartikel ... 25

T

Temperatur
gefühlte ... 10
minima ... 49
Temperaturanstieg
langfristig ... 26
Temperaturminima ... 49
Temperaturminimum
Stratosphäre ... 48
Transpiration ... 30
Treibhausgas ... 7
Treibhausgase ... 26
Trend
der Lufttemperatur ... 19
Niederschlagshöhe ... 20
Trendkarte ... 20
Tropopause ... 53
Tropopausenhöhe ... 53
Troposphäre ... 47, 48, 56

V

Verdunstung ... 30
Vollfrühling ... 44
Vollherbst ... 44
Vorfrühling ... 44
Vulkanausbrüche ... 26
Vulkanismus ... 23, 25, 26
Vulkantätigkeit ... 24

W

Wärmebelastung ... 86
Wasserhaushaltes ... 65
Wetterereignis
Extremes ... 40
Wetterereigniss
extrem ... 14
Wetterlagenklassifikation
objektiv ... 56
Windvektoren
mittlere monatliche ... 47

Z

Zeckenenzephalitis ... 12

Deutscher Wetterdienst

Klimastatusbericht

1999







Jahrhunderthochwasser und schwere Stürme im Jahre 1999

Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings

Klimaänderungssignale und - trends

Herausgeber und Verlag
Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach

Postfach 10 04 65
63004 Offenbach

Der Klimastatusbericht im Internet:
http://www.dwd.de/research/klis/ksb/ksb.htm

ISSN 1437 - 7691
ISBN 3-88148-359-4

Urheberrecht
Alle Rechte an den hier präsentierten Informationen liegen, soweit nicht anders vermerkt, beim DWD.
Die Nutzung der nachfolgenden Informationen bzw. Teilen davon sind nur unter Nennung des Quellenhinweises " Deutscher Wetterdienst " gestattet.
Eine kommerzielle Nutzung ohne ausdrückliche Genehmigung ist untersagt.

Zum Titelbild

Bregenz Innenstadt Bodenseehochwasser Mai/Juni1999. Zur Verfügung gestellt vom Wasserbauamt Bregenz
http://www.vorarlberg.at/Landesregierung/lwba/lwba.htm

Kloster Weltenburg am 24. Mai 1999. Zur Verfügung gestellt vom Bürgernetz Kehlheim
http://www.keh.net/hw/

Immenstaad-Hafen 22.Mai 1999. Zur Verfügung gestellt von Stefan Meichle
http://www.meichle.de

Vorwort

Liebe Leserin, lieber Leser

Das Jahr 1999 hat uns wieder einige extreme (Wetter-) Ereignisse beschert. Das Pfingsthochwasser im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee und die Orkane im Winter des Jahres sind sicherlich noch gut in Erinnerung. In mehreren Beiträgen werden diese Ereignisse analysiert und klimatologisch bewertet.

Im Zusammenhang mit dem Auftreten solcher Ereignisse wird häufig die Frage gestellt: Sind diese Ereignisse bereits die Folge der so oft zitierten, von Menschenhand verursachten, Klimaveränderung? Welche Klimavariabilität ist „normal" im Sinne von „natürlich", welcher Anteil ist anthropogen? Fragen, an deren Beantwortung gegenwärtig intensiv geforscht wird. Es sprechen viele Ergebnisse dieser Forschungen, der angestellten Plausibilitätsbetrachtungen und die tägliche Erfahrung dafür, dass der Mensch massiv in das Klimageschehen der Erde eingreift und zwar mit dem Ergebnis einer (globalen) Erwärmung. Für die Diskussion, welche (Gegen-) Maßnahmen nun getroffen werden müssen, darf das Kriterium nicht lauten: „Es muss erst der definitive Beweis der Schädlichkeit einer Maßnahme, eines Verhaltens erbracht werden, bevor Konsequenzen gezogen werden." Wenn erst der letzt Beweis erbracht werden muss, bevor gehandelt wird, dann besteht die Gefahr, dass das Klimasystem aufgrund seiner Trägheit nicht mehr schnell genug "auf Kurs" gebracht und eine fatale Entwicklung nicht mehr aufgehalten werden kann. Handlungsoptionen müssen daher weit vor Erbringung des „letzten Beweises" diskutiert und umgesetzt werden.

Der Deutsche Wetterdienst beteiligt sich aktiv an der Suche nach Antworten auf diese Fragen indem er unter anderem geeignete Klimaparameter überwacht, analysiert und bewertet. Einige dieser Ergebnisse können Sie in diesem Klimastatusbericht nachlesen werden, wobei auch in diesem Jahr wieder eine Reihe von Hintergrundartikeln den regelmäßig erscheinenden Teil Klimaüberwachung er-gänzen.

Ich wünsche Ihnen eine interessante Lektüre und würde mich sehr freuen, von Ihnen eine kurze Rückmeldung darüber zu erhalten, wie Ihnen der diesjährige Klimastatusbericht gefallen hat. Sie finden dazu auch einen kleinen Fragebogen im Heft.



(Leiter des Referates
Grundlagen der Klimaüberwachung)

Inhaltsverzeichnis

SEITE

7 Orkantief „Anatol" vom 3./4. Dezember 1999
Ch. Lefebvre

12 Orkantief Lothar vom 26.12.1999
G. Müller-Westermeier

17 Häufigkeit von Sturmböen in den letzten Jahren
U. Otte

26 Niederschlagsanalyse zum Pfingsthochwasser 1999 im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee
T. Fuchs, J. Rapp , B. Rudolf

35 Starkniederschlag in Deutschland - Messergebnisse, statistische Auswertungen, Schätzungen
G. Malitz

42 Kommen Westwetterlagen häufiger vor als früher ?
P. Bissolli

48 Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil III)
G. Müller-Westermeier

52 Thermopluviogramm
E. Dittmann

55 Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, G.Czeplak

64 Die Witterung in den deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

68 Die agrarmeteorologische Situation
F.-J. Löpmeier

75 Die phänologische Entwicklung
W. Trampf

SEITE

78 Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude

82 Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E.Dittmann

88 Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

95 Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

99 Veränderungen der phänologischen Jahreszeiten
A. Menzel

107 Eine erweiterte Definition des Begriffes ‚Trend' in der Klimadiagnose
J. Rapp

111 Wie erkennt man signifikante Klimaänderungssignale?
F.-W. Gerstengarbe, H. Österle , P. C. Werner

118 Naturkatastrophen und Klimaänderung - Befürchtungen und Handlungsoptionen der Versicherungswirtschaft
G. Berz

122 Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland
E. Dittmann

124 The GCOS Surface Network Monitoring Centre with special emphasis on Precipitation at the Deutscher Wetterdienst (DWD)
S. Rösner

128 Training Workshop of the Satellite Application Facility on Climate Monitoring
P. Hechler

SEITE

1 Titelbild

2 Zum Titelbild

3 Vorwort

4 Inhaltsverzeichnis

130 Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

132 Anschriften der Autoren

134 Impressum

135 Index

Orkantief „Anatol" vom 3./4. Dezember 1999

Ch. Lefebvre

Der Orkan entwickelte sich am 2. Dezember über dem Nordatlantik aus einer zunächst nur schwachen Welle, die sich unter Vertiefung rasch ostwärts verlagerte. In den Nachtstunden zum 3. Dezember war sie bereits zu einem Tief mit einem Kerndruck von 985 hPa gereift und lag nördlich von Irland. Durch einen Kurzwellentrog in der Höhe erfuhr das Tief günstige Entwicklungsbedingungen und vertiefte sich in nur etwa 12 Stunden um weitere 40 hPa auf 952 hPa zum Orkantief. Wie aus Abb. 1 zu ersehen ist, zog es dabei über die Nordsee, im Bereich des Limfjordes über Jütland (Dänemark), über Südschweden (in der Nacht zum 4. Dezember) und die Ostseeinsel Gotland, das Baltikum und weiter nach Rußland, wo es sich dann bald abschwächte.



Abb.1 Lage und Kerndruck des Orkantiefs 'Anatol' im Abstand von 3 Stunden ab 02.12.1999 22:00 MEZ (21 UTC) bis 04.12.1999 19:00 MEZ (18 UTC).

Das Orkantief ‚Anatol' war in Dänemark, wo besonders hohe Schäden und zahlreiche Menschenopfer zu beklagen waren, der stärkste Orkan in diesem ausklingenden Jahrhundert. In Deutschland zählte er zu einem der schwersten Orkane der letzten Jahrzehnte (vgl. Abb. 2). Dabei traten in Dänemark und im äußersten Norden Deutschlands Windböen auf, die neue Rekordmarken für die Windmeßreihen einzelner Stationen darstellten.

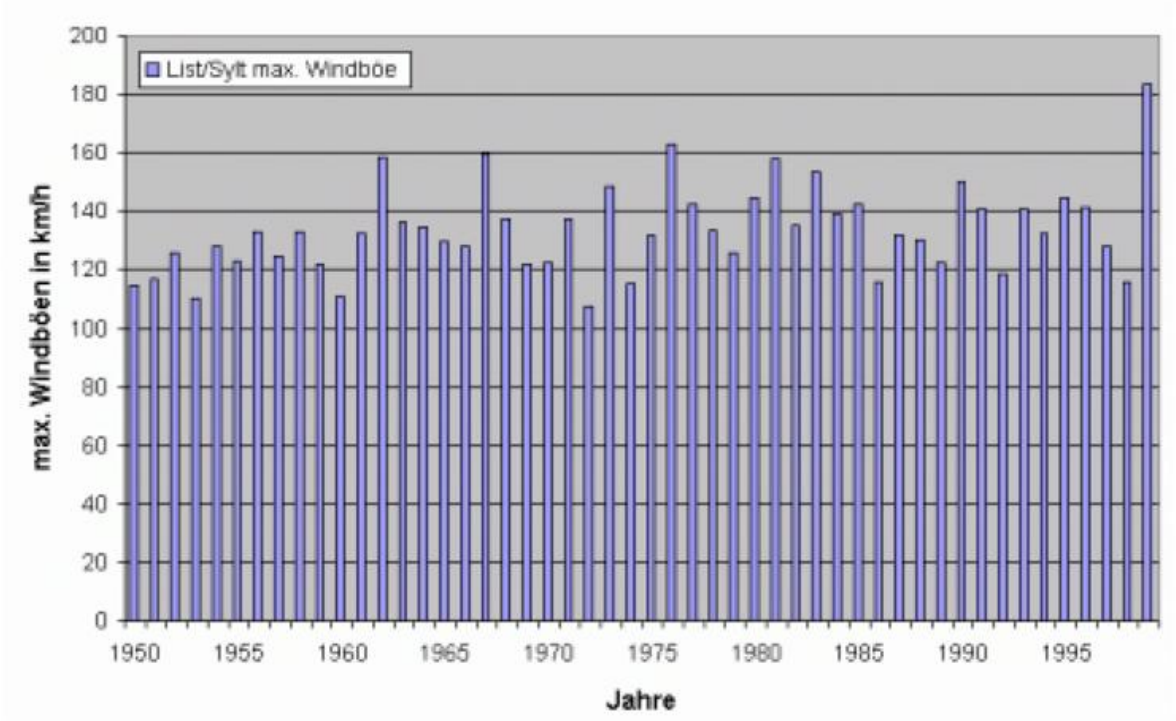


Abb.2 Beobachtete jährliche maximale Windböen an der Station 'List' auf Sylt seit Beginn der Aufzeichnungen 1950 bis 1999. Die mit etwa 184 km/h am 3.12.1999 17 UTC gemessene Spitzenböe stellt einen deutlichen Ausreißer nach oben dar.

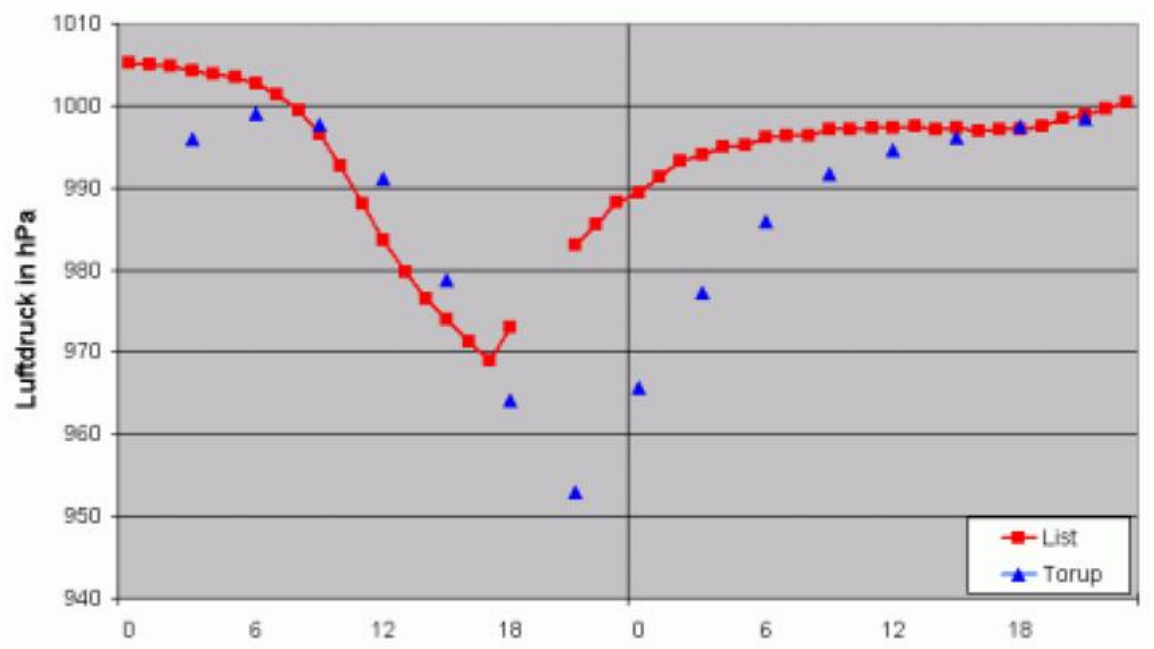


Abb.3 Verlauf des auf Normal Null reduzierten Luftdruckes an den Stationen List auf Sylt und Torup in Südschweden. Die Daten von Torup werden nur alle 3 Stunden verbreitet.

Der tiefste Kerndruck wurde mit 952 hPa am 3. von 20 bis 22 Uhr MEZ zwischen der dänischen Insel Anholt und der Station Torup in Südschweden gemessen, die das Orkantief knapp nördlich passierte. Aus Abb. 3, die den Verlauf des Luftdrucks an den Stationen List und Torup zeigt, ist zu ersehen, wie der ungewöhnlich starke Druckfall fast übergangslos in einen nahezu gleich starken Druckanstieg überging.
Die größten Windgeschwindigkeiten traten südlich des Tiefs in der mittleren Nordsee über den Seegebieten Deutsche Bucht und Fischer und vor allem im südlichen Dänemark und nördlichen Schleswig-Holstein auf, wo der Wind Orkanstärke

erreichte. Aber auch in den Seegebieten Belte und Sund, Westliche und Südliche Ostsee wurde schwerer oder orkanartiger Sturm mit Orkanböen aus vorwiegend südwestlicher bis westlicher, später teilweise nordwestlicher Richtung beobachtet.

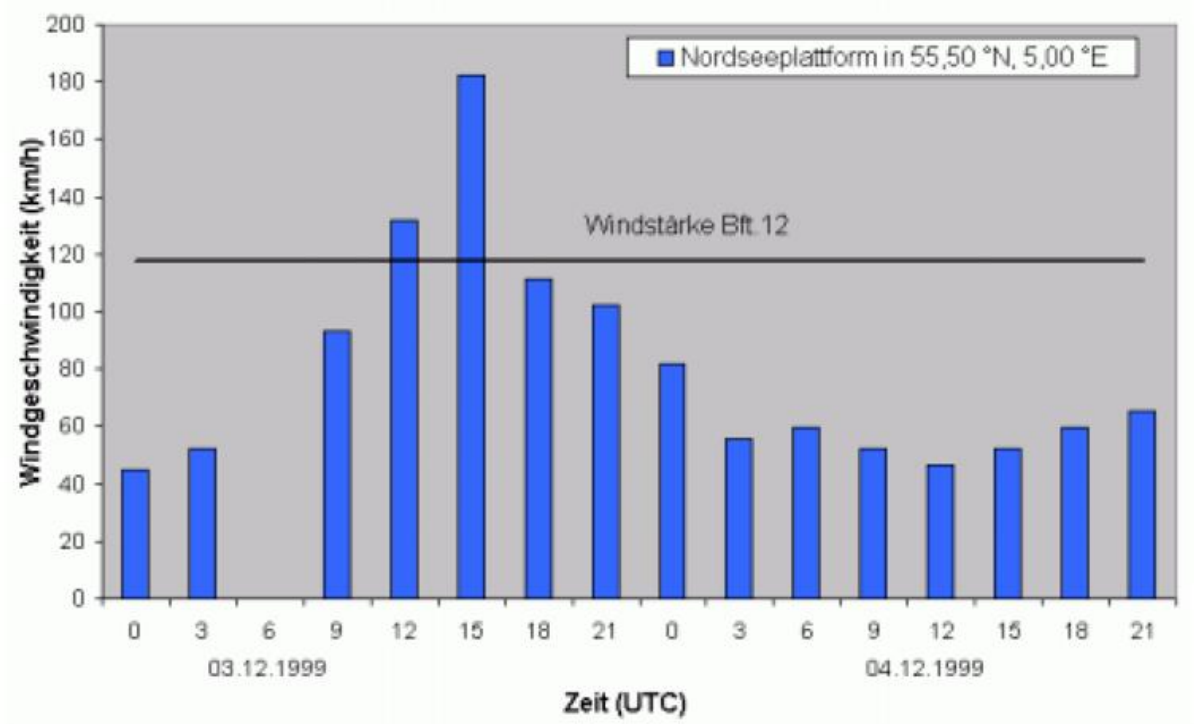


Abb.4 Verlauf der mittleren Windgeschwindigkeit (10 Minuten Mittelwert) auf der Nordseeplattform in 55,50° N, 5,00 E°.

Wie die Meldungen einer Nordseeplattform nahe der Doggerbank bei 55,50° N und 5,00° E (Abb. 4) belegen, hatte der Sturm hier bereits zur Mittagszeit (13 MEZ) Orkanstärke erreicht und verstärkte sich bis 16 Uhr auf 180 km/h. Mit seiner Ostwärtsverlagerung wurden dann zwischen 17 und 19 Uhr MEZ auf der süddänischen Nordseeinsel Rømø und auf Sylt (Abb. 5) die stärksten Böen von fast 185 km/h gemessen. Wie Abb. 2 zeigt, stellt die Böe vom 3.12.1999 einen Rekord in der 50 jährigen Windmeßreihe der Station List auf Sylt dar. Der Wert liegt 10% über dem bisherigen Rekord aus dem Jahre 1976. Da die Messungen danach wegen Problemen mit der Stromversorgung für mehrere Stunden ausfielen, kann nicht ausgeschlossen werden, dass noch stärkere Böen aufgetreten sind.

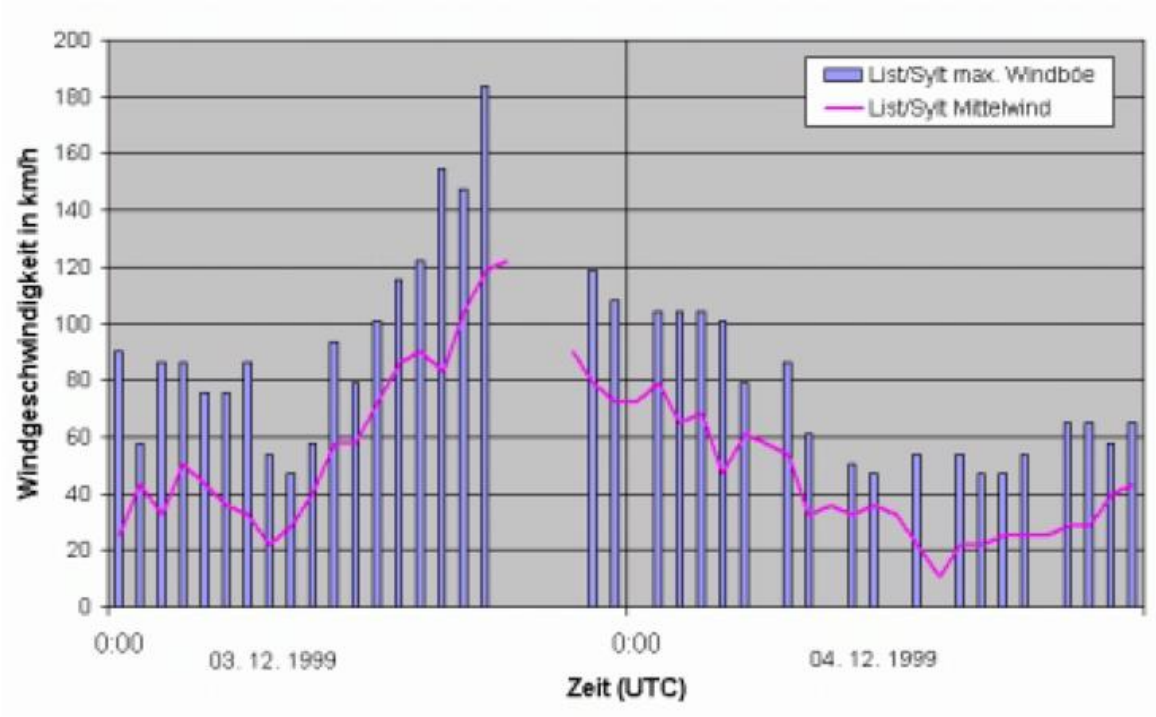


Abb. 5 Tagesgang der gemessenen maximalen Böen und des 10-Minuten Mittelwindes an der Station List auf Sylt. Es sind mehrere Ausfälle der Messapparaturen zu verzeichnen

In den Abendstunden weitete sich das Hauptsturmfeld ostwärts über die Ostsee aus und sorgte hier für eine stürmische Nacht. Auf der Ostseeinsel Fehmarn (Abb. 6) erlangte der Wind ab 19 Uhr Orkanstärke mit den stärksten Böen von 145 km/h gegen 21 Uhr. Im Norden von Rügen, am Kap Arkona, traten die stärksten Böen mit knapp 155 km/h um 23 Uhr und weiter östlich, auf der Insel Bornholm, gegen 1 Uhr MEZ auf. In den Frühstunden des 4. Dezember erreichte der Weststurm auf der Halbinsel Hela in Böen 152 km/h, in Gdansk (Danzig) 130 km/h und in Kaliningrad (Königsberg) noch 126 km/h.

Südlich und nördlich dieses Sturmfeldes herrschten steife bis stürmische Winde vor, allerdings verbreitet mit Sturmböen, teilweise auch der Stärken 11 bis 12 wie beipielsweise in Hamburg.

An der dänischen und schleswig-holsteinischen Nordseeküste führte der starke Sturm, der zunächst aus Westsüdwest kam, dann auf West und in den frühen Abendstunden des 3. Dezembers auf Westnordwest drehte, zu schweren Sturmfluten. In Hamburg erreichte der Wasserstand mit 5,82 m über NN gegen 23.15 Uhr seinen höchsten Stand. Es war das vierthöchste Hochwasser der neueren Geschichte.

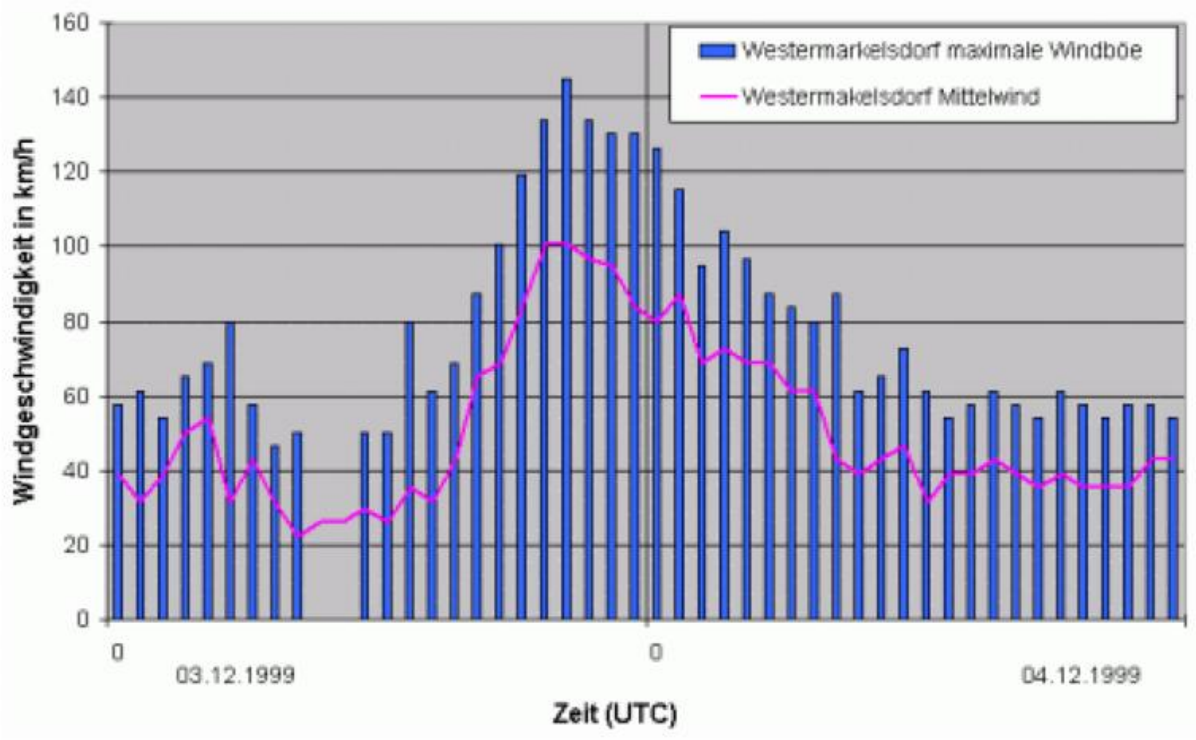


Abb.6 Tagesgang der gemessenen maximalen Böen und des 10-Minuten Mittelwindes an der Station Westermarkelsdorf auf Fehmarn

Orkantief "Lothar" vom 26.12.1999

G. Müller-Westermeier



Abb.1 Zerstörte Boote am Genfer See, Schweiz Foto: dpa

Am zweiten Weihnachtsfeiertag 1999 entwickelte sich unter einer sehr kräftigen Frontalzone eine Wellenstörung aus dem Seegebiet südlich Irlands zu einem Orkantief. Dieses zog unter rascher Vertiefung und Intensivierung über Nordfrankreich hinweg nach Deutschland. Sein Kern bewegte sich dabei über Trier, Frankfurt und Jena nach Ostsachsen. Die stärksten Winde wurden hinter der durchschwenkenden Okklusionsfront auf der Südseite des Orkantiefs beobachtet und trafen weite Teile Frankreichs, der Schweiz und Süddeutschlands. Im Kernbereich lagen die beobachteten Windgeschwindigkeiten dagegen deutlich niedriger.

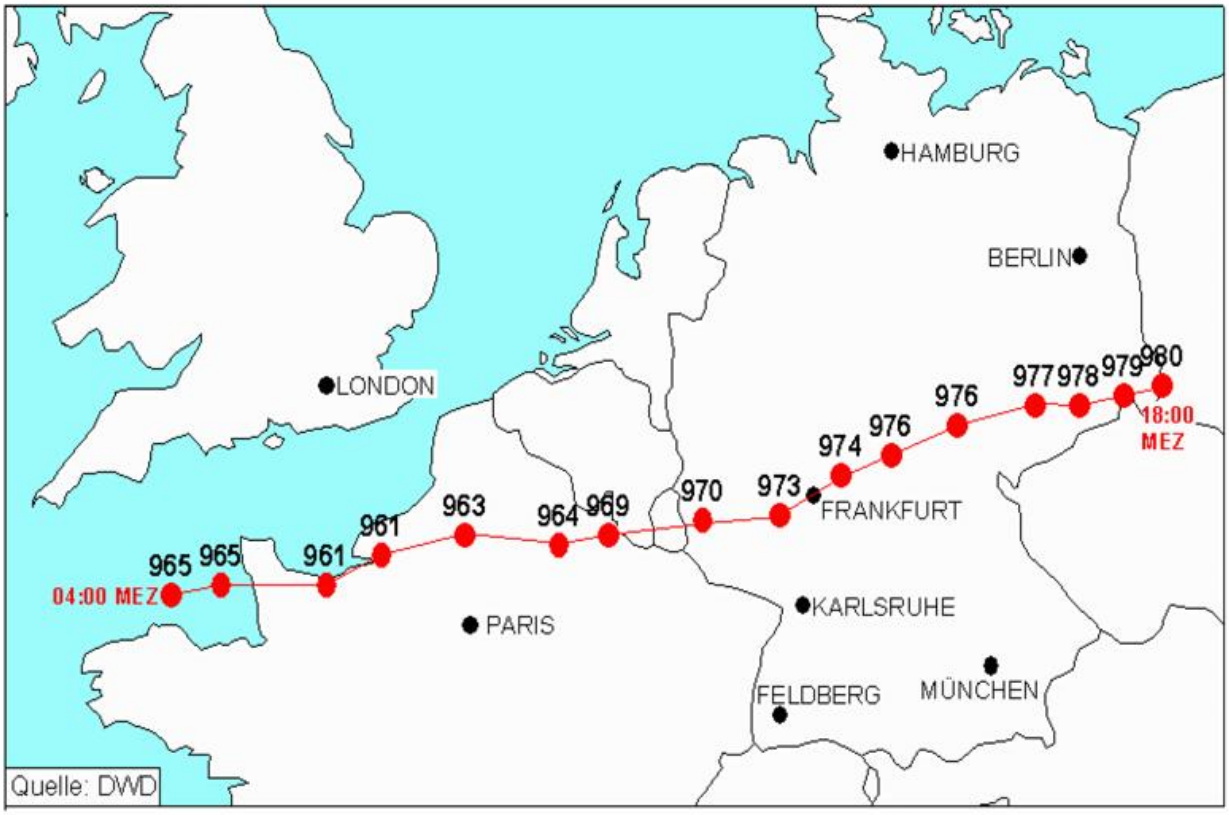


Abb.2 Zugbahn des Orkanes "Lothar" am 26.12.1999, abgeschätzt aus im Meteorologischen Applikations- und Präsentationsystems (MAP) des DWD dargestellten synoptischen Messdaten. Abgebildet ist in stündlichen Abständen, beginnend um 04 Uhr MEZ, die Position des Tiefkerns (rote Punkte) und der dazugehörige Kerndruck

In Abb. 3 ist der Verlauf des Luftdrucks an der Station Karlsruhe dargestellt. Man erkennt deutlich den starken Druckfall von etwa 30 hPa (von 1005 hPa am Abend des 25. bis 975 hPa am 26.12.1999 um 13 Uhr). Dies ist seit Beginn der Beobachtungen in Karlsruhe vor ca. 50 Jahren der stärkste Druckabfall, der bisher gemessen wurde. Diesem Druckfall folgte ein noch rascherer Druckanstieg um ca. 22 hPa auf rund 996 hPa. Noch markanterer Druckfall und anschließender Anstieg wurden an der Station Caen an der französischen Kanalküste beobachtet: dem extrem starken Luftdruckfall von 27,7 hPa zwischen 3 und 6 Uhr MEZ stand von 6 bis 9 Uhr MEZ ein noch intensiverer Anstieg von 29,0 hPa gegenüber. Solche Werte sind mit hoher Wahrscheinlichkeit noch nie in Kontinentaleuropa aufgetreten. Das großräumige Auftreten dieser extremen Drucktendenzen hat die hohen Windgeschwindigkeiten mit verursacht.

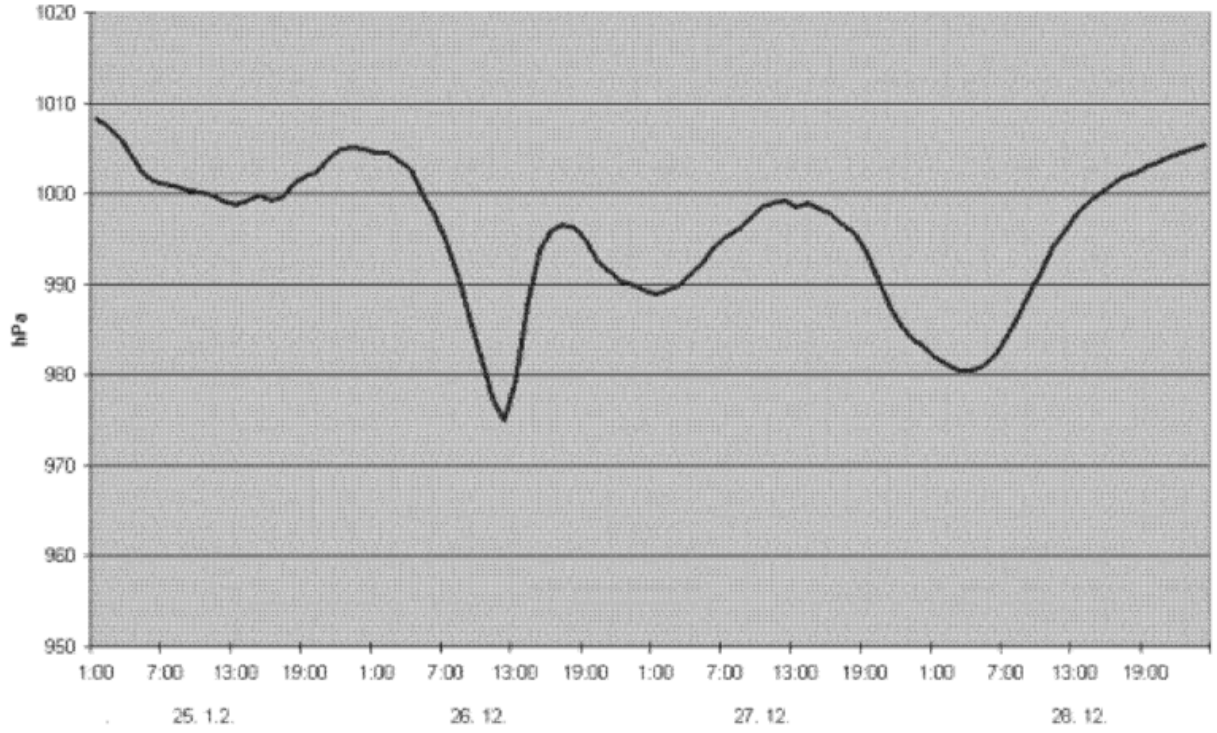


Abb.3 Verlauf des Luftdrucks an der Station Karlsruhe (DWD)

Abb. 4 zeigt den Verlauf der Windgeschwindigkeit an der Station Karlsruhe. Es sind sowohl die 10 Minuten Mittelwinde aus den stündlichen synoptischen Beobachtungen sowie die maximalen Windspitzen zu jeder vollen Stunde dargestellt (Anmerkung: Windspitzen werden nur gemeldet, wenn eine Bö von mindestens 45 km/h gemessen wurde). Die maximalen Winde traten im Rheintal gegen 13 Uhr auf, wobei Mittelwinde von 90 km/h und Spitzenböen von 151 km/h (42 m/s) erreicht wurden. Der bisherige Rekord für eine Spitzenböe lag bei 115 km/h (31,9 m/s am 24.11.1984).

Auf den Bergen waren die Windgeschwindigkeiten noch höher. Am Feldberg im Schwarzwald (Abb. 5) traten am 26.12.1999 bis 12 Uhr MEZ Mittelwinde bis 130 km/h und eine Bö von 212 km/h auf. Dabei wurde das Windmeßgerät so beschädigt, daß in den nächsten 2 Stunden, während des Maximums des Orkans, keine Werte mehr registriert werden konnten. Auch hier stellt der Wert von 212 km/h (59 m/s) einen neuen Rekord dar (bisher 57 m/s am 13.02.1967).

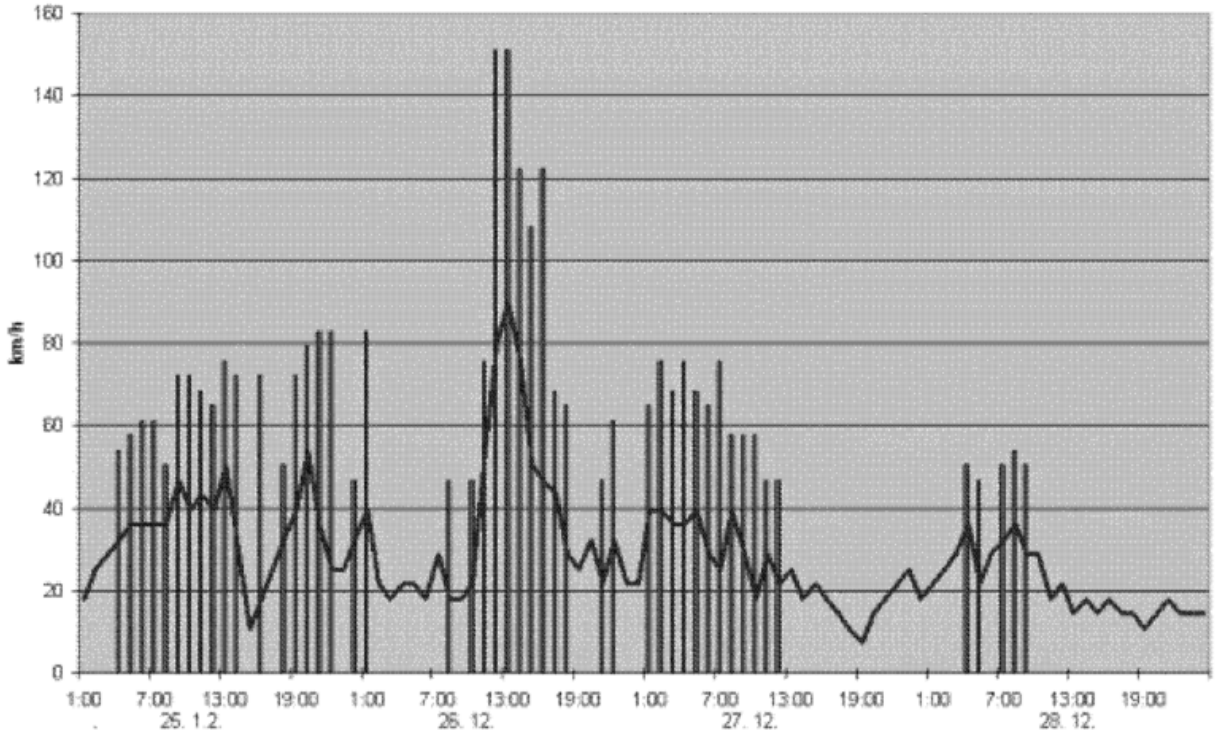


Abb. 4 Windgeschwindigkeit in Karlsruhe in km/h.

In Bayern waren die stärksten Sturmböen etwa 2 Stunden später zu verzeichnen. Der Sturmwirbel begann sich bereits abzuschwächen, so daß die Windgeschwindigkeiten im Flachland nicht mehr ganz so extrem waren wie anhand der Windgeschwindigkeiten am Flughafen München (Abb. 6) zu erkennen ist. Es wurden dort nur noch Mittelwinde bis 80 km/h und Spitzenböen von 120 km/h erreicht. Auf den Alpengipfeln hingegen traten extreme Windgeschwindigkeiten auf. So wurde die absolut höchste Windgeschwindigkeit in Deutschland auf dem Wendelstein mit 259 km/h gemessen (gegen 14 Uhr MEZ).

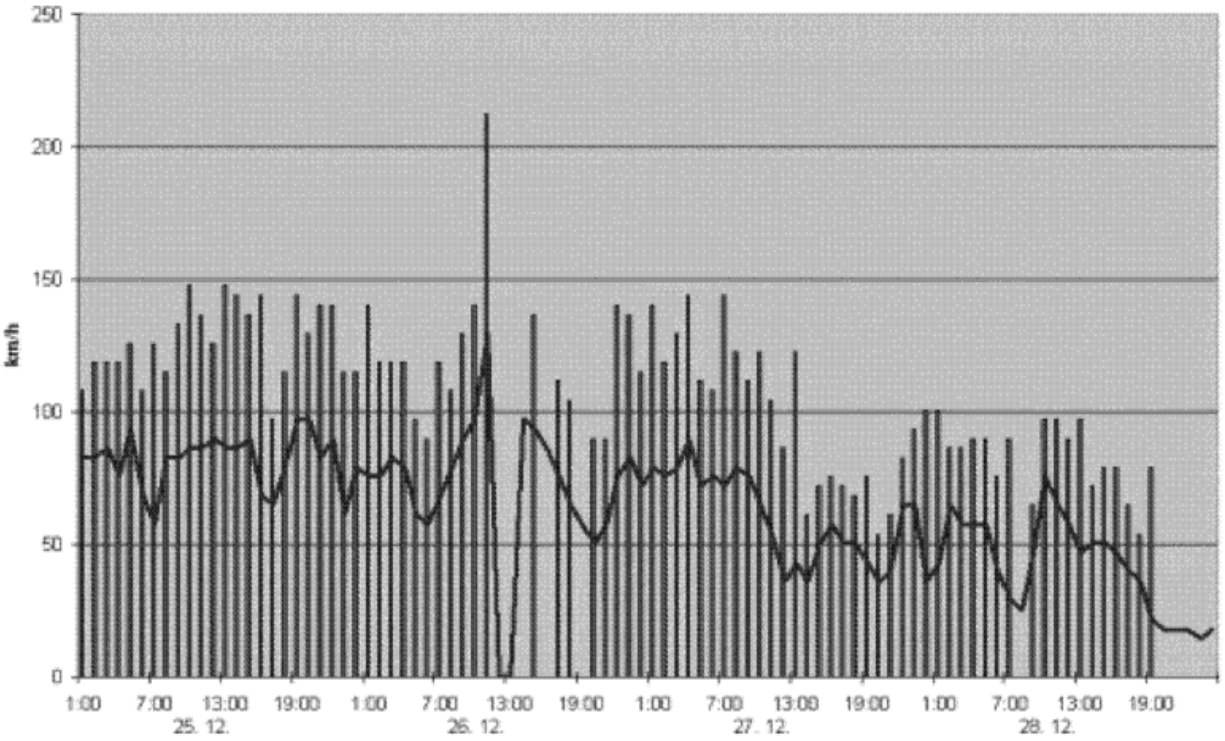


Abb. 5 Windgeschwindigkeit auf dem Feldberg/Schwarzwald. Werte am 26.12.1999 gegen 13:00 Uhr stehen wegen Beschädigung des Windmeßgerätes nicht zur Verfügung.

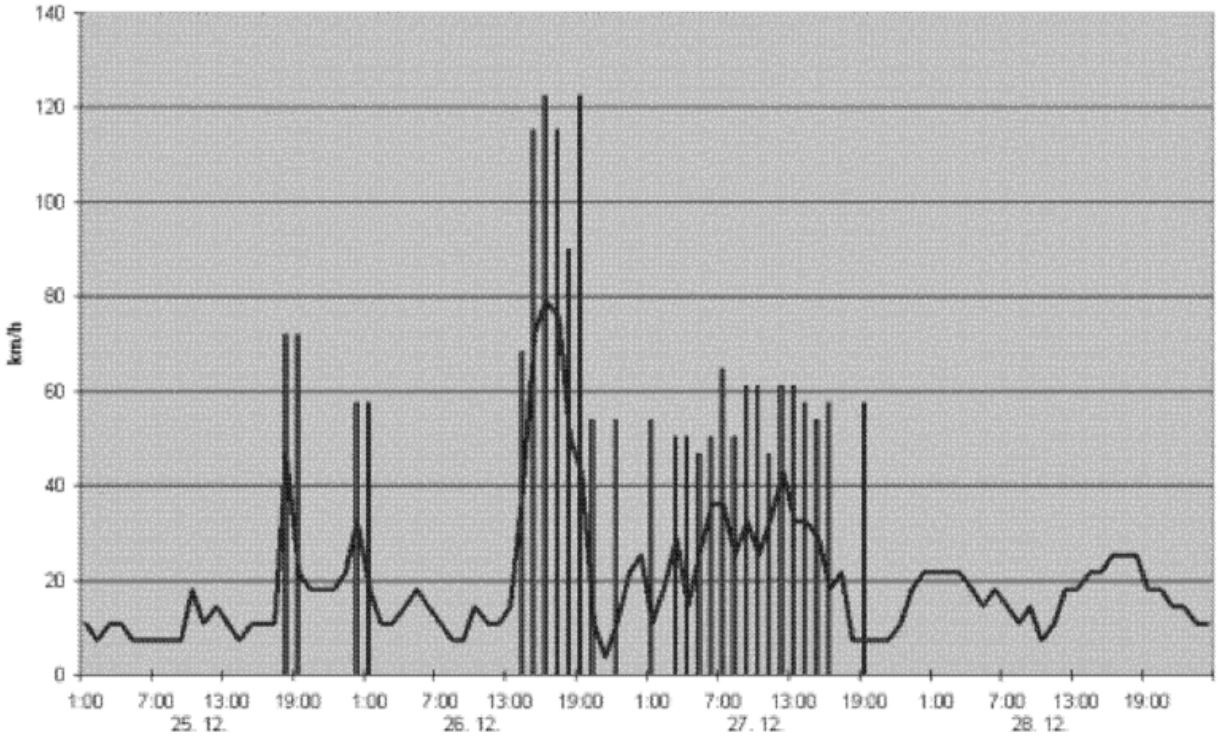


Abb. 6 Windgeschwindigkeit an der Station München-Flughafen in km/h.

Die stärkste Bö im Flachland verzeichnete Karlsruhe mit 151 km/h, auf den Bergen der Wendelstein mit 259 km/h (Abb. 7). An den Stationen Lahr, Feldberg (Schwarzwald), Weinbiet, Stötten, Stuttgart, Fichtelberg und Großer Arber wurden die langjährigen Böen-Rekordwerte übertroffen. Am Wendelstein wurden nur im Oktober 1990 noch höhere Orkanböen gemessen.

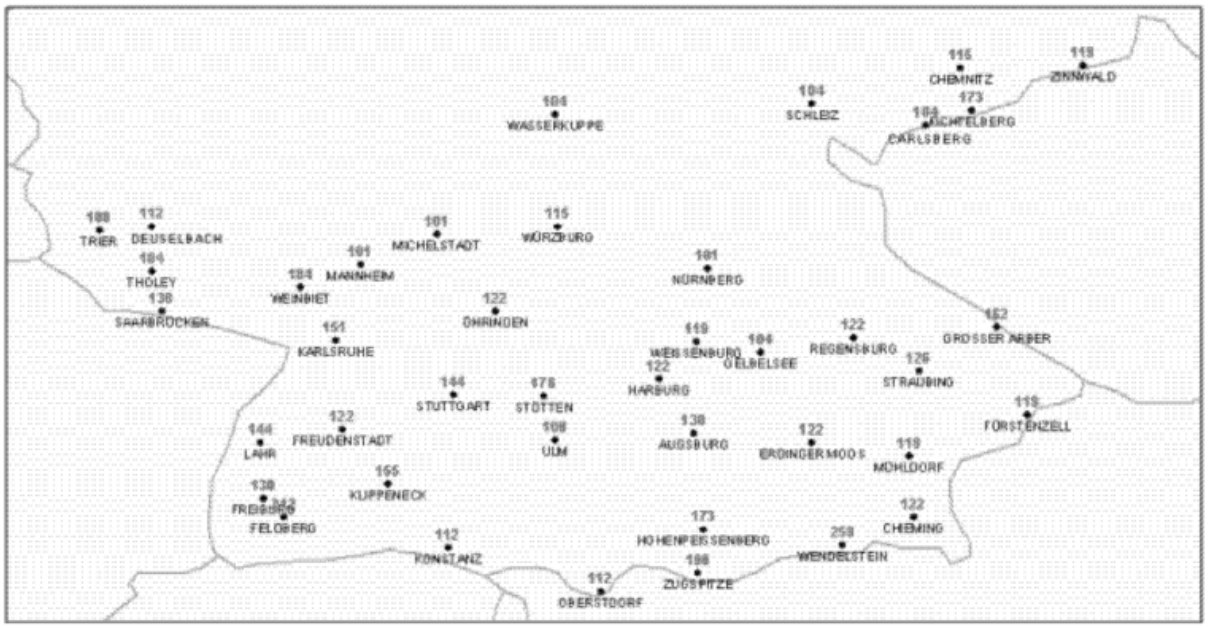


Abb. 7 Spitzenböen in km/h (max. Wert aus 10-Minuten Intervall) aller synoptischen Stationen in Süddeutschland, an denen am 26.12.1999 Werte von mehr als 100 km/h auftraten.

Bewertung

Dieses extreme Sturmereignis ist vergleichbar mit den Stürmen 1990 (Wiebke und Vivian) und anderer Jahre (z.B. Capella-Orkan, Niedersachsen, 1976). An zahlreichen Meßstationen Süddeutschlands wurden neue Extremwerte der Windgeschwindigkeit verzeichnet. Alle Messungen und Beobachtungen liegen aber im Rahmen der üblichen Variabilität der Witterung in Mitteleuropa.
Ein Zusammenhang zu einer möglichen anthropogenen Klimaänderung kann mit solchen Einzelereignissen derzeit nicht nachgewiesen, allerdings auch nicht ausgeschlossen werden, auch wenn dieses Sturmereignis zu den von führenden Klimaforschern geäußerten Befürchtungen einer Zunahme von Stürmen aufgrund eines höheren Energiegehalts der Atmosphäre paßt.

Häufigkeit von Sturmböen in den letzten Jahren

U. Otte

Einführung

Im Zuge der Diskussion über die Folgen der Klimaänderungen steht für die Gesellschaft die Problematik von damit verbundenen schadensträchtigen Witterungsphänomenen an vorderer Stelle. Man denke nur an die Serie von Orkanen mit ihren katastrophalen Auswirkungen im ersten Quartal 1990 oder jüngst im Dezember 1999. Insbesondere die Versicherungswirtschaft hat ein starkes Interesse an einer Analyse von Sturmhäufigkeit und -intensität in der Vergangenheit und einer Prognose für die Zukunft. Eine Analyse des relevanten Datenmaterials ergibt interessante und überwiegend im Kontext mit anderen Klimatrends stehende Aspekte. Im vorliegenden Beitrag wird untersucht, ob die aus Daten des Zeitraumes 1969 bis 1994 abgeleiteten Trends der Sturmhäufigkeit und –intensität (vgl. /1/) unter Einbezug der neueren Daten bis 1999 bestätigt werden oder zu modifizieren sind.

Für andere Klimaelemente, insbesondere Lufttemperatur und Niederschlag, wurden die Klimatrends auf der Basis längerer Datenreihen analysiert /2/. Ergebnisse, die möglicherweise im Zusammenhang mit der Sturmentwicklung stehen, sind:

- Mildere und niederschlagsreichere Winter, was dazu führt, dass die Niederschlagshöhen im Winter im Mittel der letzten Jahre um 50-100 mm über denen der 50-er Jahre lagen.

- Die Niederschlagshöhen in den Monaten Juli und August haben dagegen im Vergleichszeitraum in großen Teilen West- und Mitteleuropas deutlich abgenommen.

- Die Temperaturen weisen vor allem für die Wintermonate einen positiven Trend auf und sie sind mit signifikant weniger Schnee in früher einigermaßen schnee- und wintersportsicheren Mittelgebirgsregionen (z.B. dem Hochsauerland) verbunden (Abbildung 1).

An diesen charakteristischen und längerfristigen Klimaeigenschaften ändern auch ein oder zwei kalte Winter, wie 1995/96 und 1996/97 oder ein kaltes Gesamtjahr 1996 vom Grundsatz her wenig, wie es der aktuelle und noch nicht in diese Untersuchung eingeflossene Winter 1999/2000 eindrucksvoll demonstriert.

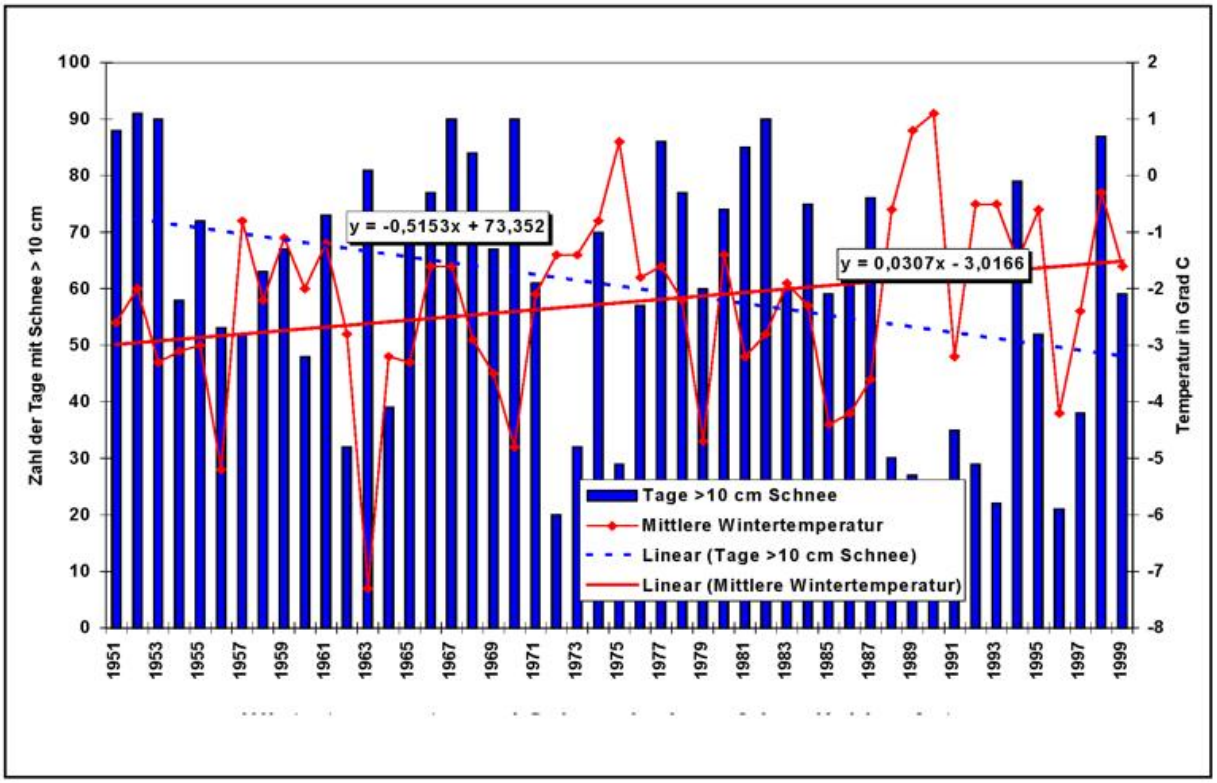


Abb.1 Wintertemperatur und Schneedecke auf dem Kahlen Asten 1951 - 1998/99.

Datenbasis

Der Deutsche Wetterdienst betreibt an allen seiner ca. 130 hauptamtlichen Messstationen im Bundesgebiet Windmessanlagen. Hinzu kommen einige automatische Stationen und Anlagen von Fremdbetreibern, wie z.B. von Umweltämtern. Auch wenn nicht alle diese Stationen bzgl. Messhöhe (10m über Grund) und Standortumgebung den fachlichen Anforderungen der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) entsprechen, kann doch ein großer Teil der Datenkollektive für räumlich vergleichende Untersuchungen herangezogen werden, um z.B. das Auftreten der Windstärke 8 in Zuordnung zur naturräumlichen Situation zu bewerten. Verlegungen der Windmessanlagen und technische Modifikationen sowie Nutzungsänderungen im nahen Umfeld, wie z.B. Bautätigkeit, führen zu Inhomogenitäten in den Messreihen, die Trendaussagen über makroskalige Einflüsse nicht zulassen. Insofern und aus Gründen der Praktikabilität wird hier nur eine Auswahl von Messstationen bzw. Datenkollektiven diskutiert.

Als einfach zu gewinnender statistischer Parameter bietet sich die Anzahl der Tage mit einer Windstärke von mindestens Beaufort 8 an. Beaufort 8 umfasst einen Windgeschwindigkeitsbereich von 17,2 bis 20,7 m/s bzw. 62 bis 74 km/h und muss als Spitzenböe (mit großer Wahrscheinlichkeit) erreicht worden sein, um z.B. einen damit zusammenhängenden Schadensfall für die Versicherung erstattungspflichtig zu machen. Aus diesem Zusammenhang erklärt sich das große Interesse der Versicherungswirtschaft an den Entwicklungen.

Für diese Untersuchung wurden überwiegend Zeitreihen der jährlichen Anzahl von Tagen mit Spitzenböen ≥ Bft 8 aus dem Zeitraum 1969 bis 1998/9 herangezogen. Auf die Zeitreihen wurde das Verfahren der linearen Regression angewendet; die Unterschiede bzw. Gemeinsamkeiten zum 26-jährigen Zeitraum bis 1994 werden dargestellt /1/.

Naturräumliche Differenzierung

Infolge der Bodenrauhigkeit ist die Windgeschwindigkeit in Bodennähe im allgemeinen geringer als in der freien Atmosphäre ab. Dieser Vorgang vollzieht sich In der atmosphärischen Grenzschicht, nimmt sie mit der Höhe über Grund zu. Gleichzeitig ist damit eine Drehung des Windrichtung gegen den Uhrzeigersinn verbunden, also z.B. von Westwind in der Höhe auf Südwestwind in Bodennähe. Der Einfluss der Reibung auf die Windgeschwindigkeit lässt sich durch zwei den Boden charakterisierende empirische Parameter, Verdrängungshöhe und Rauhigkeitslänge beschreiben. In diesen Parametern stecken die von unterschiedlichen Geländeformen und Hindernissen ausgehenden verschiedenen Reibungskräfte auf das bodennahe Windfeld. Damit können u.a. die in ebener und hindernisfreier Umgebung meist höheren Windgeschwindigkeiten gegenüber denen in orographisch gegliederten Landschaften erklärt werden. Allgemein wird die Windgeschwindigkeit zudem mit dem Abstand zur Küste geringer. In Höhen oberhalb von 200 bis 300 m über Meeresniveau ist mit zunehmender Höhe eine Zunahme verbunden.

Einen größeren Effekt haben die lokalen Bedingungen auf die Anzahl der Tage mit Spitzenböen ≥ Bft 8, wie eine Gegenüberstellung und Interpretation der Daten verschiedener Stationen in Abbildung 2 zeigt: Während die Relation der Böenhäufigkeiten von Gesamtjahr zu Sommer bzw. Winter quasi unabhängig vom Standort für alle Stationen ähnlich ist, fallen jedoch zwei Stationen durch besonders große Häufigkeiten auf, der Kahle Asten in freier und exponierter Lage im Hochsauerland, 840 m ü. NN, und Aachen in 202 m ü. NN.

So erklärbar 96 Tage mit maximalen Windspitzen ≥ Bft 8 im Hochsauerland sein mögen, die 47 Tage in Aachen im Vergleich zu nur 31 Tagen im 600 m hoch gelegenen Braunlage/Harz bedürfen jedoch der Relativierung:
Die Windmessung in Aachen findet in 25 m ü. Gr. auf dem Dach des Stationsgebäudes statt. Das Gebäude selbst steht in exponierter Kuppenlage etwa 40 m höher als das Stadtgebiet, so dass, unter zusätzlicher Berücksichtigung der über hindernisreichen Oberflächen (Städten!) ohnehin größeren Turbulenz des Windfeldes, die hohe Anzahl von Tagen mit Bft 8 und mehr nachvollziehbar wird. Andererseits beruht die geringe Anzahl von Sturmtagen an der Station Braunlage auf deren geschützter unterer Hanglage in waldreicher Umgebung.

Diese drei Beispiele demonstrieren den starken Einfluss der Hindernis- und Geländesituation im Umfeld einer Windmessstation auf die Messungen. Deren räumliche

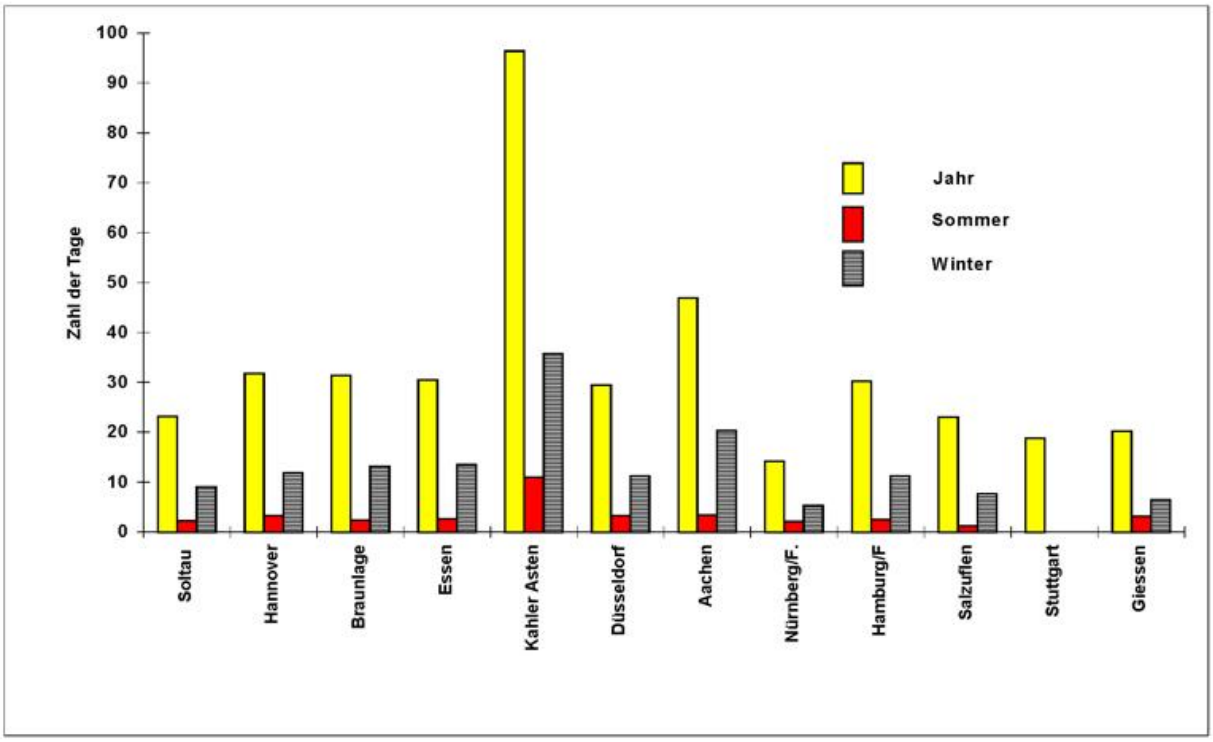


Abb.2 Mittlere Anzahl der Tage mit Spitzenböen von mindestens Bft 8 für Jahr, Sommer und Winter im Zeitraum 1969 bis 1998

Repräsentanz bezieht sich demzufolge häufig nur auf den Nahbereich der Messstation und mit Einschränkung auf vergleichbare topographische Situationen in der Umgebung.

Trendbetrachtungen

Trends lassen sich aus meteorologischen Datenreihen statistisch ableiten. Die Trendlinie einer Variablen ergibt sich aus einer Regressionsrechnung der betrachteten Variablen und der Zeit. Der Korrelationskoeffizient der Trendberechnung die liefert als sog. Trendstrenge ein Maß für die Wahrscheinlichkeit der Trendaussage. Im Vorfeld einer Trendanalyse ist jedoch die Homogenität der verwendeten Messreihen zu beachten. Um einen Klimatrend nachzuweisen, müssen die Daten homogen sein, d.h. die Messungen müssen während der gesamten Zeitraums unter gleichen Geräte- und Umgebungsbedingungen erfolgt sein.

Beim Element Wind ist die Forderung nach einheitlichen Messtechniken und Stationsumgebungen über Jahrzehnte hinweg in der Praxis kaum zu erfüllen. Einerseits ist technischer Fortschritt beim Messen der Windgeschwindigkeit notwendig, andererseits können von wenigen Ausnahmen abgesehen ideale Standortumgebungen nicht über Jahrzehnte konserviert werden. Aus diesem Grund werden entsprechende wissenschaftliche Untersuchungen auch häufig mit Hilfe von Daten zum horizontalen Luftdruckgradienten bestritten; daraus lassen sich über physikalische Gesetzmäßigkeiten Windgeschwindigkeiten berechnen. So zeigen Arbeiten auf

dieser Basis für den Bereich der Deutschen Bucht samt angrenzender Küstenstreifen für die mittlere Windgeschwindigkeit keine Zunahme in den letzten Jahrzehnten /3/. Diese Erkenntnisse können aber nicht ohne Weiteres auf die Häufigkeit des jährlichen Auftretens von maximalen Windspitzen oberhalb eines definierten Schwellenwertes übertragen werden. Ob dafür Trends existieren, soll in der Folge dargestellt werden. Datenbasis sind homogene Messreihen aus dem Zeitraum 1969 bis 1998/9 .

Die folgenden Abbildungen lassen für die Anzahl der Tage mit Spitzenböen von mindestens Bft 8 einen solchen Trend vermuten. Am Beispiel der Abbildung 3 für Düsseldorf wird die zunehmende Anzahl von Sturmtagen im Jahr deutlich; für den gleichen Zeitraum ist dagegen beim Jahresmittel der Windgeschwindigkeit keine vergleichbare Entwicklung festzustellen!

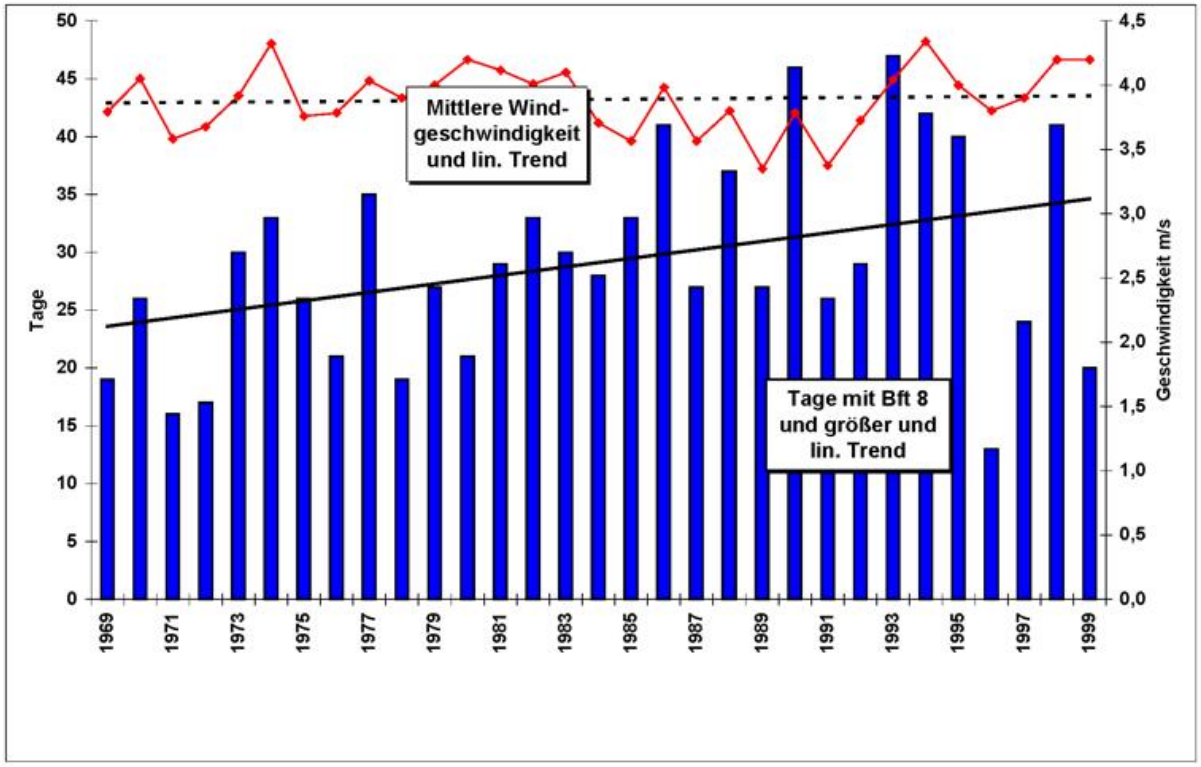


Abb. 3 Zeitreihen der mittleren Windgeschwindigkeit und der Anzahl von Tagen mit mindestens Bft 8 im Jahr für Düsseldorf.

Die Ergebnisse für die anderen untersuchten Standorten Hannover und Nürnberg sind denen von Düsseldorf ähnlich: Gefunden wurde eine Zunahme der Anzahl von Tagen mit mindestens Bft 8, wobei die Trendschärfen (Korrelationskoeffizienten) etwas niedriger als im Vergleichszeitraum 1969 bis 1994 sind. Das Jahresmittel der Windgeschwindigkeit weist dabei keine erkennbaren Trends auf. Abbildung 4 zeigt diese unterschiedlichen Trends für Hannover, Düsseldorf und Nürnberg in der Zusammenschau.

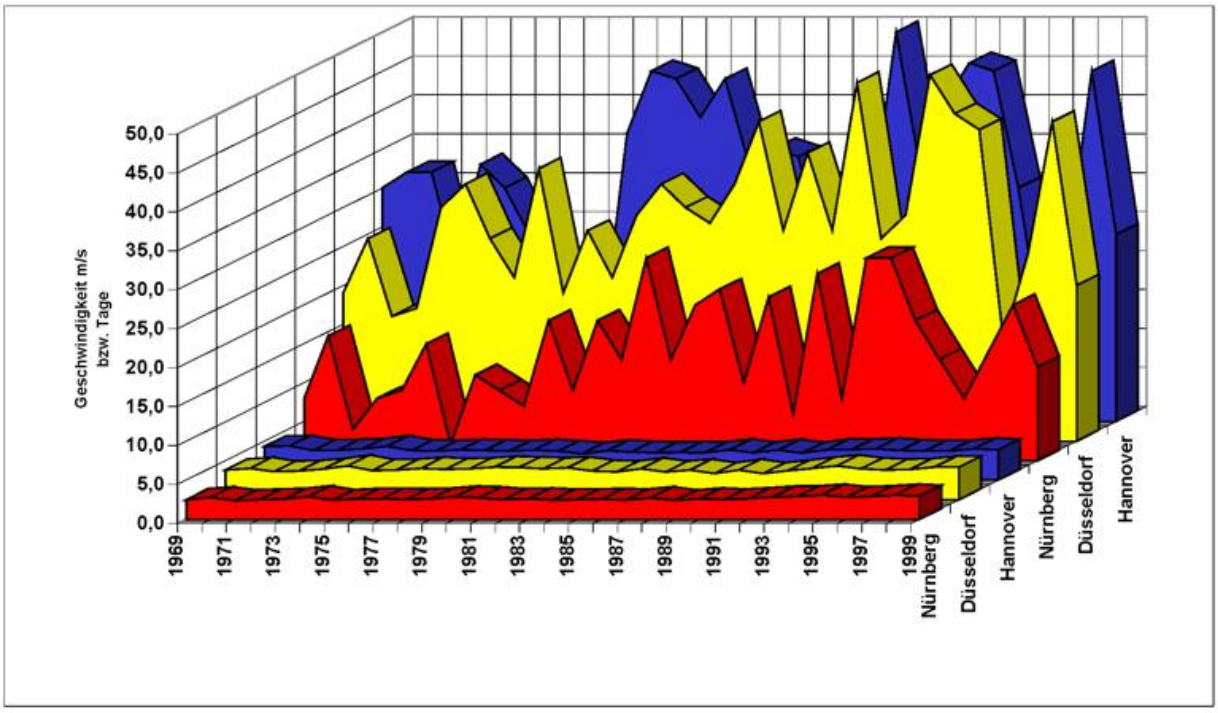


Abb. 4 Zeitreihen des Jahresmittels der Windgeschwindigkeit (vorne) und der Anzahl von Tagen mit Spitzenböen von mindestens Bft 8 im Jahr (hinten)

Eine analoge, aber auf die Jahreszeit Winter begrenzte Betrachtung ergibt für den Trend der Anzahl der Böentage geringfügig höhere Korrelationskoeffizienten. Hier weist nun auch das winterliche Windgeschwindigkeitsmittel einen schwachen positiven Trend über die Zeit auf (Abbildung 5). Dem Beispiel für Nürnberg entsprechen die Verhältnisse in den Zeitreihen für Gießen und - schwächer ausgeprägt - auch in Düsseldorf, nicht dagegen in Hannover.

Diese erste Andeutung der Zunahme der mittleren Windgeschwindigkeit im Winter war in der Zeitreihe bis 1994 noch nicht enthalten. Hierzu scheinen also die zusätzlichen Untersuchungsjahre 1995 bis 1998/9 den Ausschlag für den mit der gesamten Datenreihe ermittelten Trend zu geben. Die Anzahl der Böentage in den Wintern 1995 bis 1999, wie auch in den Gesamtjahren, war dagegen unterdurchschnittlich, was aber nicht zwangsläufig mit niedrigen mittleren Windgeschwindigkeiten korrespondieren muss. Die Zunahme des winterlichen Windgeschwindigkeitsmittels findet insbesondere der letzten Jahren eine Entsprechung in der Zunahme von Fällen mit extremen Windmaxima in der unteren Stratosphäre (vgl. Beitrag von H. Nitsche Seite 88). Eine mögliche Erklärung ist die Kopplung der Windverteilung an die Häufigkeitsverteilung der Großwetterlagen in den einzelnen Jahren.

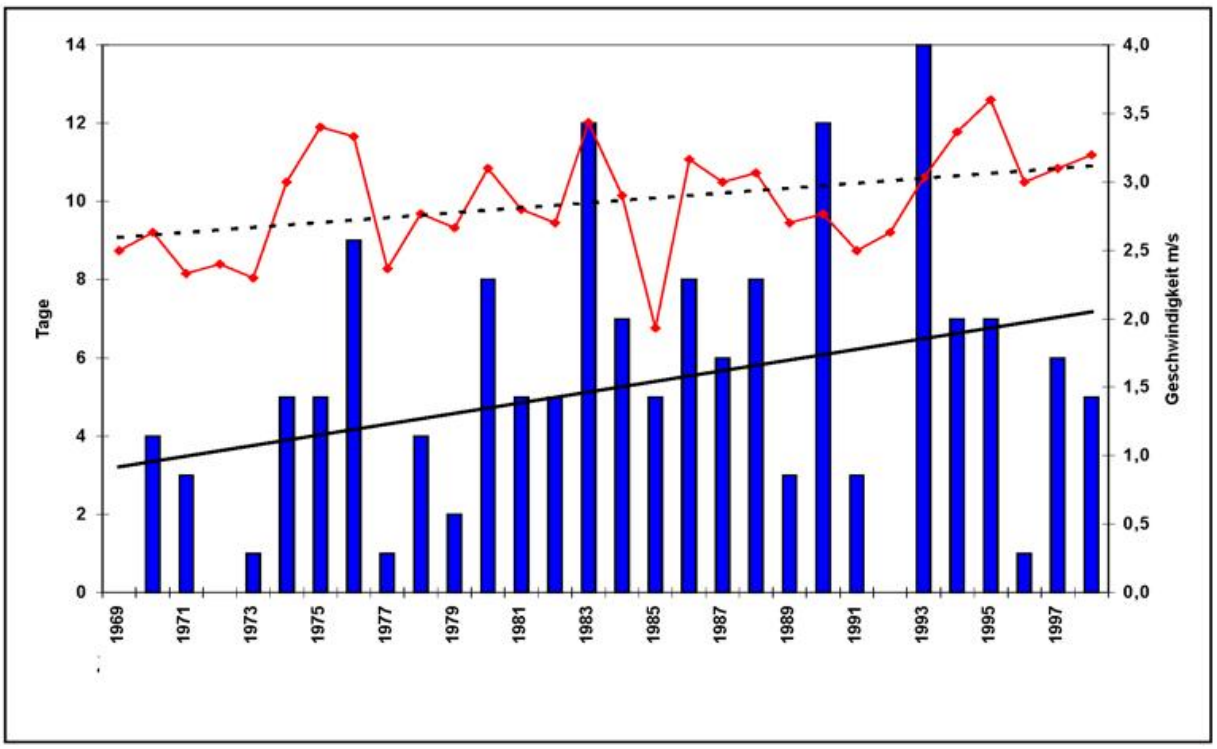


Abb. 5 Zeitreihen der mittleren Windgeschwindigkeit und der Anzahl von Tagen mit mindestens Bft 8 im Winter für Nürnberg.

Auch aus Änderungen in der Häufigkeitsverteilung von Tagesspitzenböen lassen sich Hinweise auf die geänderten Verhältnisse finden. Für die Messstationen Hamburg und Frankfurt wurden für einen 30-jährigen Zeitraum (1969 bis 1998) absolute Häufigkeitsverteilungen der täglichen Maximalböen nach 1 m/s breiten Geschwindigkeitsintervallen in jährlicher Auflösung erstellt. Die Abbildungen 6 und 7 zeigen, dass das Mittel der Verteilung aus den 10 letzten Jahren 1989 bis 1998 eindeutig zu höheren Geschwindigkeiten hin verschoben ist gegenüber der Verteilung der ersten 10 Jahre (1969 bis 1978), wo die Windgeschwindigkeitsmaxima häufiger in niedrigen Geschwindigkeitsklassen lagen. Analoge Verhältnisse finden die Autoren von /4/ und /5/ in ihren Untersuchungen über Sturmaktivitäten in einem wärmeren Klima: Simulationsrechnungen mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modell lassen bei weiterer Klimaerwärmung eine Fortsetzung dieses Trends erwarten.

Vor einer unkritischen Extrapolation des analysierten Trends in die Zukunft sei allerdings gewarnt. Dazu bedarf es komplexerer statistischer Verfahren wie z.B. die der multiplen Regression und eindeutigerer Nachweise über die Kausalität von beobachteten Trends. Insbesondere sind deutlich längere homogene Datenreihen als Voraussetzung statistisch gesicherter Trendaussagen anzusehen.

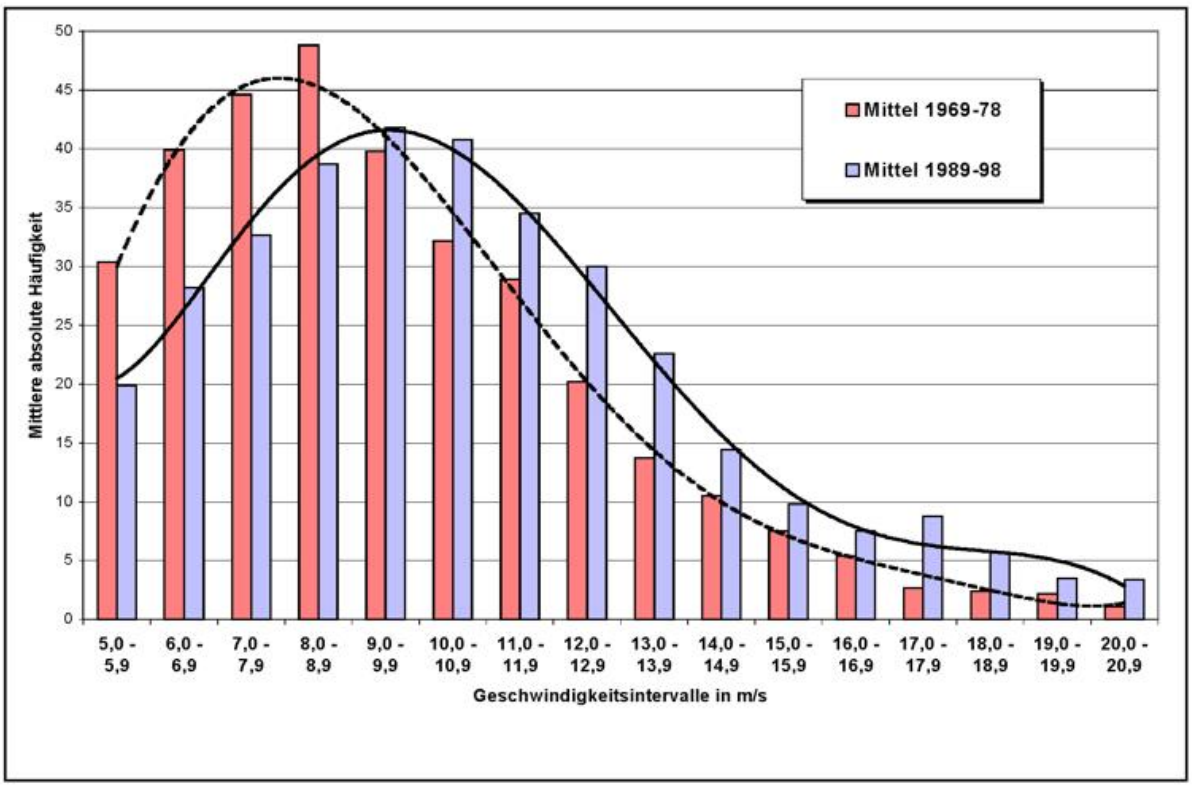


Abb. 6 Häufigkeitsverteilung von Tages-Spitzenböen in Frankfurt in 2 unterschiedlichen Zeiträumen.

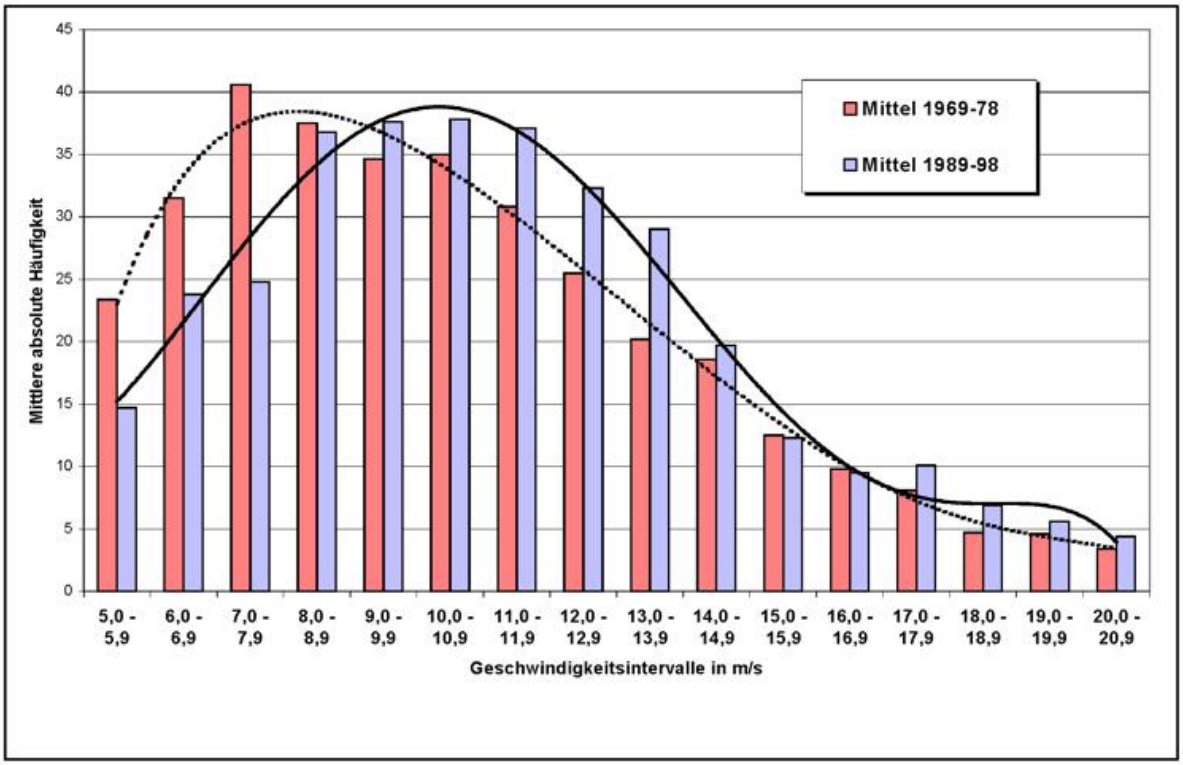


Abb. 7 Häufigkeitsverteilung von Tages-Spitzenböen in Hamburg in 2 unterschiedlichen Zeiträumen

Ohne vertiefende statistische Untersuchungen unter Einbeziehung erweiterter methodischer Ansätze kann über die Gründe für das unterschiedliche Trendverhalten der Tage mit maximalen Windböen ≥ Bft 8 bzw. den zu höheren Geschwindigkeiten verschobenen Häufigkeitsverteilungen von Spitzenböen einerseits und der mittleren Windgeschwindigkeit andererseits nicht abschließend befunden werden. Als eine mögliche Erklärung bleibt, dass mehr Tage mit maximalen Böen oberhalb der Sturmschwelle durch mehr Tage oder Episoden mit niedrigen Windgeschwindigkeiten in den Sommermonaten kompensiert werden, um letztlich zu einer über die Zeit konstanten mittleren Windgeschwindigkeit zu kommen. Diese Erklärung stände vom Grundsatz her im Kontext mit neueren Arbeiten zur Klimavariabilität, die nicht nur die potentiellen Änderungen transienter Mittelwerte von relevanten Klimaparametern betrachten, sondern auch Änderungen der Klimavariabilität selbst, in denen sich Häufigkeit, Persistenz und Intensität extremer Ereignisse manifestieren.

Literatur

/1/ Otte, U. (1997): Stürme im Aufwärtstrend? S+S Report 2/1997.

/2/ Schönwiese, C.-D. und J. Rapp (1997): Climate Trend Atlas of Europe - Based on Observations 1891-1990. Kluwer Ac. Publ., Dordrecht.

/3/ Storch, H.v., J. Guddal, K. A. Iden. (1993): Changing statistics of Storms in the North Atlantic? Report No. 116, Max-Planck-Institut für Meteorologie. Hamburg.

/4/ Lunkeit, F., M. Ponater, R. Sausen (1996): Cyclonic activity in a warmer climate. Copntributions to Atmospheric Physics, 69 (3), 393-407.

/5/ Ulbrich, U., und M.Christoph (2000): A Shift of the NAO and Increasing Storm Track Activity over Europe due to Anthropogenic Greenhouse Gas Forcing. In Druck in Climate Dynamics.

Niederschlagsanalyse zum Pfingsthochwasser 1999 im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee

T. Fuchs, J. Rapp , B. Rudolf

Einleitung



Abb. 1 Luftaufnahme der Überschwemmung in Neustadt/Donau am 25. Mai 1999 (Foto: R. Pritsch, aus Kloth, 1999)

Viele Gemeinden im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee waren im Mai 1999 von einem „Jahrhunderthochwasser" betroffen. Erdrutsche und Überschwemmungen hatten Schäden in Milliardenhöhe in Deutschland, Österreich und der Schweiz zur Folge.
Verursacht wurden die schweren Überschwemmungen in der dritten Maidekade 1999 durch anhaltende starke Niederschläge, speziell vom 20.-22.5., sowie durch eine vorangegangene und gleichzeitige Schneeschmelze bis in Lagen von ca. 2500 m Höhe NN.

Daten und Analyseverfahren

Zeitnahe Analysen von grenzübergreifenden Niederschlagsereignissen müssen sich in erster Linie auf synoptische Daten stützen, die über das globale Fernmeldesystem (GTS) der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) verbreitet und im DWD empfangen werden. Diese Daten werden im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) routinemäßig ausgewertet (Rudolf, 1995). Dabei werden alle in der Analyse verwendeten Daten gründlich kontrolliert und korrigiert.

Das operationelle Analysesystem des WZN und die Nutzung internationaler synoptischer Daten ermöglichen auch eine zeitnahe regionale Niederschlagsanalyse nach besonderen Ereignissen wie das hier betrachtete Pfingsthochwasser im Mai 1999. Für den Alpenraum standen die Messdaten von mehr als 400 synoptischen Stationen zur Verfügung. Eine neue Methode zur Korrektur des systematischen Messfehlers verursacht durch Windeinfluss und Verdunstung erlaubt die genauere Abschätzung der tatsächlich gefallenen Niederschlagsmengen (Rubel, 1999). Die räumliche Interpolation von Punkt- auf Rasterwerte erfolgte mit einem Kriging-Verfahren (siehe z.B. Journel und Huijbregts, 1978). Zur klimatologischen Einordnung der Episode wurden längere Zeitreihen der monatlichen Niederschlagshöhe sowie Bezugswerte des Zeitraums 1961-90 verwendet.

Vorgeschichte

Dem Hochwasserereignis im Mai 1999 sind sehr niederschlagsreiche Monate im Alpenraum vorangegangen. Bereits mit den starken Schneefällen vom Februar akkumulierten sich große Wassermengen in einer überdurchschnittlich mächtigen Schneedecke. Auf der Zugspitze (vgl. Abb. 2) erhöhte sich die Schneedecke in nur 7 Tagen (17. – 24. 2. 1999) um 160 cm. In der Schweiz und in Österreich wuchs die Schneehöhe gebietsweise sogar um 2 Meter in nur 3 Tagen an. Eine Folge davon waren auch die schweren Lawinenabgänge in Galtür. Die Niederschlagshöhe im März war eher „normal", im April aber wieder überdurchschnittlich (vgl. Abb. 3). Dadurch blieben die Böden in einem feuchten Zustand. Die feuchten Böden und der hohe Wasservorrat in der Schneedecke waren eine ideale Voraussetzung für ein Auftreten von Hochwasser im Falle von nachfolgenden starken Niederschlägen.

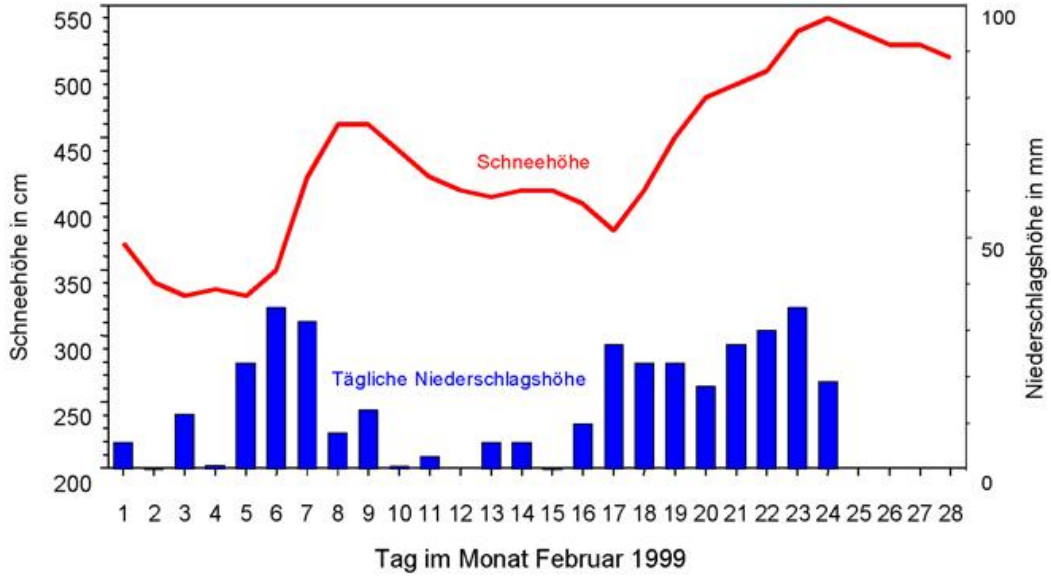


Abb. 2 Verlauf der täglichen Gesamtschneehöhe (rot) und der täglichen Niederschlagshöhe (blau) an der Zugspitze (2962 m) im Monat Februar 1999.

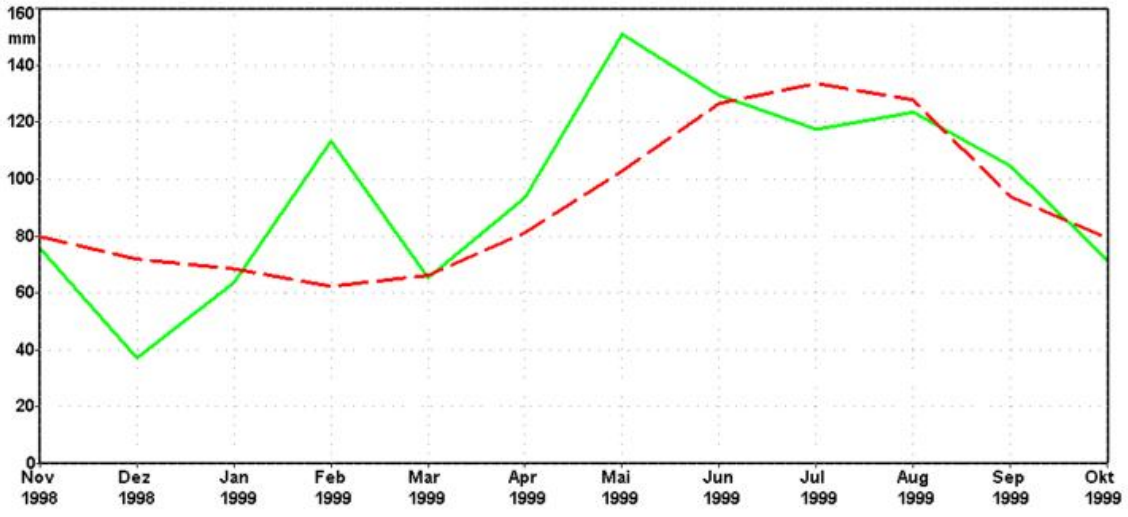


Abb. 3 Gebietsmittel der vom WZN analysierten monatlichen Niederschlagshöhe (grüne Kurve) und der dazugehörigen Bezugswerte für 1961-1990 (rote Kurve) in mm im Alpenraum (46°N bis 49°N, 8°E bis 14°E) während November 1998 bis Oktober 1999.

Ereignisperiode

a) Wetterlage

Am 20.5.1999 war eine von der Adria bis in den Nordosten Deutschlands verlaufende Tiefdruckrinne entstanden. In ihr traf feuchte Warmluft, die vom Balkan her nach Nordwesten vordrang, auf kühlere, aber ebenfalls feuchte Atlantikluft, die von Norden gegen die Alpen strömte (vgl. Abb. 4 bzw. DWD, 1999). Der Bereich dieser Luftmassengegensätze ist in der Bodenwetterkarte (Abb. 4) als Frontensystem eines über den östlichen Alpen liegenden Tiefs zu erkennen. In den unteren Luftschichten strömten feuchte Luftmassen konvergent gegen die Alpen und wurden dort durch die Orographie aufgestaut und angehoben. Zusätzlich führte ein von der Adria nach Norden ziehendes Höhentief feuchtwarme Mittelmeerluft in nördliche Richtung und hob sie über die kühle Atlantikluft. Durch das Zusammenwirken der hohen Feuchtezufuhr, der Strömungskonvergenz und der Hebungsvorgänge entstand ein breites Niederschlagsgebiet, das Süddeutschland und die nördlichen Alpen mit mehrere Tage anhaltenden starken Niederschlägen überdeckte. Der Bereich der stärksten Niederschläge im Bayerischen Alpenvorland ist im Radarbild vom 21.5.1999 (Abb. 5) an der Cyan- bzw. Dunkelviolett-Färbung gut erkennbar.

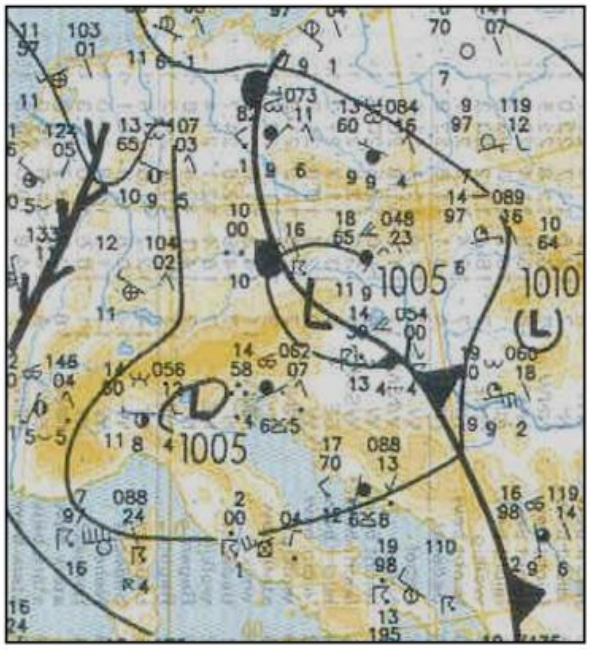


Abb.4 Ausschnitt aus der DWD-Analyse der Bodenwetterkarte vom 21.5.1999 um 2 Uhr MESZ. Quelle: DWD (1999).

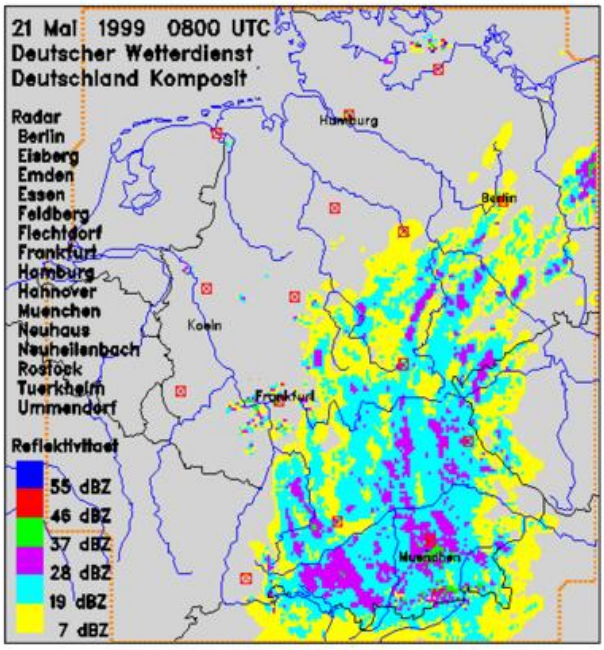


Abb. 5 Radarbild des Niederschlagsgebietes am 21.5.1999, 10 Uhr MESZ. Das Radarbild ist zusammengesetzt aus den Aufnahmen aller DWD-Radargeräte.

Eine Wetterlage wie zu Pfingsten 1999 ist an sich nicht besonders spektakulär und tritt in ähnlicher Form häufig auf (Anger, 1999). In diesem Fall aber wirkten verschiedene Faktoren in Form von anhaltenden starken Niederschlägen im Stau der Alpen, Schneeschmelze sowie bereits feuchtegesättigten Böden zusammen, was ein verheerendes Hochwasser zur Folge hatte.

Niederschlag

Die räumliche Verteilung der in den drei Tagen 20.-22. Mai 1999 im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee gefallenen Niederschläge (Abb. 6) zeigt Werte mit mehr als 100 mm in einem Streifen von der Ostschweiz über die Bayerischen Alpen und dem Allgäu bis zu den Hohen Tauern. In den Glarner, Lechtaler und Allgäuer Alpen ist in den drei Tagen Niederschlag von mehr als 150 mm Höhe gefallen. In einem Bereich, der von den Stubaier Alpen über Wetterstein- und Ammergebirge bis zum Ammersee reicht, wurden sogar mehr als 200 mm (Zugspitze 207 mm) gemessen. Allein am 21.5. fielen auf dem Hohenpeißenberg 138 mm in 24 Stunden, in Reutte in nur 12 Stunden sogar 148 Liter Regen pro Quadratmeter. Eine Niederschlagshöhe von 150 mm entspricht dem „normalen" Monatssoll im Mai.

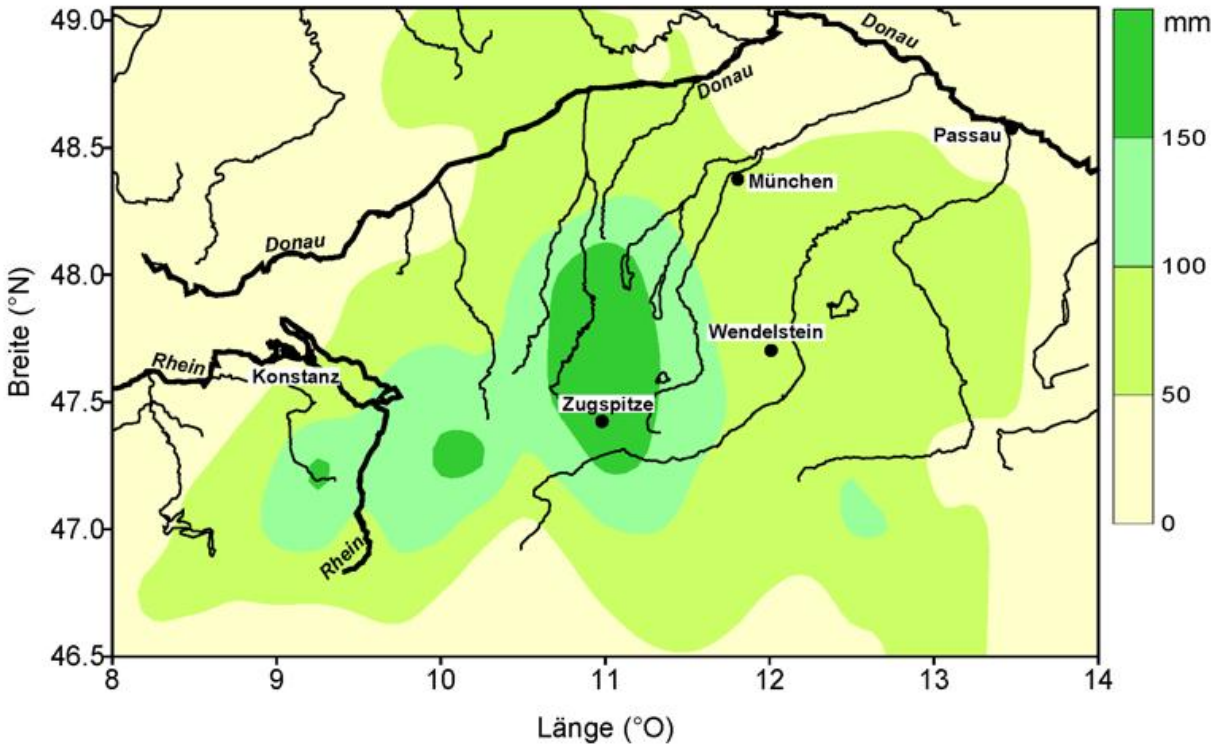


Abb. 6 Räumliche Verteilung der auf der Alpennordseite vom 20.-22. Mai 1999 gemessenen Niederschlagshöhen in mm.

Die räumliche Verteilung der monatlichen Niederschlagshöhe für den Mai 1999 (Abb.7) zeigt ähnliche Strukturen wie die Verteilung der dreitägigen Starkniederschläge (Abb. 6). Maxima von über 300 mm im Monat traten in den Regionen auf, wo in der Zeitspanne vom 20. bis 22.5. eine Niederschlagshöhe von 150 mm übertroffen wurde.

Ein Vergleich der Niederschläge des Mai 1999 mit den Bezugswerten des Zeitraumes 1961-1990 (Abb. 8) macht deutlich, dass im hydrologischen Einzugsgebiet der Zuflüsse von Bodensee und Donau großräumig mehr als das doppelte der üblicherweise im Mai erwarteten Niederschlagshöhen zu verzeichnen war.

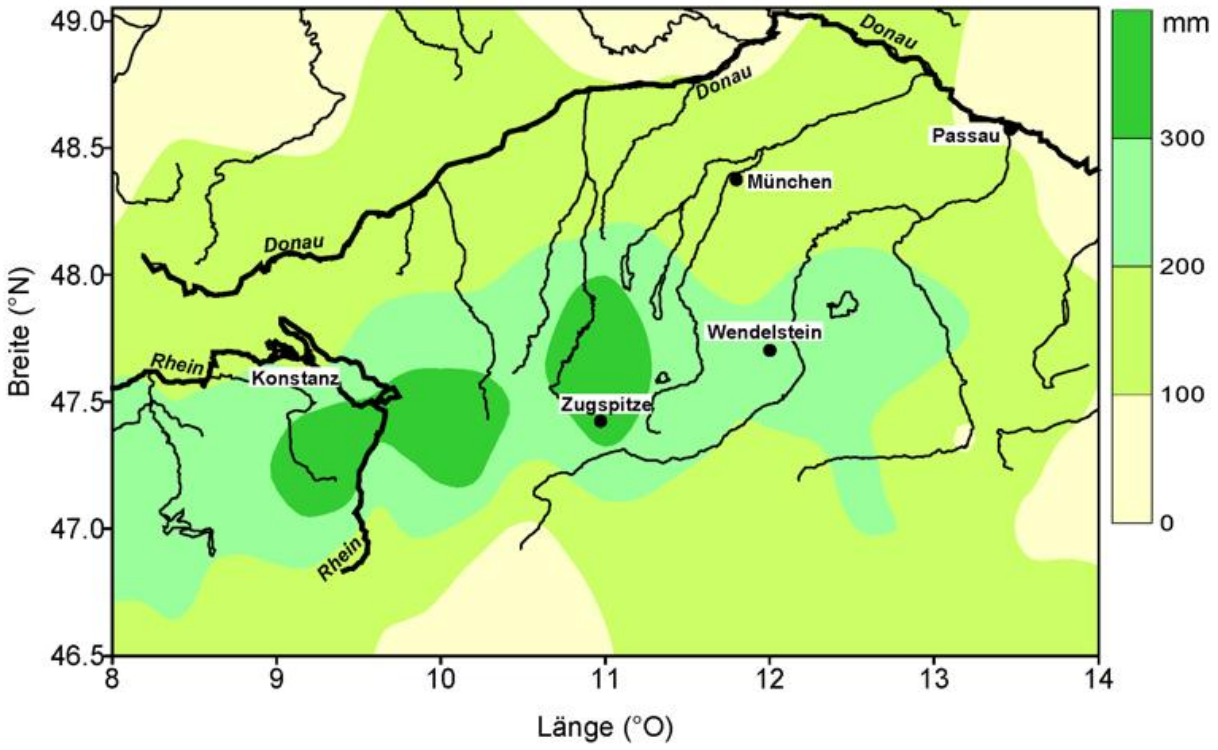


Abb. 7 Räumliche Verteilung der Niederschlagshöhe in mm für den Mai 1999.

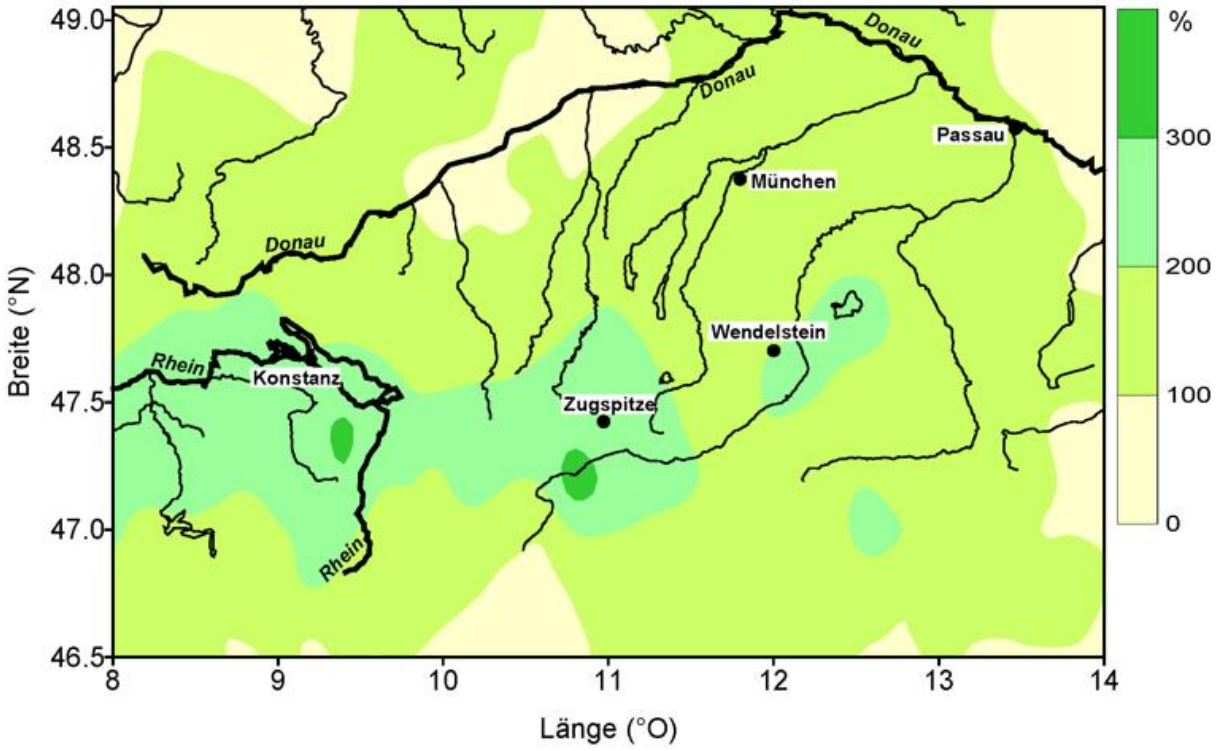


Abb.8 Räumliche Verteilung der relativen Niederschlagshöhe für den Mai 1999 in Prozent der Bezugswerte aus dem Zeitraumes 1961-1990.

In einem Bereich von den Stubaier Alpen über Wetterstein- und Ammergebirge bis zum Ammersee wurden vielerorts die bisherigen vieljährigen Rekordniederschlagshöhen für den Mai übertroffen. Dies ist beispielsweise an der Zeitreihe der an der Station Hohenpeißenberg im Alpenvorland im Mai gemessenen monatlichen Niederschlagshöhen eindrucksvoll zu erkennen (Abb. 9).

Nach Angabe von Vogelbacher und Kästner (1999a) sind solche großen Niederschlagshöhen, wie sie am 21. und 22. 5. gemessen wurden, in dieser Region nur alle 50 bis 100 Jahre zu erwarten.

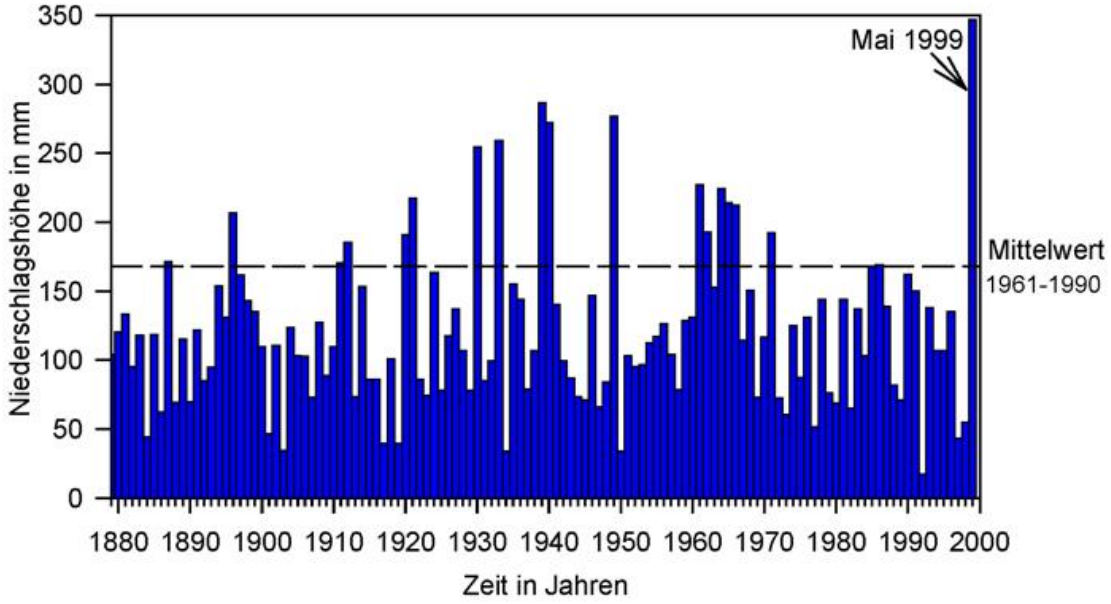


Abb.9 Verlauf der monatlichen Niederschlagshöhe an der Station Hohenpeißenberg im Mai während des Zeitraumes 1879-1999.

Schneeschmelze

Schneeschmelze war sicher nicht die Hauptursache für das Pfingsthochwasser der Donau, sie trug aber dennoch zu seinem Ausmaß bei.

Die Schmelzrate einer Schneedecke ist durch die Energiebilanz (Wärmezufuhr) und die Höhe der Schneedecke physikalisch begrenzt. Für den Beitrag zum Abfluss ist neben der Energiebilanz die Ausbreitung der Schneedecke von Bedeutung. In einer Schweizer Analyse der Schneeschmelze Anfang Mai 1999 wurde festgestellt, dass bei geschlossener und genügend hoher Schneedecke eine Schmelzwassermenge von 30 Litern pro m² und Tag erreicht wurde (Grebner und Roesch, 1999). Dies entspricht einer täglichen Niederschlagshöhe von 30 mm.

Die starken Niederschläge während der Tage 20. bis 22. Mai fielen nur noch in Höhen von ca. 3000 m NN und mehr als Schnee (vgl. Abb. 10, Zugspitze). Dort aber führten sie zu einer markanten Zunahme der Schneehöhe, so auf der Zugspitze von 470 cm auf 610 cm, ein Wert, der im Mai erstmals seit 1965 wieder erreicht wurde.

Unterhalb von rund 1800 m NN (vgl. Abb. 10, Wendelstein) dagegen war die Schneedecke bereits in der ersten Maihälfte weitgehend abgetaut. In den Höhenlagen zwischen 1800 und 3000 m NN war in der zweiten Maihälfte noch eine Schneedecke und damit ein Potenzial für Schneeschmelze vorhanden. Die Messwerte der Schneehöhe am 1. Mai und am 1. Juni 1999 an weiteren Wetterstationen (Tab. 1) zeigen im Vergleich, dass während des gesamten Monats Mai 1999 in Teilbereichen des Donau-Einzugsgebietes Schneeschmelze auftrat und somit zu hohen Wasserständen der Bäche, Flüsse und Seen im nördlichen Alpenraum führte.

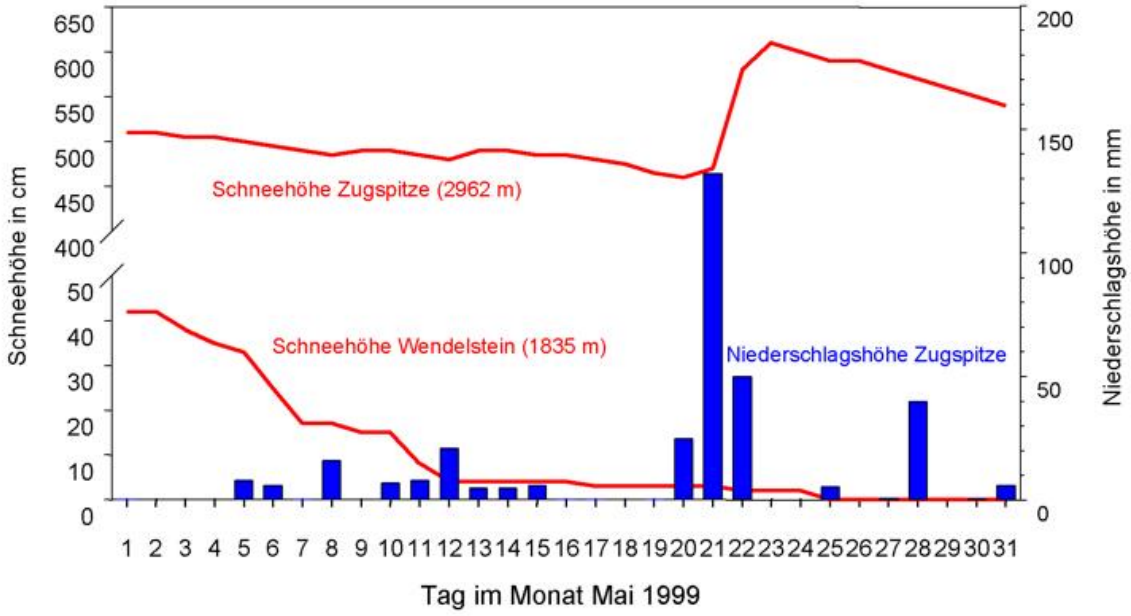


Abb.10 Verlauf der täglichen Schneehöhe an der Zugspitze und am Wendelstein sowie der täglichen Niederschlagshöhe an der Zugspitze im Mai 1999.

Name (Land)	Höhe (m)	Schneehöhe am 1.5.99	Schneehöhe am 1.6.99
Rax (A)	1546	55 cm	0 cm
Davos (CH)	1590	34 cm	0 cm
Feuerkogel (A)	1621	65 cm	0 cm
Hahnenkamm (A)	1760	97 cm	0 cm
Wendelstein (D)	1835	42 cm	0 cm
Schmittenhöhe (A)	1956	140 cm	0 cm
Villacheralpe(A)	2160	53 cm	0 cm
Patscherkofel (A)	2247	93 cm	0 cm
Guetsch (CH)	2284	292 cm	89 cm
Rudolfshütte (A)	2309	291 cm	164 cm
Saentis (CH)	2490	755 cm	510 cm
Zugspitze (D)	2962	510 cm	535 cm
Sonnblick (A)	3107	490 cm	430 cm

Tab.1 Schneehöhen am 1.5.1999 und 1.6.1999 an ausgewählten Stationen auf der Alpennordseite.

Abfluss

Analysen des Hochwassernachrichtendienstes des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft (Vogelbacher und Kästner, 1999 bzw. 1999a) zeigen, dass das Pfingsthochwasser 1999 des Bodensee und der bayerischen Flussgebiete Iller, Lech, Isar und Donau in erster Linie eine direkte Folge der starken Niederschläge in den Nordalpen, dem Alpenrand und Teilen des Alpenvorlandes war. Allerdings führten die Niederschläge und die Schneeschmelze in der Zeit vor Pfingsten, wie oben näher erläutert, zur Wassersättigung der Böden, so dass die starken Niederschläge der Tage 20. bis 22. Mai 1999 nahezu vollständig zum Abfluss kamen. Aus den alpinen Einzugsgebieten sammelten sich die Abflüsse am 22. Mai 1999 in Iller, Lech, Ammer und Isar, den Nebenflüssen der Donau. Dort stiegen die Flüsse bis zum Abend in den Oberläufen auf Wasserstände an, wie sie im Mittel nur alle 200 bis 300 Jahre überschritten werden.

Am Pfingstsonntag (23. Mai 1999) erreichten die Hochwasserscheitel der Nebenflüsse die Donau: der des Lech am frühen Morgen und der der Iller am frühen Nachmittag (vgl. Hochwasserganglinien der Donau in Abb. 11). Am Pegel Ingolstadt wurde am 24. Mai1999 der seit 1821 bisher höchste beobachtete Abfluss um ca. 10 Prozent überschritten. Unterhalb der Lecheinmündung bis oberhalb von Regensburg wurden an der Donau Scheitelabflüsse beobachtet, die dort sonst nur alle 100 Jahre auftreten. Auch der Oberlauf des Rhein führte viermal mehr Wasser als üblich, der Pegel des Bodensees erreichte am 24. Mai in Konstanz mit 565 cm den höchsten Wert seit 1898.

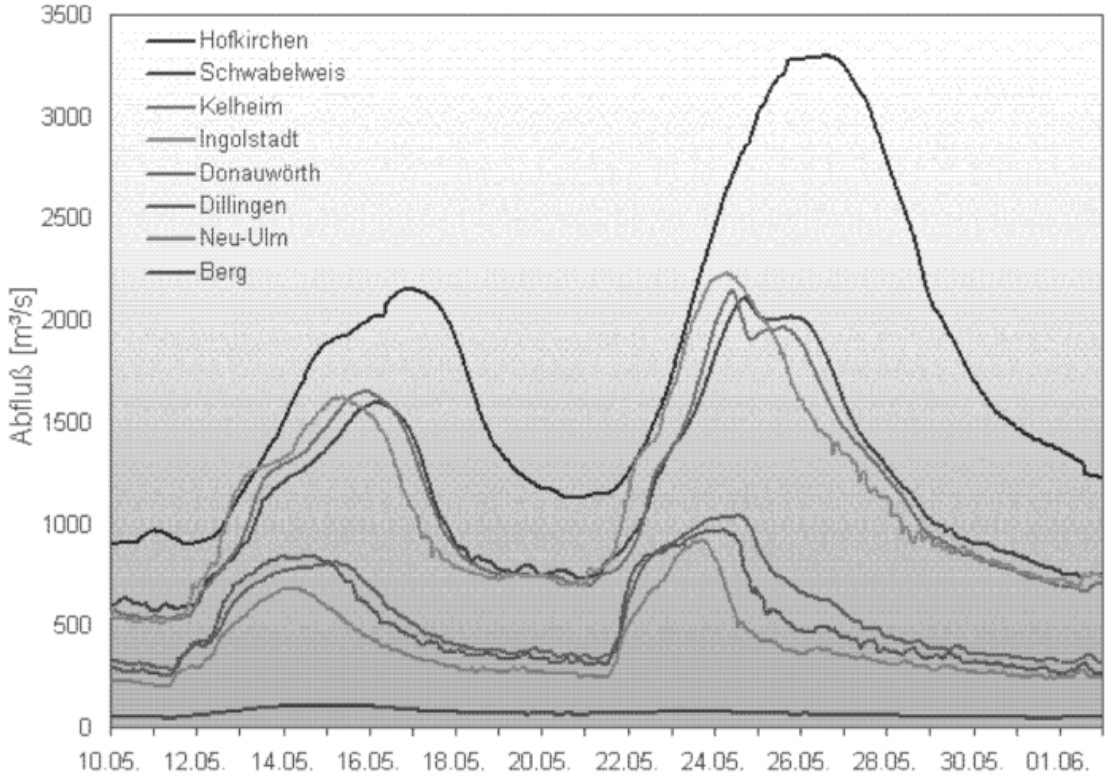


Abb.11 Abflussganglinien der Donau im Mai 1999 an verschiedenen Pegelmessstellen. Quelle: Hochwassernachrichtendienst Bayern (Vogelbacher und Kästner,1999a).

Schlussbemerkungen

Das Hochwasserereignis an Donau und Bodensee im Mai/Juni 1999 wurde verursacht durch das großräumige und lang anhaltende Auftreten von starken Niederschlägen im Stau der Nordalpen, ausgelöst durch eine über mehrere Tage nahezu ortsfeste Luftmassengrenze. Im Abflussbereich des Hauptniederschlages wirkten sich die hohen Gebietsniederschläge unmittelbar auf einen raschen Anstieg der Flusspegel aus, da das hydrologische System im Erdboden und den Flüssen durch die überdurchschnittlich hohen Niederschläge der Vormonate und die starke Schneeschmelze im Mai bereits in hohem Maße belastet war.

Außergewöhnlich war das gekoppelte kurzfristige und großflächige Auftreten vieler hochwasserfördernder Faktoren. Ob menschgemachte Einflüsse durch Begradigung der Flüsse und Bebauung in Flussnähe bzw. sich abzeichnende Klimaänderungen die Situation noch verschärften, läßt sich mit einer eher qualitativen Analyse, wie der vorliegenden, nicht nachweisen. Aber das vorliegende Ereignis macht deutlich, dass im hydrologischen Einzugsgebiet von Donau und Bodensee extreme Hochwasser trotz der recht langen (50-100 Jahre) statistischen Wiederkehrperioden beim Zusammentreffen mehrer Faktoren sich rasch entwickeln und dann erhebliche Schäden verursachen können.

Literatur

Anger, B. (1999): Zentrale Vorhersage des DWD, pers. Mitteilung.

DWD (1999): Wetterkarte des DWD Nr. 141/1999 vom 21. Mai 1999. Selbstverlag, Offenbach.

Fuchs, T., Rapp. J. und B. Rudolf (1999): Starkniederschläge im Mai 1999 im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee.Beilage Nr. 95/1999 zur Wetterkarte Nr. 158 und 159 des Deutschen Wetterdienstes. Selbstverlag, Offenbach. Im Internet unter: http://www.dwd.de/research/klis/produkte/monitoring/hw199905/hw0599.htm

Grebner, D. und Th. Roesch (1999): Zusammenhänge und Beurteilung der Hochwasserperiode in der Schweiz vom 11. bis 15.Mai 1999. In: „Wasser , Energie, Luft - eau, energie, air", 91. Jahrgang, 1999, Heft 5/6, Baden (Schweiz), S. 127-132.Journel, A.G. and Huijbregts, C. (1978): Mining Geostastistics, Academic Press, 600 pp.

Kloth, H. (1999): Das Jahrhundert-Hochwasser 1999 in Kelheim und Neustadt a.d. Donau. Im Internet unter: http://www.keh.net/hw/index.htm

Rubel, F. und M. Hantel (1999): Correction of daily rain gauge measurements in the Baltic Sea drainage basin. Nordic Hydrology, 30(3).

Rudolf, B. (1995): Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlags. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 196, 153 S., Selbstverlag, Offenbach/Main.

Vogelbacher, A. und W. Kästner (1999a): Pfingsthochwasser 1999 - ein Jahrhundertereignis an Iller, Ammer und Donau. Aufden Internet-Seiten des Hochwassernachrichtendienstes des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft unter: http://www.bayern.de/lfw/hnd/ereignisse.htm

Vogelbacher, A. und W. Kästner (1999): Entstehung und Ablauf des Pfingsthochwassers. In: Bund der Flußmeister Bayerns (Hrsg.): Die Flußmeister 1999/2000, S. 13-16.

Starkniederschlag in Deutschland -

Messergebnisse, statistische Auswertungen, Schätzungen

G. Malitz

Für verschiedene Nutzer meteorologischer Leistungen sind Aussagen zum Starkniederschlag in Deutschland von Bedeutung. In einer Vielzahl von Publikationen werden daher Starkniederschlagshöhen veröffentlicht. Bei den angegebenen Werten handelt es sich zum einen um gemessene bzw. registrierte Niederschlagshöhen, zum anderen um Zahlen, die als Ergebnis der Anwendung bestimmter Verfahren, wie statistische Analysen, physikalisch-klimatologisch begründete Schätzungen, Modellanwendungen usw., gewonnen wurden.

Aussagen, wie z. B. „Gestern fielen 20 Liter Niederschlag pro Quadratmeter“, erhalten ihren Wert erst durch die Nennung des Messzeitraums, besser noch durch die Angabe der Niederschlagsdauer. Außerdem ist es von Bedeutung, ob es sich bei einer angegebenen Niederschlagshöhe um einen Wert handelt, der in dieser Größe für ein Gebiet gewisser Ausdehnung gilt oder nur sehr kleinräumig - quasi punktuell - aufgetreten ist. Schließlich hängt die Beurteilung publizierter Niederschlagsmesswerte durch den Leser auch vom Umfang seines meteorologischen Wissens und von seinem persönlichen Erfahrungshorizont ab. Als Beispiel für ein hochrangiges Ereignis in der Liste der größten gemessenen Niederschlagshöhen in Deutschland ist der Niederschlag von 126 mm innerhalb von acht Minuten am Standort Füssen (Ostallgäu) am 25.05.1920 zu nennen. Zwei weitere beträchtliche **Messwerte** der Niederschlagshöhe sind der Tabelle zu entnehmen.

Zur Beantwortung der Frage, mit welcher Niederschlagshöhe beispielsweise einmal in zwanzig Jahren innerhalb von 15 Minuten am Standort XY zu rechnen sei, reicht ein Blick in die Liste der Rekordniederschläge nicht aus. Stattdessen wird eine **extremwertstatistische Auswertung** von Starkniederschlagsereignissen durchgeführt. Die Starkniederschlagsereignisse können sowohl Niederschläge kurzer Dauer und hoher Intensität als auch mehrere Stunden oder Tage anhaltende Niederschläge mit großen Niederschlagshöhen sein. Als Grundlage für die statistische Analyse ist eine planmäßige und detaillierte Auswertung von Niederschlagsregistrierungen erforderlich. Die Summenkurven der Niederschlagsschreiber nach Hellmann werden im DWD nach markanten Punkten über eine Digitalisierungsanlage erfasst. Da im Messnetz des DWD ein Niederschlagsschreiber immer durch einen zugeordneten Niederschlagsmesser ergänzt wird, werden die auftretenden Abweichungen zwischen der Niederschlagshöhe des täglich abgelesenen Niederschlagsmessers und der Summe der registrierten Niederschlagshöhe prozentual auf die einzelnen Niederschlagsereignisse verteilt. Die so digitalisierten Niederschlagswerte werden mit Hilfe entsprechender Software in äquidistante 5-min-Niederschlagswerte umgerechnet.

Für Untersuchungen von Niederschlägen kleiner Dauerstufen (Schauer) werden nur jeweils die Registrierungen der Monate Mai bis September herangezogen, da mit Sicherheit angenommen werden kann, dass extreme Kurzzeitniederschläge in der kalten Jah-

reszeit nicht vorkommen. Länger anhaltende Starkniederschläge können auch in der kalten Jahreszeit auftreten. Infolgedessen reichen die Ergebnisse aus Niederschlagsregistrierungen von Mai bis September nicht aus. Es werden zusätzlich die täglichen Niederschlagsmessungen von Januar bis Dezember herangezogen.

Hierzu wurden 30-jährige Aufzeichnungen der Jahre zwischen 1951 und 1980 für rund 200 Niederschlagsschreiberstationen und fast 3000 Stationen mit täglicher Niederschlagsmessung ausgewertet. Mit Hilfe eines ausgewählten extremwertstatistischen Analyseverfahrens wird die Bewertung der innerhalb eines Messzeitraums ausreichender Länge zufällig aufgetretenen Ereignisse vorgenommen und eine Extrapolation auf seltene Niederschlagsereignisse ermöglicht. Ein Messzeitraum von 30 Jahren gestattet Aussagen zu Starkniederschlagshöhen bestenfalls einer Jährlichkeit T (Zeit, in der ein Ereignis einen Wert einmal erreicht oder überschreitet) von 100 Jahren. Der extremwertstatistische Ansatz geht für jede Dauerstufe D von Serien aus, die sich aus Messreihen der Niederschlagshöhe h_N ergeben. Den Serien wird durch eine Regressionsrechnung die theoretische Verteilungsfunktion $h_N(D;T) = u(D) + w(D)$ in T angepasst. Die Verteilungsfunktion ist durch die Parameter u(D) und w(D) charakterisiert. Um mittels der Verteilungsparameter über alle Dauerstufen hinweg eindeutige Niederschlagshöhen zu erhalten, wird ein doppeltlogarithmischer Ausgleich der Parameter u(D) und w(D) im Dauerstufen-Bereich I (5 min bis 60 min) und im Dauerstufen-Bereich II (60 min bis 12 h) vollzogen.

Aufbauend auf diesen punktuellen Auswertungen von Datenmaterial der Niederschlagsstationen, wurde anschließend eine bundesweite Regionalisierung des Starkniederschlagsgeschehens vorgenommen, d. h. eine Übertragung dieser Punktwerte auf Standorte, für die keine vieljährigen Niederschlagsregistrierungen vorliegen. Die Ergebnisse sind in Rasterdarstellungen mit einer Auflösung von etwa 8,5 km mal 8,5 km pro Rasterfeld erfasst. Zur Ermittlung jedes einzelnen Rasterwertes wurden dabei die nächstgelegenen Stationsangaben auch unter Berücksichtigung der orographischen Eigenheiten (Luv/Lee) jeder Region ausgeglichen. Auf diese Weise entstanden die sogenannten KOSTRA-Werte der Starkniederschlagshöhe [Bartels et al., 1997]. Beispiele für KOSTRA-Werte sind in der Tabelle angegeben. Das KOSTRA-Regionalisierungsverfahren zur flächenbezogenen Darstellung von extremwertstatistischen Punktergebnissen für Niederschläge unterschiedlicher Dauerstufen umfasst ein breites Spektrum von Analyse-Instrumenten - angefangen von der Untersuchung zur zeitlichen und räumlichen Repräsentanz, über die orographische Typisierung in Abhängigkeit von der Wetterlage und die Variogrammanalyse bis hin zu einer distanzabhängigen Gruppierung des Datenmaterials zur Abgrenzung klimatisch homogener Teilregionen.

Bei einer Ausdehnung des Messzeitraums auf 45 Jahre lässt sich zwar die Starkniederschlagshöhe beziffern, mit deren Erreichen oder Überschreiten im Mittel einmal in etwa 130 Jahren gerechnet werden muss. Welche Starkniederschlagshöhen bei deutlich größeren Jährlichkeiten zu erwarten sind, kann mit Hilfe des oben beschriebenen extemwertstatistischen Verfahrens jedoch nicht beantwortet werden.

Nichtsdestoweniger wird seitens der Anwender von Starkniederschlagsangaben auch nach dem größtmöglichen Niederschlag gefragt. Schon seit geraumer Zeit wird in der internationalen wissenschaftlichen Öffentlichkeit jedoch nicht mehr nach dem größtmöglichen Niederschlag, sondern nach dem vermutlich größten Niederschlag (probable maximum precipitation, PMP) gesucht. Damit ist der Tatsache Rechnung getragen worden, dass alle Berechnungsmethoden die physikalische Wirklichkeit nur annähernd erfassen können. Für eine Antwort auf die Frage nach dem vermutlich größten Niederschlag bietet sich das Beschreiten unterschiedlicher Lösungswege an. Dabei wird in jedem Fall eine Quasistationärität des Klimas vorausgesetzt. Grundsätzlich stehen neben den statistischen Ansätzen - z. B. [Hershfield, 1965] - zwei physikalisch begründete Instrumentarien zur Verfügung. Es handelt sich zum einen um die deterministische Modellierung - z. B. [Haiden et al., 1991] - und zum anderen um die Abschätzung der PMP auf empirischer Basis - z. B. [WMO, 1986].

Resultat der letztgenannten Vorgehensweise - der physikalisch-empirisch basierten **Schätzung** der vermutlich größten Niederschläge in Deutschland durch die indirekte Maximierung extremer Niederschlagshöhen - sind die maximierten Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland (MGN). Die MGN stecken die Größenordnung der unter den gegebenen Klimaverhältnissen vermutlich größten Gebietsniederschläge (bis 72 Stunden Niederschlagsdauer und Gebietsgrößen kleiner als 1000 km^2) in Deutschland ab. Die vom DWD durchgeführten Untersuchungen beruhen auf zahlreichen vieljährigen, zeitlich hoch aufgelösten Reihen der Niederschlagshöhe und auf langen Reihen der stündlichen Taupunkttemperatur sowie einer von der WMO empfohlenen wissenschaftlichen Methode, die in den USA entwickelt wurde [WMO, 1986].

Wird der vermutlich größte Niederschlag einer bestimmten Dauer, der über einem bestimmten Einzugsgebiet und zu einer bestimmten Jahreszeit eintreten kann, auf physikalisch-klimatologischem Wege ermittelt, indem die starkniederschlagsrelevanten meteorologischen Parameter tatsächlich stattgefundener Starkniederschlagsereignisse für einen Messpunkt durch für diesen Messpunkt physikalisch sinnvolle obere Grenzen dieser Parameter ersetzt werden, d. h. diese Parameter maximiert werden, ergibt sich die maximierte Punktniederschlagshöhe. Tritt an die Stelle eines Messpunktes ein Gebiet, wird von der maximierten Gebietsniederschlagshöhe MGN gesprochen. Die maximierte Gebietsniederschlagshöhe für Gebiete ≤ 25 km² entspricht der maximierten Punktniederschlagshöhe.

Um MGN-Werte ermitteln zu können, ist zum einen die Kenntnis der meteorologischen Faktoren notwendig, die eine Begrenzung der Niederschlagshöhe bewirken. Solche Faktoren sind vor allem der maximale Feuchtigkeitsgehalt und die Geschwindigkeit der in das Einzugsgebiet einströmenden Luftmassen sowie die Zeit, während der diese Einströmung anhält. Ob konvektive oder advektive Prozesse die Niederschlagsbildung verursachen, bestimmt maßgeblich den Anteil des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre, der als Niederschlag ausfallen kann. Zum anderen spielen die allgemeinen klimatischen Verhältnisse, die geographische Lage sowie Größe und Orographie der Einzugsgebiete eine Rolle.

Von zentraler Bedeutung für die Maximierung der Niederschlagshöhe ist die Maximierung des Wassergehalts der Atmosphäre. Der Wassergehalt wird mit Hilfe der Taupunkttemperatur bestimmt. Das Verhältnis von größtmöglichem Wassergehalt W_1 zu bei Starkniederschlag beobachtetem Wassergehalt W_2 stellt den Maximierungsfaktor dar, mit dem die Niederschlagshöhe $h_{N,reg}$ eines registrierten extremen Niederschlagsereignisses multipliziert wird, um die bzgl. des Wassergehaltes maximierte Niederschlagshöhe $h_{N,max} = (W_1/W_2) \cdot h_{N,reg}$ zu erhalten. In der Wassergehaltsmaximierung ist wegen der Annahme des optimalen Wirkungsgrades des Niederschlagsmechanismus der Windeinfluss bereits implizit enthalten.

Auf dem Weg von den an DWD-Stationen registrierten Niederschlagshöhen $h_{N,reg}$ zu den maximierten Gebietsniederschlagshöhen für die 13 Untersuchungsregionen werden folgende Schritte gegangen:

- Berechnung der Maximierungsfaktoren W_1/W_2 zur Auflistung der maximierten Punktniederschlagshöhen in den 13 Untersuchungsregionen

- Ermittlung regional ausgeglichener Punktniederschlagshöhen pro Untersuchungsregion,

- Anwendung von Niederschlagshöhen-Dauer-Flächenbeziehungen zur Abminderung von regional ausgeglichenen Punktniederschlagshöhen entsprechend den Gebietsgrößenstufen

- Ermittlung jahreszeitlich differenzierter maximierter Gebietsniederschlagshöhen

Parallel zu diesen Schritten erfolgt permanent ein Vergleich von Rechenergebnissen mit aktuellen und historischen Messwerten der Niederschlagshöhe.

Die Maximierungsmethode wurde bereits von verschiedenen Autoren angewandt - allerdings jeweils für ein einzelnes Teilgebiet Deutschlands (z. B. [Hauck, 1983]). Obwohl mit Akribie durchgeführt, bergen solche Einzeluntersuchungen die Gefahr, dass - infolge der relativ kleinen Zahl und der vergleichsweise geringen Länge der verfügbaren Reihen sowie der bisweilen wenig repräsentativen Lage des Untersuchungszeitraums auf der Zeitachse - die physikalisch begründeten, aus wasserwirtschaftlicher Sicht zweifellos großen Schätzwerte der Niederschlagshöhe noch längst nicht die vermutlich größten Niederschlagshöhen in dem betreffenden Gebiet sind. Oftmals sind außerdem die Möglichkeiten beschränkt, die ermittelten großen Niederschlagshöhen im Kontext der in anderen Jahrzehnten und/oder an klimatologisch vergleichbaren Standorten gemessenen extremen Niederschlagshöhen zu verifizieren.

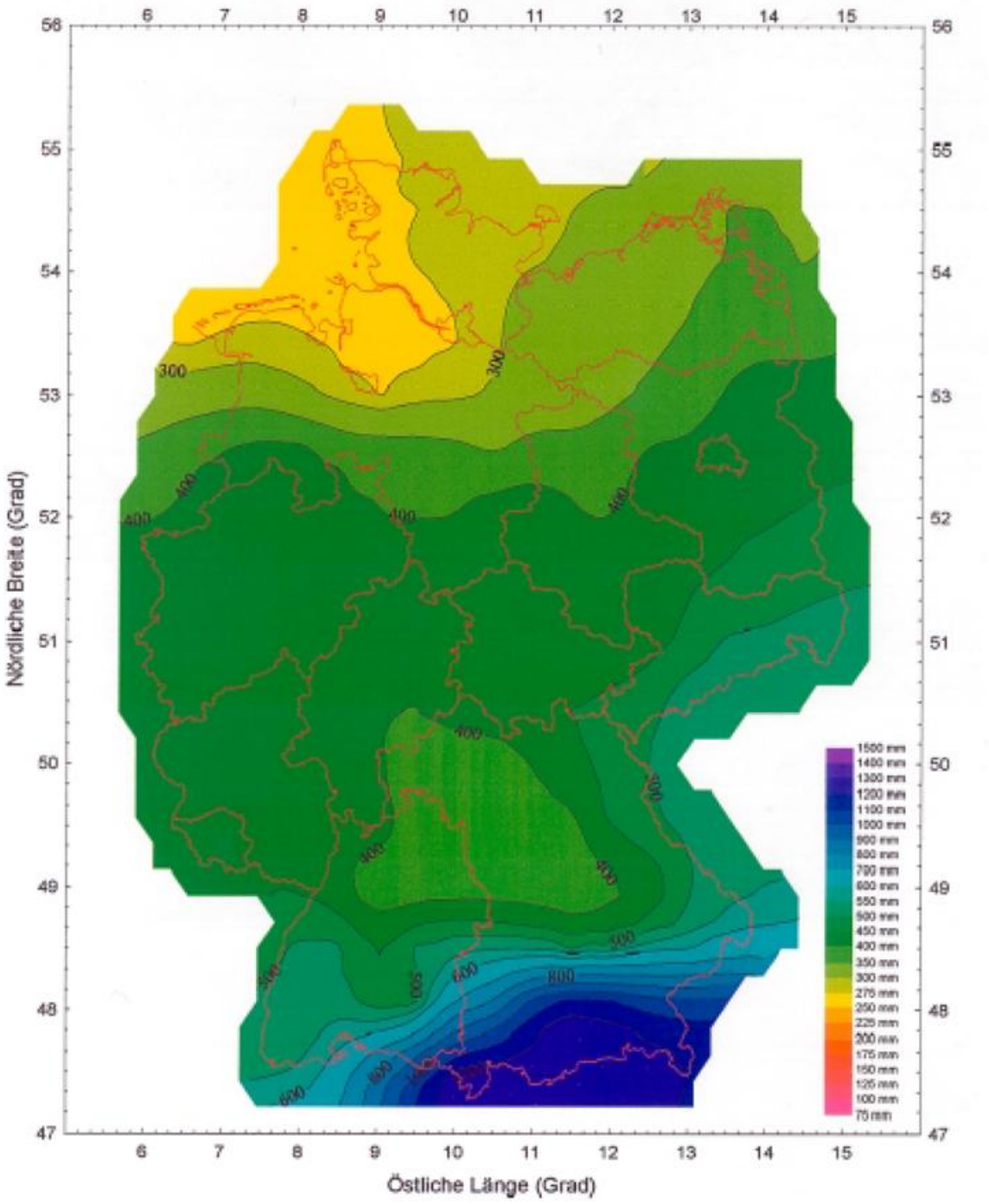


Abb.1 Karte der maximierten Gebietsniederschlagshöhen für eine Dauerstufe von 72 Stunden und eine Gebietsgrößenstufe von 500 km² (Erläuterung siehe Text)

Die räumliche Übertragung (Regionalisierung) der für die 13 repräsentativen Untersuchungsregionen unterschiedlicher Größe ermittelten maximierten Gebietsniederschlagshöhen auf Gebiete, für die innerhalb und außerhalb des DWD keine vieljährigen, zeitlich hochaufgelösten Reihen der Niederschlagshöhe und lange Reihen der stündlichen Taupunkttemperatur existieren, wurde mit Hilfe der modifizierten Transposition vorgenommen, d. h. der gedachten Verlagerung von Starkniederschlagsereignissen innerhalb einer Untersuchungsregion ins Umfeld. Da die räumliche Differenziertheit der maximierten Gebietsniederschlagshöhen bei weitem nicht

so hoch ist wie die der punktuellen Starkniederschlaghöhen, erwies sich die Zuordnung von Regionalisierungsergebnissen auf ein 0,5°x0,5°-Gitternetz als ausreichend. Beispiele für MGN-Werte sind in der Tabelle aufgeführt. Ein wichtiges Hilfsmittel, um zu bestimmen, welche Niederschlagsereignisse wohin transpositioniert werden können, ist die Kenntnis von

- regionaler Verteilung der maximalen 1000-hPa-Taupunkttemperatur bzw. des maximalen Wassergehalts der Atmosphäre,
- geographischer Lage und Entfernung zu den 13 Untersuchungsregionen,
- Höhe über Meeresniveau und orographische Strukturierung.

Als Beispiele sind die MGN-Werte für eine Dauerstufe von 72 Stunden und eine Gebietsgrößenstufe von 500 km^2 in der Abbildung visualisiert (Schmidt, 1997). Für ein etwa 500 km^2 großes Gebiet gilt der MGN-Wert, der für den Mittelpunkt dieses Gebietes aus der Karte zu entnehmen ist.

Anders als die punktuellen KOSTRA-Starkniederschlagshöhen sind die maximierten Gebietsniederschlagshöhen MGN nicht das Resultat einer statistischen Analyse, sondern einer auf physikalisch-klimatologischen Grundlagen beruhenden Abschätzung der vermutlich größten Gebietsniederschlagshöhe unter Annahme stationärer Klimaverhältnisse. Angaben zur Auftretenswahrscheinlichkeit der maximierten Gebietsniederschlagshöhe sind daher prinzipiell nicht möglich.
Exemplarisch dokumentiert, sind in der Tabelle vergleichsweise Niederschlagshöhen zusammengestellt, die zum einen Messergebnisse sind und zum anderen Resultate extremwertstatistischer Analysen (z. B. als KOSTRA-Werte) und Abschätzungen im Ergebnis physikalischer Grenzwertbetrachtungen (z. B. als MGN-Werte) darstellen.

aus Messung	Aus extremwert-statistischer Analyse Für Jährlichkeit 100 a	aus physikalisch begründeter Abschätzung
kleinräumiges konvektives Ereignis 1 Stunde 25 km² **180 mm** Daudenzell (Neckar-Odenwald) 27.06.1994	 D = 1 h Punktuell **54 mm** ± 20 %	 D = 1 h 25 km² **250 mm**
Dauerregen 72 Stunden 100 km² **260 mm** Pritzwalk (Prignitz) 11.-13.06.1993	 D = 72 h Punktuell **120 mm** ± 20 %	 D = 72 h 100 km² **340 mm**
Messwert	KOSTRA-Wert	MGN-Wert

Tab.1 Beispiele für große Werte der Niederschlagshöhe in Deutschland

Literatur

Bartels, H.; Malitz, G.; Asmus, S.; Albrecht, F. M.; Dietzer, B.; Günther, T.; Ertel, H. (1997): Starkniederschlagshöhen fürDeutschland (KOSTRA), Selbstverlag des DWD, Offenbach am Main

Haiden, T; Kahlig, P.; Kerschbaum, M.; Nobilis, F. (1991): Zum Einfluß der Orographie auf Extremniederschläge: Ein deterministischer Modellansatz, Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich, Nr. 64, Wien, S. 1-27

Hauck, E. (1983): Beiträge zur Wahl des Bemessungshochwassers und zum vermutlich größten Niederschlag, DVWK-Schriften 62, Verlag Paul Parey, Hamburg und BerlinHershfield, D. M. (1965): Method for Estimating Probable Maximum Rainfall, Journal American Waterworks Ass., Vol. 57, S. 965-972

Schmidt, T. (1997): Maximierte Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland, DVWK-Mitteilungen 29, Kommissionsbetrieb Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn

World Meteorological Organisation [WMO] (1986): Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation, Operational Hydrology 332, Report No. 1, Second Edition, Geneva

Kommen Westwetterlagen häufiger vor als früher?

P. Bissolli

1999 war wieder einmal ein sehr warmes Jahr in Deutschland und auch der Winter 1999/2000 war sehr mild (Deutscher Wetterdienst 1999, 2000, Müller-Westermeier und Czeplak 1999). Innerhalb der neunziger Jahre war dies kein Einzelfall, und dieses Phänomen war auch keineswegs nur auf Deutschland und auch nicht nur auf Mitteleuropa beschränkt. In beiden Hemisphären und daher auch global waren die neunziger Jahre bei weitem die wärmste Dekade des 20. Jahrhunderts. (Aktuelle Zeitreihen von globalen und hemisphärischen Mittelwerten können aus dem Internet entnommen werden, z.B. unter http://www.cru.uea.uk/cru/data/temperat.htm .)

Eine Ursache-Wirkungskette, die sowohl die globale Erwärmung als auch ihre regionalen Ausprägungen erklärt, ist im Detail sehr komplex. Zwar ist es nahezu unbestritten, dass der anthropogene Treibhauseffekt zu einer globalen Erwärmung führt, aber durch welche Mechanismen sich dies auf die verschiedenen Regionen der Erde auswirkt, ist im Einzelfall noch sehr ungewiss. Hier spielen insbesondere auch die verschiedenen Mechanismen der atmosphärischen Zirkulation eine wesentliche Rolle.

Speziell für Mitteleuropa und damit auch für Deutschland wird häufig die Hypothese angegeben, dass insbesondere für die milden Winter dieses Jahrzehnts eine Häufung von Westwetterlagen verantwortlich ist, die ihrerseits wieder vom anthropogenen Treibhauseffekt verursacht worden sein könnte. Klimamodell-rechnungen des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg unterstützen diese Vermutung. Auch statistische Analysen untermauern diese Hypothese, vor allem wenn speziell die Andauer von Westlagen betrachtet wird (vgl. dazu auch den in diesem KSB enthaltenen Artikel von Gerstengarbe et al. S. 111.)

Im vorliegenden Beitrag soll, im Hinblick auf die Frage nach milden Wintern in Deutschland, ausschließlich die Häufigkeit von Westwetterlagen und ihre Variabilität im Lauf des 20. Jahrhunderts untersucht werden, wobei verschiedene Datensätze gegenübergestellt werden.

Wie mild waren die Winter wirklich?

Abb. 1 zeigt den zeitlichen Verlauf der Wintermitteltemperatur in Deutschland für das 20. Jahrhundert. In der Tat sind gerade in den neunziger Jahren relativ viele Jahre zu finden, in denen die Wintermitteltemperatur deutlich über dem vieljährigen Mittelwert des gesamten Jahrhunderts liegt. Im Vergleich zu früheren Jahren sind die Temperaturwerte allerdings nicht so herausragend hoch wie es bei globalen oder hemisphärischen Mittelwerten der Fall ist. Demzufolge ist auch nur ein geringer Erwärmungstrend im 20. Jahrhundert über Deutschland zu beobachten, der noch von einer hohen Jahr-zu-Jahr-Variabilität überlagert wird. Betrachtet man noch

längere Zeitreihen, die an einzelnen Stationen in Deutschland vorliegen (z.B. am Hohenpeißenberg ab 1781), so ist auch für einen über 200jährigen Zeitraum kein nennenswerter Trend bei der Wintermitteltemperatur festzustellen. In einigen Teilzeiträumen, besonders in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts zeigt sich sogar eher eine Abkühlungsphase.

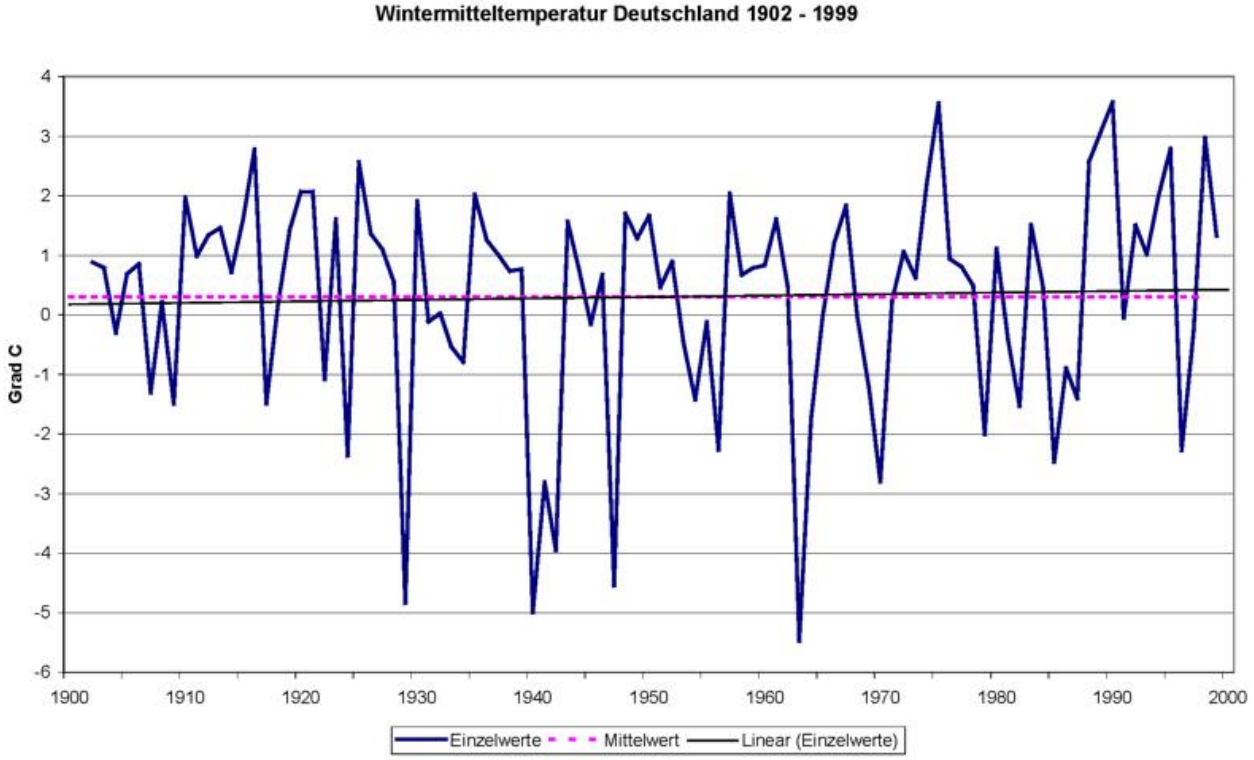


Abb. 1 Wintermitteltemperatur von Deutschland basierend auf Mittelwerten eines Rasters mit 1 km Auflösung.

Allerdings ist aus Abbildung 1 auch ersichtlich, dass vor allem gegen Mitte des 20. Jahrhunderts in der Tat einige sehr kalte Winter aufgetreten sind, die weder am Anfang noch am Ende des Jahrhunderts in dieser Ausprägung vorkamen.

Westwetterlagen aus Wetterlagenklassifikationen

Für die Beschreibung des Phänomens Westwetterlagen stehen verschiedene Wetterlagenklassifikationen zur Verfügung, die sich aber auf verschiedene räumliche Skalenbereiche beziehen und daher unterschiedlich zu interpretieren sind.

Speziell für Deutschland liegt die objektive Wetterlagenklassifikation des Deutschen Wetterdienstes vor, die in einem eigenen Beitrag innerhalb dieses KSB (Bissolli und Dittmann, S. 82)näher beschrieben ist. Diese Klassifikation bezieht sich auf den synoptischen Skalenbereich, d.h. die Wetterlagenklasse wechselt z.B. bei Frontdurchgängen, Zwischenhochs und natürlich auch bei Luftmassenwechseln durch eine veränderte Anströmrichtung. Insbesondere lassen sich Klassen mit unterschiedlicher zonaler Anströmkomponente (West, Ost oder unbestimmte Lagen,

d.h. Fälle mit uneinheitlicher Anströmrichtung, etwa in Hochdruckgebieten oder bei Übergangswetterlagen) unterscheiden.

Abb. 2 zeigt die Häufigkeiten der Zonalkomponenten der objektiven (auf numerischen Wettervorhersagemodellen basierenden) Wetterlagenklassifikation für die Wintermonate der letzten 21 Jahre (nur für diesen Zeitraum liegen die Wetterlagenklassen vor). Es ist insgesamt eine leichte Zunahme der Westwetterlagen auszumachen, die allerdings bei weitem nicht kontinuierlich verlaufen ist. Auffallend ist allerdings, dass seit einem Minimum im Winter 1995/96 die Häufigkeit der Westwetterlagen der darauffolgenden letzten Jahre ständig angestiegen ist. Im letzten Winter 1999/2000 wurde schließlich ein absolutes Maximum des gesamten 21jährigen Zeitraumes von 90% Westkomponenten erreicht. Bei der Wintermitteltemperatur in Deutschland (Abb. 1) gab es in diesen fünf Jahren jedoch keinen derartigen kontinuierlichen Anstieg, ein Zeichen dafür, dass eine höhere Westlagenhäufigkeit nicht automatisch zu einem Anstieg der Wintermitteltemperatur führen muss.

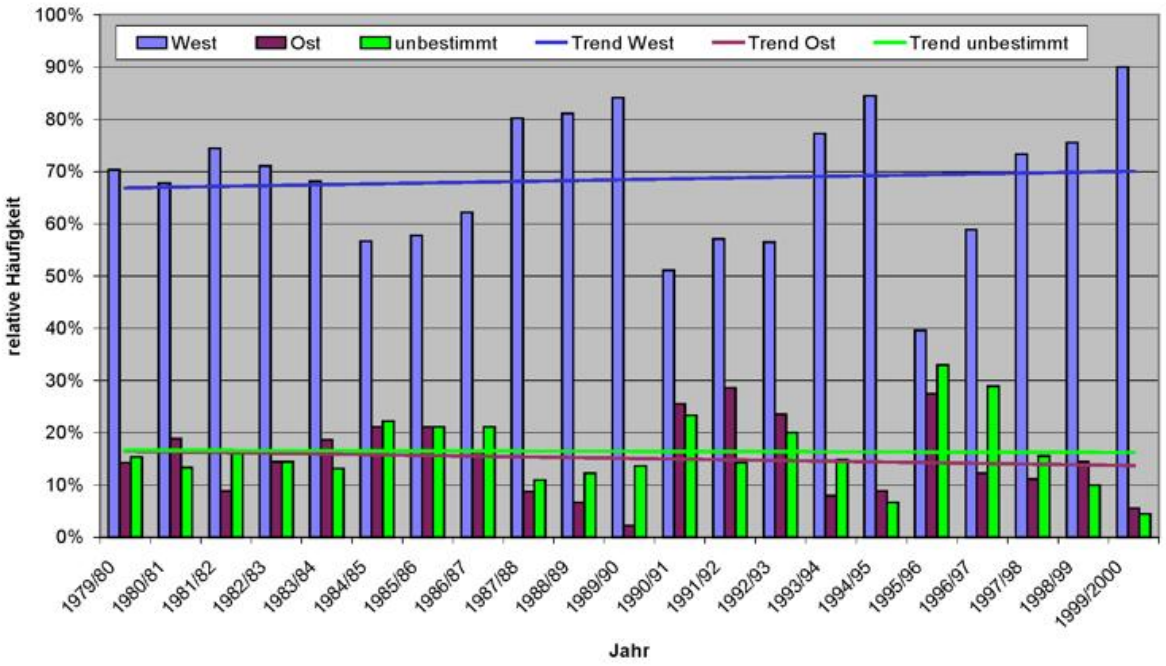


Abb. 2 Relative Häufigkeit der Anströmrichtungen mit westlicher bzw. östlicher Komponente sowie mit unbestimmter Anströmrichtung über Deutschland, basierend auf der objektiven Wetterlagenklassifikation des Deutschen Wetterdienstes für die Wintermonate Dezember-Februar.

Eine andere Wetterlagenklassifikation ist die weit verbreitete Klassifikation nach Hess/Brezowski. Dies ist eine subjektive Klassifikation (die Klassen werden täglich von einem Meteorologen manuell bestimmt). Sie bezieht sich außerdem nicht nur auf Deutschland, sondern auf ganz Mitteleuropa, also einen größeren Skalenbereich. Demzufolge werden hier keine einzelnen Wetterlagen betrachtet, die an Luftmassengrenzen wechseln, sondern großräumige Strömungskonfigurationen (sog. Großwetterlagen wie z.B. großräumige zonale Weststrømungen, bei denen eine ganze Serie von Tiefausläufern und Zwischenhochs über Mitteleuropa hinwegziehen).

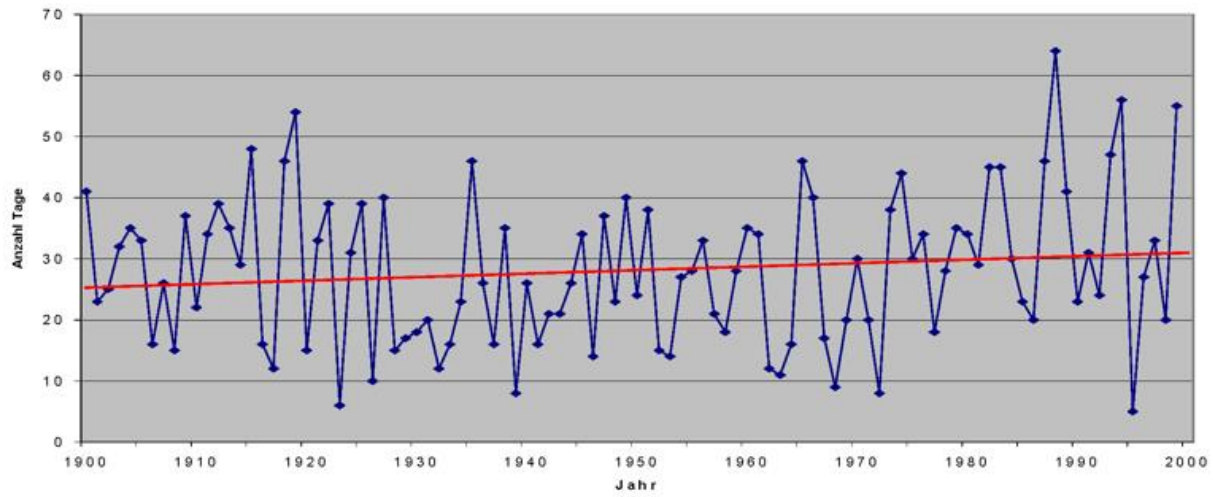


Abb.3 Häufigkeiten von Westwetterlagen, basierend auf der Wetterlagenklassifikation von Hess/Brezowski, für die Wintermonate Dezember-Februar (Jahr bezieht sich auf Dezember) mit linearem Trend (rot).

In Abb. 3 ist der zeitliche Verlauf der großräumigen Westlagen für die Hess-Brezowski-Klassifikation dargestellt, und zwar für das ganze Jahrhundert (hier liegen Daten schon ab 1881 vor). Da es sich hierbei um einen anderen Skalenbereich handelt als bei der objektiven Wetterlagenklassifikation, müssen die zeitlichen Häufigkeitsverläufe nicht notwendigerweise übereinstimmen. Dennoch zeigt sich auch bei den Großwetterlagen ein Minimum im Winter 1995/96 und ein relativ hoher Wert im Winter 1999/2000, der allerdings noch von zwei weiteren Wintern übertroffen wird, nämlich 1988/89 und1994/95. Insgesamt sind aber für die letzten ca. 25 Jahre deutlich höhere Häufigkeitswerte festzustellen als für die davorliegenden Jahrzehnte, so dass sich langfristig gesehen eine Tendenz zu einer Zunahme an Westwetterlagen ergibt. Insofern sind also durchaus Parallelen zwischen den zeitlichen Verläufen der Häufigkeit der großräumigen Westlagen und der Wintermitteltemperatur in Deutschland zu erkennen.

Der North Atlantic Oscillation Index (NAO)

Für noch großräumigere Betrachtungen eignet sich der North Atlantic Oscillation Index (NAO). Er basiert auf der Differenz zwischen dem Luftdruck über den Azoren und über Island (Azorenhoch – Islandtief). Auch diese Daten sind seit dem 19. Jahrhundert verfügbar. Es existieren allerdings verschiedene Datensätze des NAO von verschiedenen Erstellern, die sich in der Datengrundlage etwas unterscheiden. Im wesentlichen ist aber jeder NAO-Datensatz ein Maß für die Westströmung über dem Nordatlantik, und damit auch für Europa. Es geht hier jedoch auch die Intensität der Strömung ein, nicht nur die Häufigkeit. Die NAO-Werte liegen meist auf Monatsbasis vor, als Maß für die Winterströmung werden häufig die Monate Dezember bis März herangezogen.

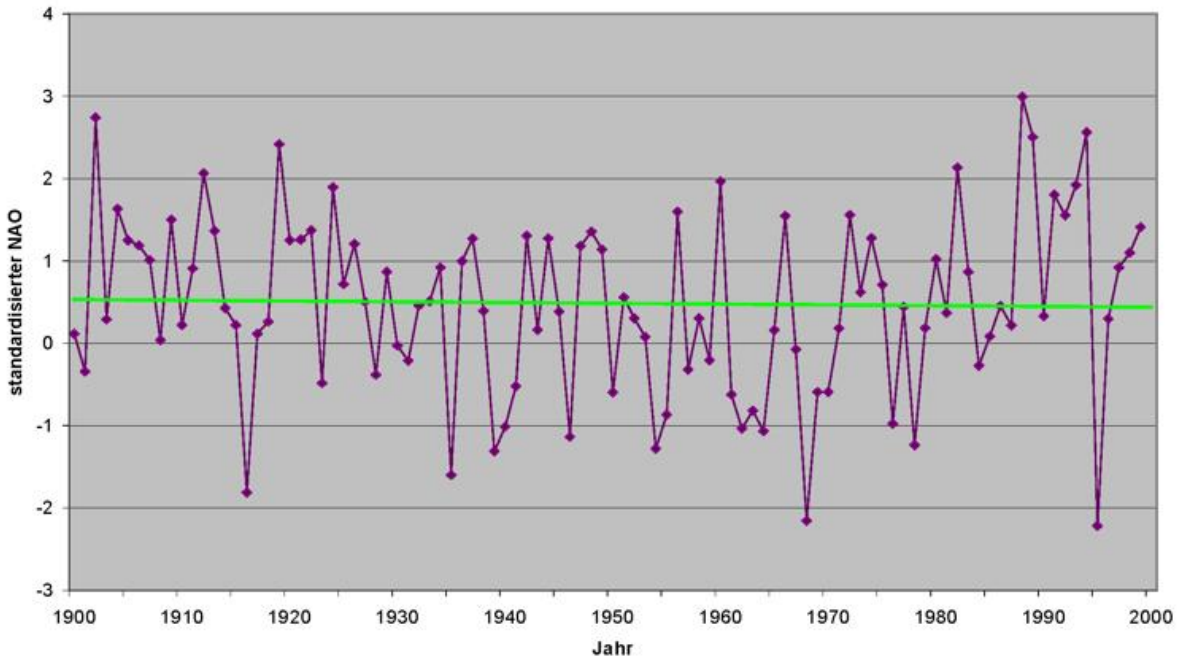


Abb. 4: Standardisierter NAO (normiert auf Mittelwert und Standardabweichung) nach Jones et al. (1997, aktualisiert nach http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/projpages/nao_update.htm), jeweils Mittelwerte Dezember-März (Jahr bezieht sich auf Dezember), für 1999/2000 auf Dezember-Januar, mit linearem Trend (grün).

Abb. 4 zeigt den zeitlichen Verlauf des NAO nach Jones et al. (1997) für das 20. Jahrhundert. Es lassen sich wiederum Parallelen zum Verlauf der Wintermitteltemperatur in Deutschland, aber auch zu den Wetterlagenklassifikationen feststellen, nämlich die relativ niedrigen Werte gegen Mitte des Jahrhunderts, das meist relativ hohe Niveau der Werte in den letzten beiden Dekaden, das ausgeprägte Minimum im Winter 1995/96 und der danach folgende Anstieg bis zum Winter 1999/2000 (wobei zu beachten ist, dass der letzte Wert nur auf den beiden Monaten Dezember 1999 und Januar 2000 basiert). Langfristig gesehen ist hier jedoch im Gegensatz zu den Hess-Brezowski-Häufigkeiten kein Anstieg zu erkennen. Dies kommt jedoch auch durch die zum Teil relativ hohen Werte des NAO am Anfang des Jahrhunderts zustande.

Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Die rein phänomenologische Gegenüberstellung von Zeitreihen der West-wetterlagenhäufigkeit in verschiedenen räumlichen Skalenbereichen und der Wintermitteltemperatur in Deutschland zeigt einige Parallelen, aber auch einige Unterschiede zwischen den Datensätzen. Dies bedeutet, dass eine Häufung von Westwetterlagen, die zweifellos während der letzten Jahre stattgefunden hat, zwar durchaus deutliche Auswirkungen auf die Wintermitteltemperatur haben kann, aber eine einfache Kausalkette anthropogener Treibhauseffekt – mehr Westlagen – mildere Winter lässt sich dennoch nicht ohne weiteres aufstellen. Es existieren Erscheinungsformen der atmosphärischen Zirkulation, die sich in mehreren räumlichen Skalenbereichen zeigen, aber auch andere, die nur in begrenzten

räumlichen Größenordnungen in Erscheinung treten, und die Ursache-Wirkungskette besteht aus einem Komplex von verschiedenartigen Wechselwirkungen unseres Klimasystems. Neben diesen physikalischen Unterschieden sind bei den einzelnen Datensätzen aber auch mögliche Inhomogenitäten der Daten (Stationsverlegungen bei den Luftdruckreihen, Klassifizierungsänderungen insbesondere bei subjektiven Wetterlagenklassifikationen) in Erwägung zu ziehen.

Literatur:

Bissolli, P., Dittmann, E.: Objektive Wetterlagenklassen. KSB 1999, S. 71.

Deutscher Wetterdienst: Witterungsreport Express 12/1999, 01/2000, 02/2000.

Gerstengarbe, F.-W. et al.: Wie erkennt man signifikante Klimaänderungssignale. KSB 1999, S. 109.

Jones, P.D. et al.: Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. Int. J. Climatol. 17, 1433-1450 (1997).

Müller-Westermeier, G., Czeplak, G.: Die Witterung in Deutschland. KSB 1999, S. 39

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil III)

G. Müller-Westermeier

Die in den Klimastatusberichten 1997 und 1998 begonnene Beschreibung der mittleren klimatologischen Bedingungen soll in diesem Band durch die Beschreibung zweier weiterer Parameter aus dem hydrometeorologischen Bereich, der klimatischen Wasserbilanz und dem Trockenheitsindex, ergänzt werden.
Es werden wieder wie in den vorigen Teilen der Beschreibung (Klimastatusberichte 1997 und 1998) Rasterfelder mit einer Auflösung von 1 km vorgestellt.

Die Wasserbilanz

Die klimatische Wasserbilanz ist die Differenz zwischen Niederschlag und Verdunstung und stellt somit die Wassermenge dar, die ober- oder unterirdisch aus einem Gebiet abfließen kann, bzw. bei negativer Wasserbilanz die Wassermenge, die aus Nachbargebieten zugeführt werden muß, um den Wasserhaushalt auszugleichen. Sie wird wie Niederschlag und Verdunstung in mm angegeben.

Da die tatsächliche Verdunstung nur recht schwer zu bestimmen ist, weil sie u. a. von Bodenart, Bodenbedeckung und pflanzenphysiologischem Zustand des Bewuchses sowie vom tatsächlichen Wassergehalt des Bodens abhängt, wird als Maß für die Verdunstung die Grasreferenzverdunstung, die die Verdunstung einer standardisierten Grasfläche auf einheitlichem Boden bei optimaler Wasserversorgung darstellt, benutzt (s. a. Klimastatusbericht 1998).

Die klimatische Wasserbilanz wurde für Deutschland an jedem Gitterpunkt eines 1-km-Rasters aus den Basisparametern Niederschlagshöhe und Grasreferenzverdunstung berechnet. Die Abbildung 1 zeigt die mittleren Jahreswerte für die internationale Referenzperiode 1961-1990.

Aufgrund der Abnahme der Verdunstung und der Zunahme des Niederschlags findet man eine markante Zunahme der Wasserbilanz mit der Höhe. Dabei werden in den Höhenlagen der Alpen sowie in den Gipfelbereichen der höheren Mittelgebirge Jahreswerte von 1200 mm überschritten. In den Niederungen liegen die Werte durchweg unter 400 mm.

In Rheinhessen, an der Weinstraße und insbesondere im größten Teil Brandenburgs, im östlichen Teil von Sachsen-Anhalt sowie im Norden von Thüringen und Sachsen wird die mittlere jährliche Wasserbilanz sogar leicht negativ. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß die für die Berechnung verwendete Grasreferenzverdunstung in Trockenperioden meist höher als die tatsächliche Verdunstung ist, wodurch die Wasserbilanz mit diesem Berechnungsverfahren etwas zu negativ dargestellt wird.

Der Jahresgang der Wasserbilanz wird in Deutschland weitestgehend durch die Verdunstung bestimmt. Im Winter finden sich durchweg positive Werte, während im Sommer in den trockenen, warmen Niederungen teilweise markante Wasserdefizite auftreten. Nur in den Mittelgebirgen sowie in den Alpen und ihrem Vorland bleibt die Wasserbilanz das ganze Jahr über positiv.

Der Trockenheitsindex

Um die Bedeutung des Niederschlags für Pfllanzen bewerten zu können, muß die Niederschlagshöhe zusammen mit anderen klimatologischen Größen betrachtet werden. Beispielsweise kann eine jährliche Niederschlagshöhe von 600 mm, die in Mitteleuropa noch für Waldbedeckung ausreichend ist, im heißen Afrika meist nur eine trockene Steppe unterhalten.
Es sind daher verschiedene Indizes entwickelt worden, um die pflanzenphysiologische Wirkung des Niederschlags in unterschiedlichen Klimaten zu bewerten.
Eine gut brauchbare, aber einfach zu berechnende Größe hierfür ist der Trockenheitsindex nach de Martonne (*dMI*). Er ist definiert als

$$dMI = \frac{P}{T + 10}$$

wobei P: der Niederschlag des Bezugszeitraums in mm
T: die Mitteltemperatur des Bezugszeitraums in Grad C

Bezugszeiträume können das ganze Jahr, Halbjahre, Jahreszeiten oder Monate sein. Kleinere Werte zeigen trockenere Gebiete an.
In Abbildung 2 wird der jährliche Trockenheitsindex für die Referenzperiode 1961-1990 dargestellt. Man erkennt eine der Wasserbilanz sehr ähnliche räumliche Verteilung mit besonders großer Trockenheit (niedrige Werte des Index) in den Niederungen Ostdeutschlands, im Rheingau und in Franken, während die Gebirge, insbesondere Harz, Schwarzwald und Alpen nach diesem Index sehr feucht sind.

Auch der Jahresgang des Trockenheitsindex entspricht weitgehend dem der Wasserbilanz. Die Monate November bis März zeigen insgesamt hohe Indexwerte (geringe Trockenheit) mit Extremen im Dezember und Januar, wobei alle Gebirgszüge besonders hervortreten. Die Monate April bis Oktober weisen hingegen mit Ausnahme der Alpen relativ niedrige Werte auf. Dabei ist der September am trockensten, die anderen Monate dieses Jahresabschnitts besitzen jedoch nur geringfügig niedrigere Werte des Trockenheitsindex.

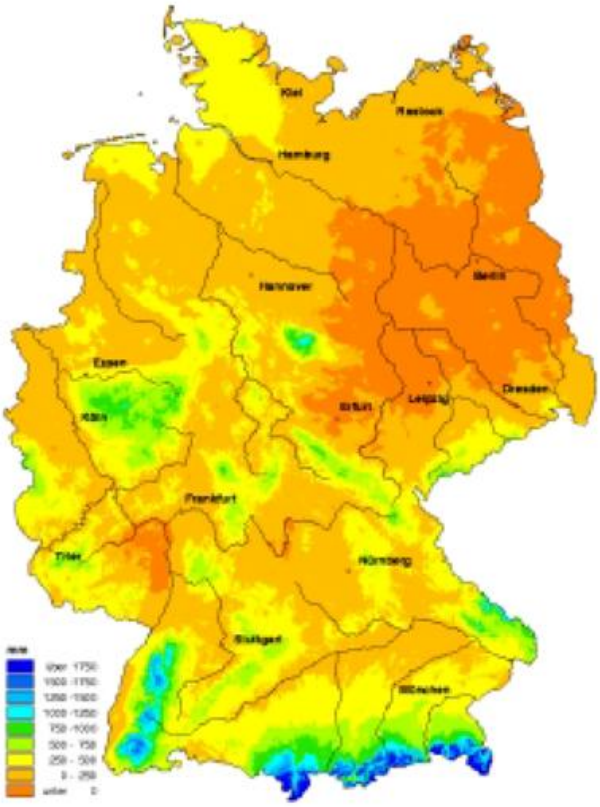


Abb.1 Klimatische Wasserbilanz 1961 - 1990

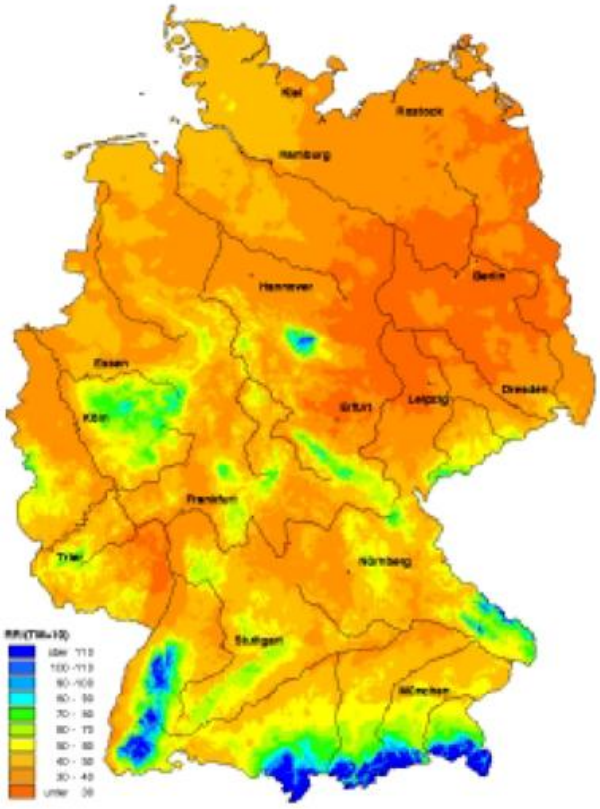


Abb. 2 Trockenheitsindex 1961 - 1990

Literatur

Hessische Landesdanstalt für Umwelt: Umweltatlas Hessen, Wiesbaden, 1999

E. de Martonne: L'indice d'aridité, Bull. Ass. Geogr. De France, Vol. IX, 1926

G. Müller-Westermeier: Numerisches Verfahren zur Erstellung klimatologischer Karten, Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 193, Offenbach, 1995

G. Müller-Westermeier. Numerical Production of Climatic Maps for Parameters with Sigificant Correlation to Topography, Proceedings of the 2nd Europe an Conference on Applied Climatology, Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, Heft 19, Wien, 1998

C. C.Wallén: Aridity Definitions and their Applicability, Geografiska Annaler Vol.49A, Stockholm, 1967

U. Wendling, P. Fuchs, G. Müller-Westermeier: Modellierung des Zusammenhangs von Globalstrahlung, Sonnenscheindauer und Bewölkungsgrad als Beitrag zur Klimaüberwachung. DWD – Forschung und Entwicklung 45 (1997)

U. Wendling: Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. Wasserwirtschaft 85E,H 12, S602-660, 1995

Erläuterungstext zum ‚Thermopluviogramm für Deutschland 1999'

E. Dittmann

Das Thermopluviogramm für Deutschland 1999 (Abb.1) zeigt Abweichungen der Lufttemperatur und der Niederschlagshöhe vom klimatologischen Mittel des Referenzzeitraums 1961-1990. Die Pfeile beziehen sich auf die einzelnen Monate und das Jahr und sind entsprechend gekennzeichnet.

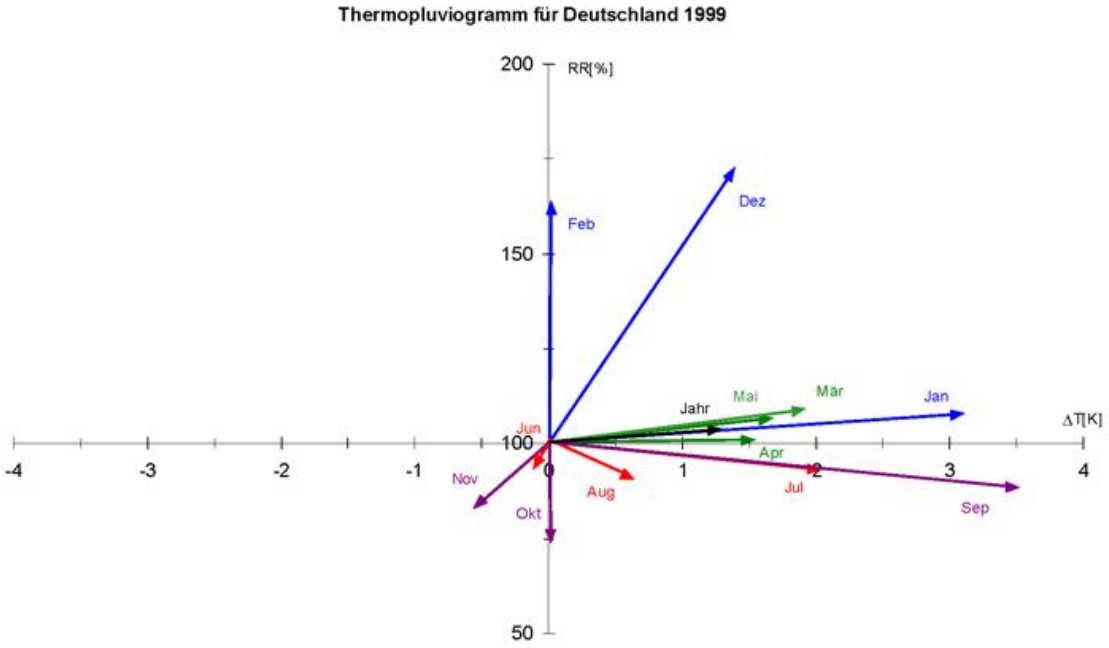


Abb.1 Thermopluviogramm für Deutschland 1999 (Bezugszeitraum 1961 - 1990)

Der Ursprung des Diagramms repräsentiert die jeweiligen klimatologischen Mittelwerte des Referenzzeitraums 1961-1990, die in der Tabelle.1 wiedergegeben sind. Die Länge der Pfeile ist somit ein anschauliches Maß für die Abweichungen der Temperatur und des Niederschlags von den mittleren klimatologischen Verhältnissen in den Monaten und im gesamten Jahr 1999. So ist z.B. der Februar 1999 bei normaler Temperatur erheblich nasser als im klimatologischen Mittel. Januar und September 1999 waren dagegen sehr viel wärmer als im 30-jährigen Referenzzeitraum bei gleichzeitig nur geringfügigen Abweichungen von den mittleren Niederschlagsverhältnissen.

Die in der Tabelle 1 und der Abbildung 1 wiedergegebenen Klimawerte gelten für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland. Die Datenbasis bilden Temperatur- und

Niederschlagsmessungen an etwa 600 Klimastationen und zusätzlich mehr als 3.000 reinen

Mittelwerte 1961-1990 1-km-Raster		
	Temperatur [°C]	Niederschlag [mm]
Januar	-0,5	61
Februar	0,4	49
März	3,5	56
April	7,4	58
Mai	12,1	71
Juni	15,4	85
Juli	16,9	77
August	16,5	77
September	13,3	61
Oktober	9,0	56
November	4,0	66
Dezember	0,8	70
Jahr	8,2	788

Tab. 1 Klimatologische Mittelwerte von Temperatur und Niederschlag des Referenzzeitraums 1961 - 1990

Niederschlagsstationen des Deutschen Wetterdienstes. Die Stationswerte werden durch räumliche Interpolation nach einem im DWD entwickelten Verfahren /1/ in ein 1km-Raster übergeführt. Das Gebietsmittel für Deutschland wird dann mit Hilfe der Rasterdaten berechnet.

Literatur:

Müller-Westermeier, Numerisches Verfahren zur Erstellung klimatologischer Karten, Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 193, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach 1995

Die Witterung in Deutschland 1999

G. Müller-Westermeier, G. Czeplak, A. Kreis

Das Jahr 1999 war in Deutschland insgesamt sehr warm, aber leicht überdurchschnittlich hinsichtlich Niederschlag (siehe Abb.1) und Sonnenscheindauer.

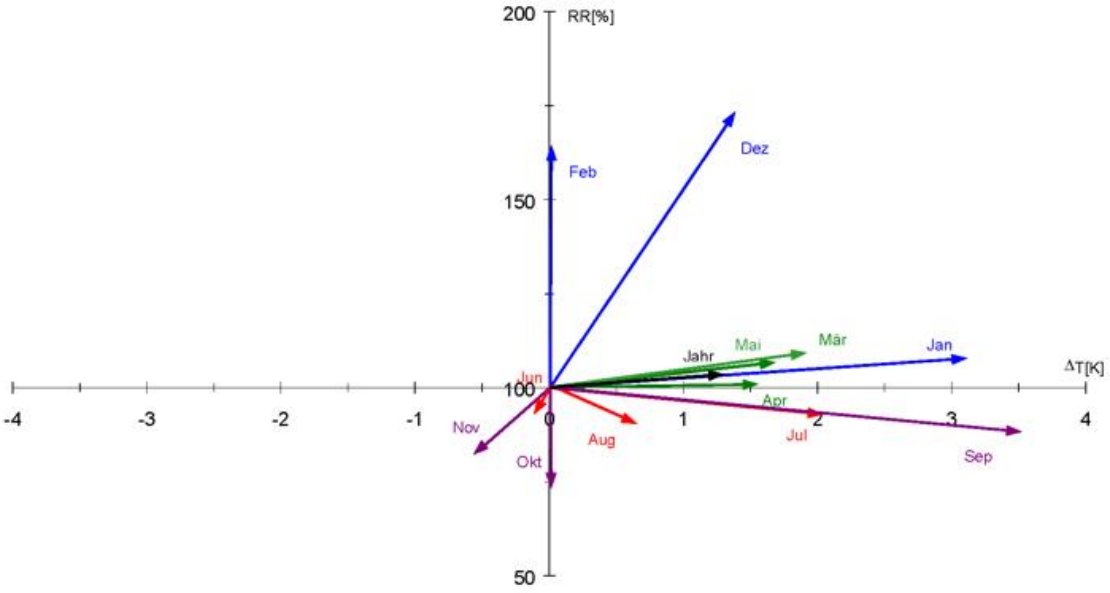


Abb. 1 Thermopluviogramm für Deutschland 1999 (Bezugszeitraum 1961 - 1990)

Die **Mitteltemperatur** für Deutschland basierend auf einem 1-km-Raster[1] betrug 10.1 Grad C und lag somit 1.3 K über dem Durchschnitt für den internationalen Referenzzeitraum 1961 - 1990. Damit war das Jahr 1999 zusammen mit 1990 nach 1994 und 1934 das drittwärmste Jahr dieses Jahrhunderts.

Am wärmsten war es wie üblich am Rhein mit Werten bis 12.2 Grad C. In Nord- und Ostdeutschland lagen die Jahreswerte meist zwischen 9 und 11 Grad C. In Bayern und in den höheren Lagen blieben die Mitteltemperaturen meist unter 9 Grad C.

Die Abweichungen lagen zwischen 2.3 und –1.0 K, wobei negative Abweichungen nur in sehr kleinen Bereichen am Alpenrand auftraten. Insgesamt nahmen die Abweichungen von Süden nach Norden zu, wobei die höchsten Werte in der norddeutschen Tiefebene verzeichnet wurden.

[1] Die angegebenen (Extrem-)Werte, basierend auf dem 1-km-Raster, sind durch Interpolation von Meßwerten zwischen den Stationen unter Berücksichtigung der Topographie **berechnet** worden (vergleiche auch Extremwertkarte für das Jahr 1999)

Die Jahressumme der **Sonnenscheindauer** betrug 1097 bis 1940 Stunden mit einem Mittelwert von 1637 Stunden. Damit gab es im Jahr 1999 knapp 7 Prozent mehr Sonnenschein als im Mittel des Referenzzeitraums.

Die geringsten Werte der Sonnenscheindauer fanden sich in den Mittelgebirgen und an den Alpen, während Nordostdeutschland und insbesondere die Küsten von Nord- und Ostsee besonders sonnenscheinreich waren.

Die größten positiven Abweichungen von bis zu 32 Prozent gab es in Nordwestdeutschland und im Lee des Harzes. Negative Abweichungen bis 28 Prozent gab es nur auf knapp 14 Prozent der Fläche Deutschlands in den Mittelgebirgen, in Südwestdeutschland und am Alpenrand.

Die Jahressummen der **Globalstrahlung**, bezogen auf die horizontale Fläche, bewegten sich mit 954 bis 1180 kWh/m² um den Mittelwert von 1086 kWh/m². Besonders strahlungsbegünstigt war der Raum Augsburg -Memmingen-Weilheim mit über 1150 kWh/m². Strahlungsarm dagegen zeigten sich das Sauerland, der Harz und besonders das Erzgebirge. An der Messstation auf dem Fichtelberg wurde eine Jahressumme von nur 958 kWh/m@ gemessen.

Der Strahlunsgewinn in Deutschland gegenüber dem Bezugszeitraum 1981-1998 lag mit etwa 8% leicht über dem Durchschnitt. Auffällig ist der Strahlungszunahme im nördlichen Teil Deutschlands von über 13% (mehr als 130 kWh/m²), der lokal bis über 20% betrug. Dagegen waren das südwestliche Bayern und sowie Württemberg diesmal mit einem Strahlungsverlust von bis zu 8% (minus 90 kWh/m²) am wenigsten strahlungsbegünstigt.

Die mittlere jährliche **Niederschlagshöhe** betrug 1999 in Deutschland 837 mm. Das sind 105 Prozent des langjährigen Referenzwerts. Die räumliche Varianz reichte von 365 mm bis 4036 mm, wobei die Niederungen Ostdeutschlands, der Rheingau und einige Gebiete in Hessen, am Mittelrhein und in Franken besonders trocken waren. Die höchsten Niederschläge gab es in den Alpen und im Schwarzwald. Auch die übrigen Mittelgebirge und der Norden Schleswig-Holsteins waren wie in fast allen Jahren recht niederschlagsreich.

Die Abweichungen des Jahresniederschlags von den vieljährigen Bezugswerten schwankten zwischen –31 und +58 Prozent. Besonders große positive Abweichungen gab es in Südwestdeutschland, in Nordschleswig und an der östlichen Ostseeküste. Ein besonders großes Niederschlagsdefizit ergab sich fast im gesamten Elbeeinzugsgebiet, insbesondere in den ohnehin schon sehr trockenen Gebieten Ostdeutschlands, sowie in Hessen, am Mittelrhein und in Nordostbayern.

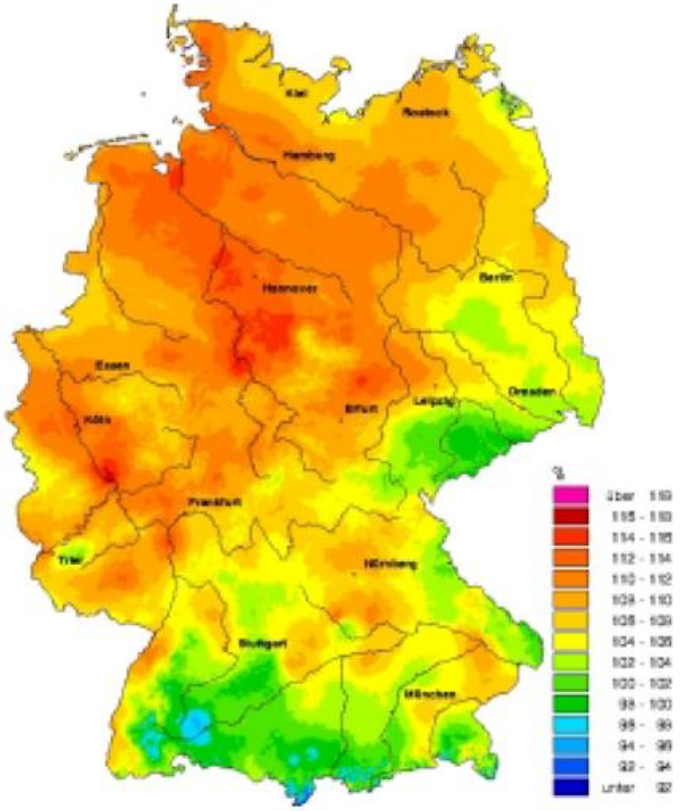


Abb. 2 Globalstrahlung 1999 in Prozent des Mittelwertes der Jahre 1981 - 1995

Es ergab sich folgender Verlauf der Witterung:

Der **Januar** war sehr mild mit Mittelwerten von 2.5 K bis 3.5 K über den Referenzwerten des Zeitraums 1961 – 1990. Die Niederschläge waren insgesamt durchschnittlich, wobei das Soll im Süden und besonders im Nordwesten überschritten, im Osten hingegen nicht erreicht wurde.

Der **Februar** war in ganz Deutschland kälter als der Vormonat, wobei es in Süddeutschland gegenüber den Referenzwerten um bis zu 2 K zu kalt war, während es nördlich der Mittelgebirge bis 1 K wärmer als normal blieb. Die Niederschläge waren durchweg sehr reichlich, wobei in Süddeutschland teilweise mehr als das doppelte der Normalmenge fiel. Insbesondere in der Zeit vom 19. bis 21. waren im Alpenraum sehr starke Schneefälle zu verzeichnen, wobei es zu mehreren Lawinenabgängen kam, die Verkehrsverbindungen in den Tälern unterbrachen.
Am 16. und 17. führten Winterstürme in Norddeutschland zu erheblichen Schäden. Auf der Insel Norderney beschädigte ein Tornado mehrere Gebäude.

Der **März** war in ganz Deutschland meist 1 – 2 K zu warm, die Niederschläge entsprachen insgesamt dem Durchschnitt, wobei insbesondere im Westen und an der Ostseeküste übernormale Niederschlagsmengen fielen, während es in Sachsen und Bayern relativ trocken war.

Auch der **April** war von Süden nach Norden zunehmend zu warm. Im Süden, Westen und äußersten Nordosten war es recht feucht, sonst teilweise erheblich zu trocken. Aufgrund der Wärme war der Witterungscharakter in der letzten Dekade schon fast sommerlich, was sich u. a. in kräftigen Gewittern, die teilweise von Hagel begleitet waren, ausprägte. Insbesondere im Osten Deutschlands gab es in der Zeit vom 22. bis 25. gebietsweise Hagel, wobei Korngrößen bis 3 cm und Hageldecken bis 5 cm Höhe erreicht wurden. Dabei kam es zu erheblichen Schäden an Obstbaumkulturen und Gärten.

Der **Mai** war durchweg zu warm, wobei die Abweichungen von Nord nach Süd zunahmen. Im Nordosten und insbesondere im Süden war es feucht, sonst teilweise recht trocken. Hochreichende Schneeschmelze und Starkniederschläge im Alpenraum ab dem 20. (am 23. Tagesniederschläge bis 140 mm) führten an der Donau und an den süddeutschen Seen zu extremem Hochwasser. 5 Menschen starben und es entstanden Sachschäden von über 2 Milliarden DM. Der Bodensee erreichte seinen höchsten Stand seit 1898.

Weitere Niederschläge im **Juni** ließen das Hochwasser in Süddeutschland andauern. Der Bodensee behielt seine extremen Wasserstände mehrere Wochen, die Uferbereiche an den süddeutschen Seen blieben teilweise bis in den Juli hinein überflutet.

Insgesamt waren die Niederschläge im Juni aber geringer als im langjährigen Mittel. Die Temperaturen lagen meist etwas unter den Referenzwerten.

Der **Juli** war wieder insgesamt warm, wobei die Abweichungen von der Norm im Norden besonders groß waren. Bei den Niederschlägen zeigte sich ein umgekehrtes Bild. Einem sehr feuchten Süden stand ein trockener Norden gegenüber. Wie in allen Sommermonaten traten bei lokalen Gewittern Schäden durch Überflutung, Sturmböen, Hagel und Blitzschläge auf. Am 05. 07. wurde in Frankfurt am Main mit 83 mm der bisherige Rekordwert für Tagesniederschläge dieser über hundertjährigen Messreihe überboten.

Auch der **August** war gegenüber dem langjährigen Mittel wieder etwas zu warm. Die Niederschläge blieben abgesehen vom Nordwesten und der Ostseeküste unter den Werten des Bezugszeitraums.

Im **September** setzte sich die sommerliche Witterung fort, so dass der Monat in ganz Deutschland erheblich zu warm wurde, wobei die Abweichungen im Norden bis 4.5 K erreichten. Teilweise wurde der September wärmer als der August. Im Flächenmittel von Deutschland war es der wärmste September des Jahrhunderts. Die Niederschläge lagen in diesem Monat insgesamt leicht, im Nordosten erheblich unter den langjährigen Mittelwerten.

Der **Oktober** war von der Temperatur her durchschnittlich. Die Niederschläge lagen durchweg, zum Teil erheblich, unter den Sollwerten.

Der **November** war nur in Norddeutschland mild, sonst nach Süden zunehmend zu kalt und außer in Thüringen, Sachsen und Südbayern zu trocken. Teilweise hatte der Monat schon winterliches Gepräge.

Der **Dezember** war – abgesehen von der Woche vor Weihnachten - sehr mild und feucht. Dabei kam es zu zwei markanten Sturmereignissen. Am 3. Dezember zog ein sehr kräftiges Sturmtief über Dänemark hinweg, wobei im Küstengebiet Norddeutschlands teilweise neue Rekordwerte der Windgeschwindigkeit auftraten. Am zweiten Weihnachtsfeiertag bildete sind in der dominierenden Westströmung ein kleinräumiges Sturmtief, dessen Kern durch die Mitte Deutschlands zog und auf dessen Südseite orkanartige Winde auftraten, die in der Pfalz, in Baden-Württemberg und Bayern großräumig Schäden in Wäldern und an Gebäuden anrichteten. Mindestens 17 Menschen kamen bei dem Sturm um. Gebietsweise brach der Straßen- und Schienenverkehr zusammen.

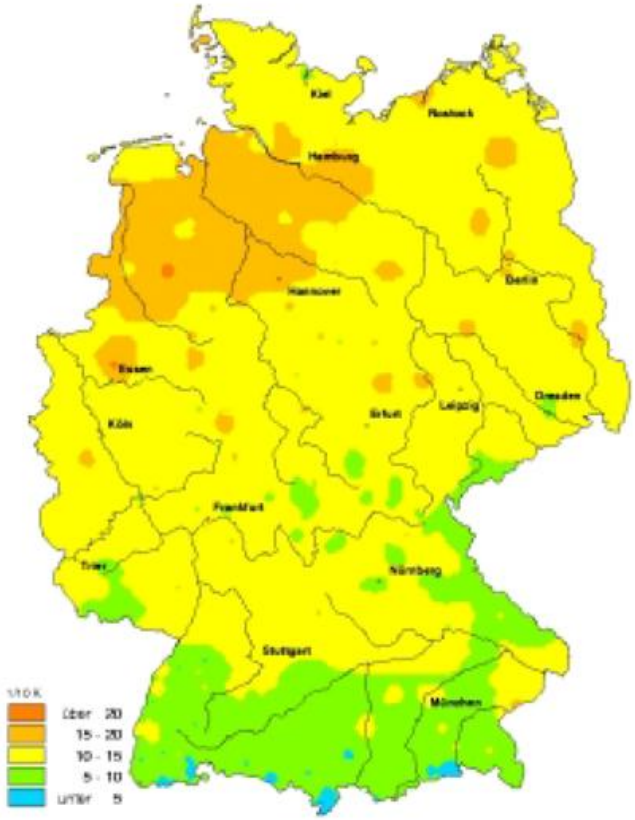


Abb. 3 Temperaturabweichung 1999 in 1/10 K vom Mittel für 1961 - 1990

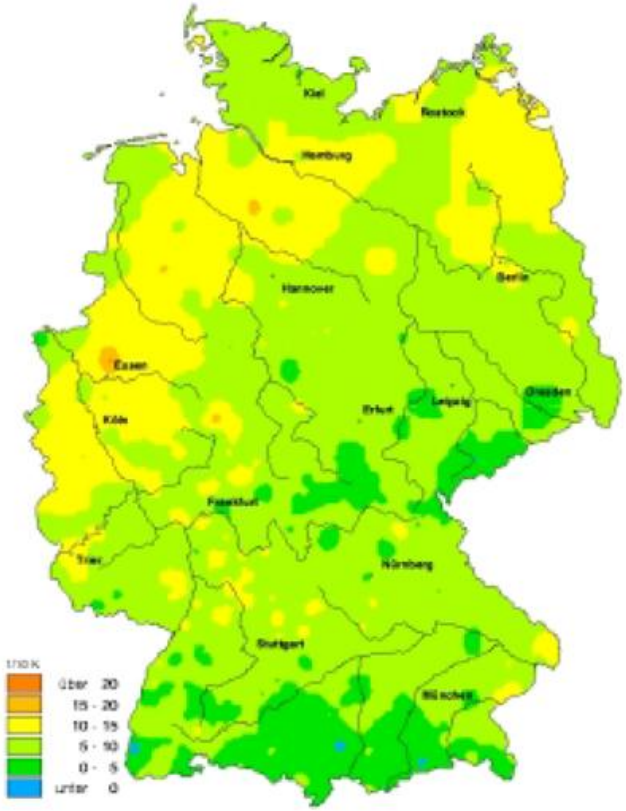


Abb. 4 Temperaturabweichung Sommer 1999 vom Mittel 1961 - 1990

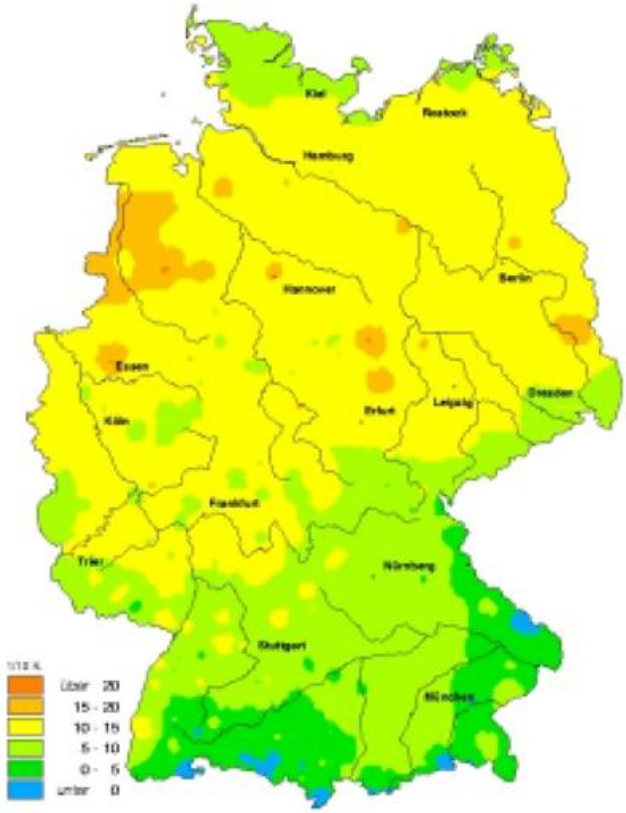


Abb. 5 Temperaturabweichung Winter 1999 vom Mittel 1961 - 1990

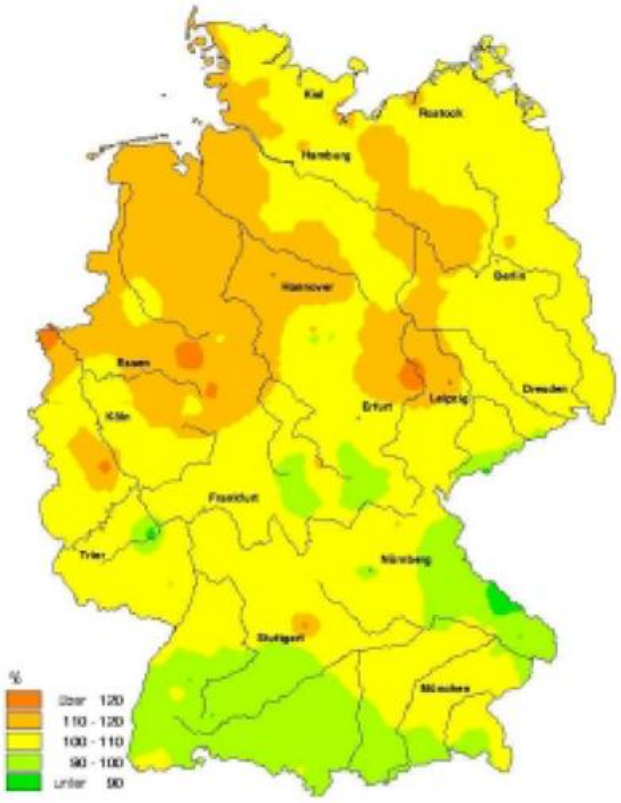


Abb. 6 Sonnenscheindauer 1999 in Prozent des Mittelwertes der Jahre 1961 - 1990

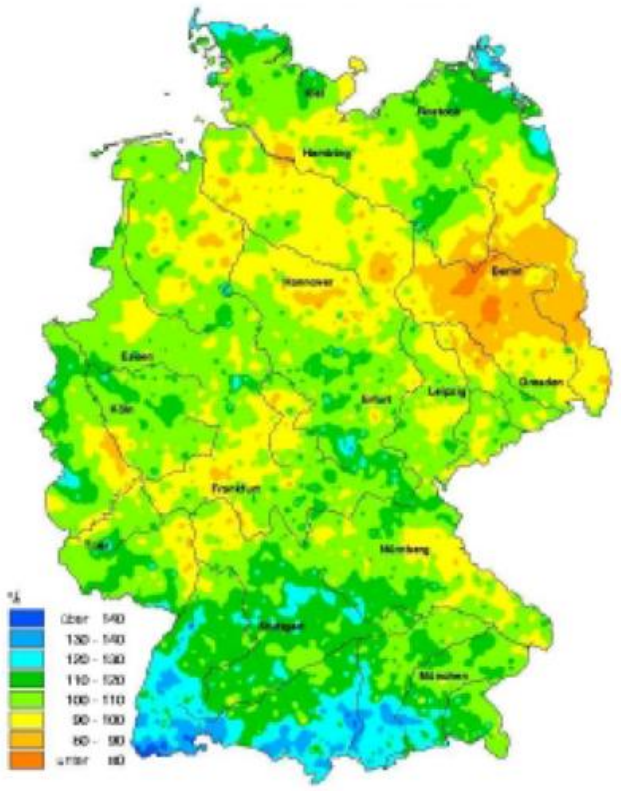


Abb. 7 Niederschlagshöhe 1999 in Prozent des Mittelwertes der Jahre 1961 - 1990

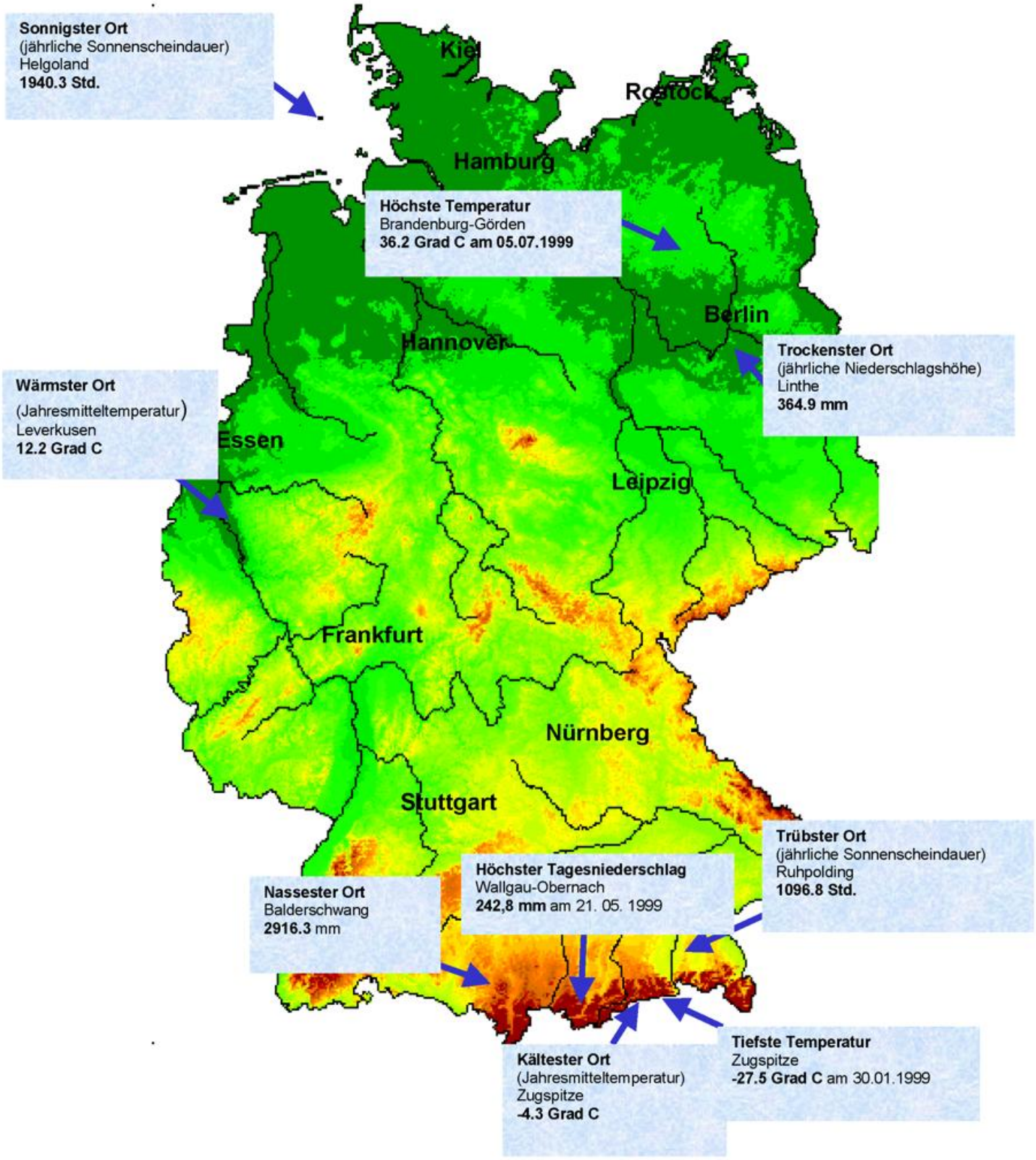


Abb. 8 Extremwertkarte für das Jahr 1999

Die eingetragenen Extremwerte beruhen auf den Messungen der Beobachtungsstationen des DWD. Im Einzelfall können noch stärkere Extreme aufgetreten sein, die von den Meßstellen nicht erfaßt wurden (s.a. "Die Witterung in Deutschland" Seite 55). Die Angaben in der Extremwertkarte beruhen auf der Auswertung aller Daten der ca. 600 Klima- und 3000 Niederschlagsstationen des DWD.

Stationskennziffer	Name	Koordinaten	Meßnetze
1040	Helgoland	54°11‘N, 07°54‘E	Klima
47054	Linthe	52°10‘N, 12°47‘E	Niederschlag
3338	Brandenburg-Görden	52°26‘N, 12°30‘E	Klima
1171	Leverkusen	51°01‘N, 06°59‘E	Klima
70101	Balderschwang	47°28‘N, 10°06‘E	Niederschlag
92009	Wallgau-Obernach	47°33‘N, 11°18‘E	Niederschlag
4543	Ruhpolding	47°44‘N, 12°40‘E	Klima
4155	Zugspitze	47°25‘N, 10°59‘E	Klima

Die Witterung in den deutschen Küstengebieten

Ch. Lefebvre

Das Jahr 1999 fiel in den norddeutschen Küstengebieten bei überdurchschnittlicher Sonnenscheindauer deutlich zu warm aus, wobei der September der wärmste Septembermonat des 20. Jahrhunderts war. Das Niederschlagsaufkommen gestaltete sich regional sehr unterschiedlich. Während sich die Jahresniederschläge im Nordseeraum überwiegend im Bereich der Mittelwerte des Zeitraums 1961-1990 bewegten, war es entlang der Ostsee in Schleswig-Holstein zu trocken und in Mecklenburg-Vorpommern zu nass.

Die Jahresmitteltemperaturen bewegten sich mit 9.0 und 10.5 °C um 1-2 K über den vieljährigen Vergleichswerten. Mit Ausnahme von Juni und Oktober, in denen regional geringe negative Abweichungen zu den Mittelwerten auftraten, waren alle Monate zu warm. Die höchsten Abweichungen von 3-4 K entfielen auf den September (vgl. Abb. 1), der sich unter Hochdruckeinfluss durch eine ungewöhnlich warme und sonnenscheinreiche 1. Monatshälfte auszeichnete. Es wurden bis zu 10 Sommertage (Tageshöchsttemperatur mindestens 25 °C) verzeichnet, während es im Mittel der Jahre nur maximal einen gibt. Selbst in exponierten Lagen erreichten die Temperaturen an 12 Tagen, auf Helgoland an 15 Tagen und im übrigen

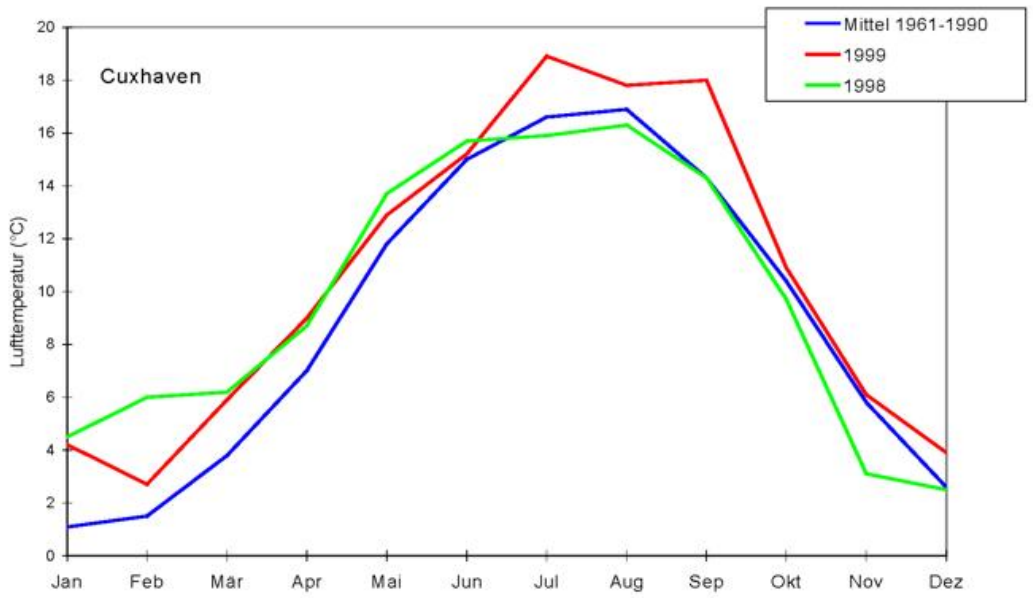


Abb. 1 Jahresgang der Monatsmitteltemperatur 1999

Insel- und Küstengebiet an bis zu 21 Tagen mindestens 20 °C. Sehr mild mit Abweichungen von 3.0-3.5 K im Küstenstreifen verlief auch der Januar, in dem am 6.fast durchweg Höchsttemperaturen von 10-13 °C erreicht wurden, die jedoch leicht unter den Rekordwerten von 1988 bzw. 1991 blieben.

Dem überdurchschnittlichen Temperaturniveau entsprechend lag die Zahl der Frosttage niedrig und die der Sommertage hoch. Jedoch erzielten beide innerhalb der temperaturmäßig herausragenden 90-er Jahre keine Rekorde. So gab es 1997 mehr Sommertage und 1994 noch weniger Frosttage als 1999. Die Anzahl der Tage mit Luftfrost (Minimum < 0 °C), die sich an der Nordsee zwischen 16 (Helgoland) und knapp 40, an der Ostsee zwischen 40 und 60 bewegte, unterschritt um 20-30 die Mittelwerte. Eistage (Maximum < 0 °C) waren selten (weniger als 10) oder blieben wie in der Deutschen Bucht und auf den Ostfriesischen Inseln teilweise ganz aus. Demgegenüber lag die Zahl der Sommertage mit 3 (Helgoland) bis 30 regional um 10-20 über dem Durchschnitt. Lediglich am Kap Arkona/Rügen wurden Höchstwerte von 25 °C nicht erreicht. Günstige Küstenlagen verbuchten sogar mit Tageshöchsttemperaturen von mindestens 30 °C bis zu 3 heiße Tage.

Die Sonne schien in den Küstengebieten zwischen 1700 bis 1940 Stunden und damit um bis zu beinahe 20 % mehr als im Mittel der Jahre, wobei Helgoland noch 4 Sonnenstunden mehr verbuchte als das nördliche Rügen, das zu den sonnenscheinreichsten Gegenden Deutschlands zählt. Besonders sonnig - und das erfreute Nord- und Ostseeurlauber und Touristikbranche gleichermaßen - verliefen die Sommermonate. Im Juli wurden die vieljährigen Vergleichswerte um 10 bis 40 % und im September um 30-40 % überschritten. Lediglich im August wurden sie gebietsweise um bis zu 10 % verfehlt.

Die Niederschläge summierten sich an der norddeutschen Ostseeküste zu Jahreshöhen von 520 bis 740 mm, womit sie an der Küste Schleswig-Holsteins um bis zu 10 % unter den vieljährigen Vergleichswerten blieben, während sie diese an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns um bis zu 30 % überschritten. Im Nordseeraum fielen meist 700 bis 800 mm, was Abweichungen bis zu ± 5 % von den Mittelwerten bedeutete. Vereinzelt war es aber auch hier deutlich feuchter. So erzielte List/Sylt mit einem Jahresniederschlag von 892 mm einen Überschuss von 20 %. Die Gesamtzahl der Tage mit Niederschlag von 1 mm und mehr lag mit etwa 110-120 an der Ostsee und 140-150 an der Nordsee um rund 10-20 über dem Durchschnitt und entsprach damit in etwa dem Vorjahr. Die Anzahl der Starkniederschlagstage (Tagesniederschlagshöhe 10 mm und mehr) belief sich mit rund 9 bis 15 im Ostsee- und 15 bis 20 im Nordseeraum vielfach im Bereich der Mittelwerte. In Mecklenburg-Vorpommern wurden diese jedoch um bis zu 4, in List auf Sylt (24 Tage) um 6 überschritten.

Der niederschlagsreichste Monat war verbreitet der Dezember, an dem entlang der Nordsee kaum ein Tag niederschlagsfrei blieb. An der Ostsee verzeichnete er mit meist 90 bis 130 mm etwa das Doppelte, vereinzelt auch nahezu das Dreifache, an der Nordsee mit 140 bis 170 mm etwa das Doppelte des gewöhnlichen Niederschlags. Hier wies er mit 5-7 auch einen hohen Anteil an Tagen mit Starkniederschlag auf. Deutlich zu trocken waren dagegen die Monate Mai (verbreitet an der Nordsee), Juli, September (verbreitet an der Ostsee) und ganz un-typischerweise der November, in dem an der Nordsee Defizite um 50 % und an der Ostsee von 70 % und mehr zu verzeichnen waren.

Im November und in den Wintermonaten fielen die Niederschläge zeitweise als Schnee. Meist blieb die Schneedecke aber gering (bis um 5 cm) und hielt sich nur über einige Tage. Der erste Schneefall setzte in der Nacht zum 10. Januar ein und ließ regional (Sylt) eine Schneedecke bis 15 cm Höhe entstehen, die aber bereits am 14./15. wieder abschmolz. Im Februar bestand zwischen dem 9. und 15. selbst auf den Nordseeinseln eine geschlossene Schneedecke mit einer Höhe bis um 5 cm, im Ostseeraum hielt sie sich noch bis zum 19. des Monats.

Die zu milde Witterung war in den Monaten Januar, Juni, November und Dezember mit einem um 10-20 % höheren Anteil an Süd- bis Südwestwinden verbunden, wobei diese in den Wintermonaten zu 45 bis 70 % der Zeit vorkamen. Der Februar zeichnete sich durch einen ungewöhnlich hohen Anteil an Winden aus westlichen Richtungen (SW, W, NW) aus, die mit rund 80 % mehr als doppelt so häufig waren wie im Mittel der Jahre. In den durch hochsommerliche Witterung geprägten Monaten Juli und September traten die sonst nur zu insgesamt 10-20 % der Zeit vorkommenden Ost- und Nordostwinde etwa doppelt so oft auf. Zudem lag im September der Anteil an südlichen Winden (SO, S und SW) mit 60-65 % der Zeit um 10-25 % über dem Durchschnitt.

Im Jahresverlauf gelangte Norddeutschland in den Einflußbereich von zwei Orkantiefs. Im Laufe des 4. Februars entwickelte sich der Orkan ‘Lara’ auf seinem Weg von Island zum Bottnischen Meerbusen und sorgte mit Windgeschwindigkeiten bis 160 km/h für Sturmschäden und eine Sturmflut an der westlichen Nordseeküste, die ‘Land unter’ auf den Halligen hervorrief. Orkan ‘Anatol’, einer der schwersten der letzten Jahrzehnte, entstand am 3. Dezember, und verlagerte sich bis zum 4. über die Nordsee, Dänemark, Südschweden und das Baltikum ostwärts. Die größten Windgeschwindigkeiten traten südlich des Tiefs in der westlichen Nordsee und vor allem im südlichen Dänemark und nördlichen Schleswig-Holstein auf, wo Spitzengeschwindigkeiten um 180 km/h gemessen wurden. Aber auch über der westlichen 0stsee wurde schwerer oder orkanartiger Sturm mit Orkanböen beobachtet. Neben Sturmschäden wurde an der westlichen Nordsee eine weitere schwere Sturmflut verursacht, die u.a. zu hohen Sandverlusten auf der Insel Sylt führte.

Der Verlauf der Wasseroberflächentemperaturen in der westlichen Ostsee (Abb. 2), der dem der Nordsee ähnlich ist, zeigt in markanter Weise das weit überdurchschnittliche Temperaturniveau im September. In diesem Monat bewegten sich die Monatsmitteltemperaturen mit 17 °C in der westlichen Ostsee und 18-19 °C in der Nordsee um 2-3 K über dem Durchschnitt. Auch in den Folgemonaten blieben die Gewässer dann überwiegend zu warm. Im Februar führte die frostige Periode vom 9. bis 14., in der an der Ostsee örtlich strenge Nachtfröste von -10 bis -13 °C auftraten und verbreitet auch die Tagestemperaturen unter dem Gefrierpunkt blieben, zu einem Rückgang der Wassertemperaturen auf Werte um 2-3 °C. Dabei bildete sich in den flachen und geschützten Gewässern der südlichen Ostsee eine dünne Eisschicht, die zu Beginn der letzten Dekade wieder abschmolz. Im letzten Februardrittel erwärmten sich die Gewässer allmählich wieder. Strahlungsreiche und warme Witterungsabschnitte Anfang April, zum Monatswechsel April/Mai und Ende Mai bewirkten jeweils einen raschen Anstieg der Wasseroberflächentemperaturen.

Die höchsten Werte wurden dann gegen Ende der 1. Augustdekade mit 20-22 °C gemessen.

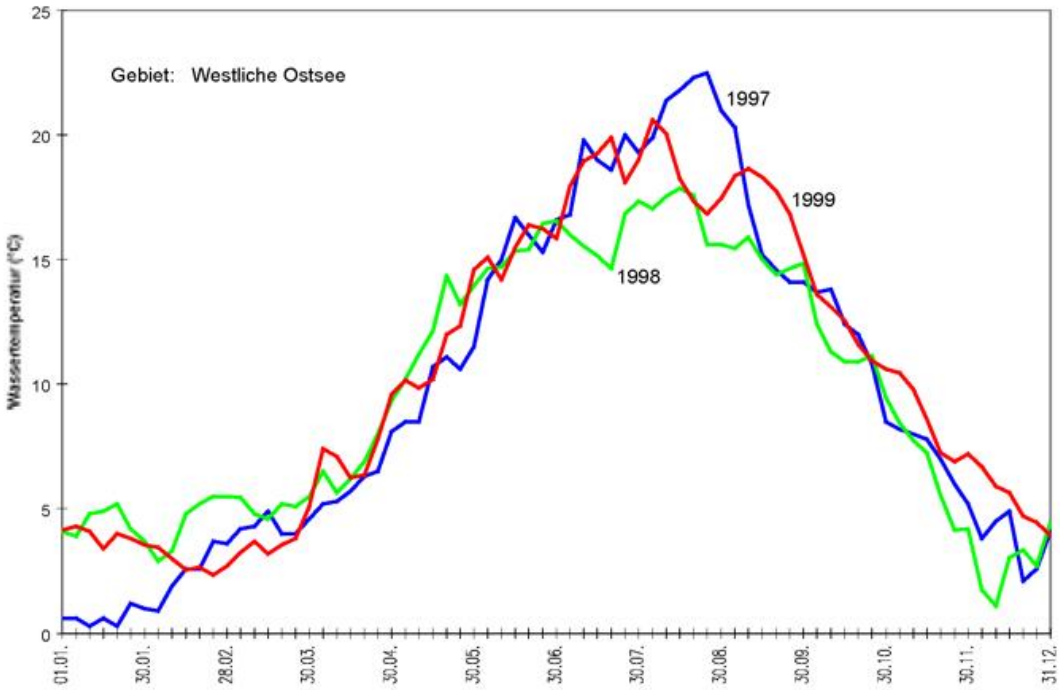


Abb. 2 Verlauf der Wassertemperatur 1997, 1998 und 1999 in der westlichen Ostsee

Die agrarmeteorologische Situation im Jahr 1999

F.-J. Löpmeier

Schleswig-Holstein, Hamburg, Bremen, Niedersachsen und Mecklenburg-Vorpommern

Ab Herbst ‘98 waren die Böden mit Ausnahme des östlichen Mecklenburg-Vorpommerns wassergesättigt. Die reichliche Wasserversorgung der Pflanzen während des Frühjahrs war jedoch auf Grund der insgesamt leicht zu geringen jährlichen Niederschlagsspenden nicht zu jeder Jahreszeit gegeben. Zur Versorgung der meist sehr gut ausgeprägten landwirtschaftlichen Kulturen wurde durch eine hohe Transpiration der Pflanzen viel Wasser dem Boden entzogen. Lag die nutzbare Feldkapazität (nFK) der Böden bis 60 cm Tiefe zum Vegetationsbeginn bis einschließlich März noch über 100% nFK, so nahm das pflanzenverfügbare Bodenwasser unter der rasch wachsenden Kultur Winterweizen und unter den sich ab Mai prächtig entwickelten Zuckerrüben rasch ab. Trotz der Niederschläge im Mai und Juni sank die nutzbare Feldkapazität im Juli unter die Dürregrenze (30% nFK) und verursachte den Pflanzen Wachstumsstress. Nur in Schleswig-Holstein gestattete die Wasserversorgung ein weiterhin ungehindertes Wachstum. In den übrigen Bereichen sorgte der Wassermangel für eine zeitige Abreife des Wintergetreides und für ein vorzeitiges Einsetzen des Mähdruschs. Zuckerrüben, Kartoffeln und Braugerste mussten intensiv beregnet werden. In Niedersachsen konnten bei leicht ansteigender Bodenfeuchte im Oktober Zuckerrüben vor der Rodung nochmals Masse zulegen und den Zuckergehalt steigern. Lediglich in Mecklenburg-Vorpommern blieben die Böden bis zur Ernte trocken. Die Einsaat der Folgekulturen wurde dadurch erheblich behindert. Die hohen Niederschlagsraten im Dezember haben die Böden in Niedersachsen und Schleswig-Holstein wieder aufgefüllt. In Mecklenburg-Vorpommern war dies zum Jahresende jedoch noch nicht ganz der Fall.

Brandenburg, Berlin, Sachsen-Anhalt, Thüringen und Sachsen

Vorsommertrockenheit und überwiegende Niederschlagsarmut von Juli bis November verursachten besonders in weiten Teilen Brandenburgs, in der Altmark, in der Region „Fläming - Elbe - Dübener Heide“, im östlichen Harzvorland und der Leipziger Tieflandsbucht sowie in der Goldenen Aue länger anhaltende Perioden mit teils ausgeprägter Bodendürre (Wasservorrat in der Ausschöpfungsschicht unter 10% nFK). Diese beeinträchtigten die Ertragsbildung von Zucker- und Futterrüben, Kartoffeln und Mais. An diesen landwirtschaftlichen Kulturen waren Welke-erscheinungen und ein Verdorren des Blattapparates zu beobachten. Nitrifikation und Garebildung kamen weitestgehend zum Erliegen. Erst spät im Herbst setzte der Auffüllungsprozess der Bodenwasservorräte nachhaltig ein.

Nordrhein-Westfalen

Nach einem ungewöhnlich niederschlagsreichen Herbst ´98 brachte der erste Frühlingsmonat überdurchschnittlich viel Regen. Das wirkte zusammen mit den Februarniederschlägen besonders unerfreulich, da sich zuvor die Nässesituation in den Böden entspannt hatte. Die Regentage der ersten Märzdekade brachten der klimatischen Wasserbilanz weitere Zuwächse. So waren Anfang März die Böden wiederum nicht aufnahmefähig, Oberflächenerosion und weitere Bodenstrukturschäden waren

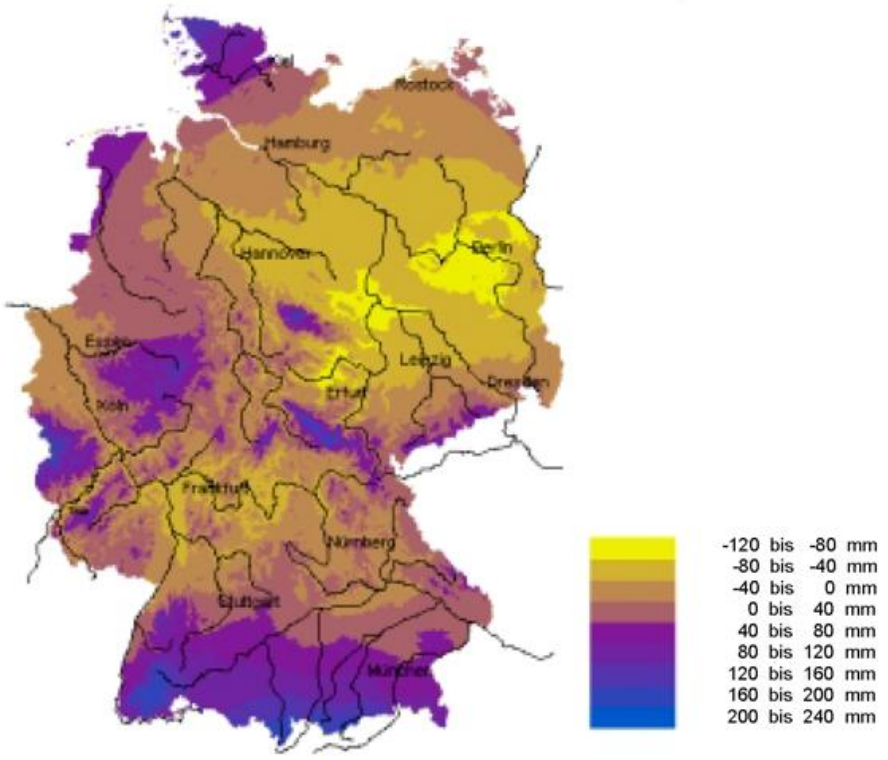


Abb. 1 Klimatische Wasserbilanz im Herbst 1999 (September bis November)

die Folge. Eine erste mehrtägige Regenpause gegen Märzmitte und eine weitere am Übergang zum April ließ die Oberböden endlich wieder abtrocknen. Von Ende April bis zur Haupterntezeit gab es dann mehrere Trockenperioden, in denen die hohen Bodenwasserreserven den Feldfrüchten zu einer andauernd positiven Entwicklung verhalfen und schließlich zu unerwartet guten Ernteergebnissen führten.

Hessen, Rheinland-Pfalz und Saarland

Nach ausreichenden Niederschlägen im Winter waren die Böden zu Beginn der Vegetationsperiode 1999 gesättigt. Auch der März und April wiesen eine positive klimatische Wasserbilanz auf, so dass die Bodenfeuchten unter Gras und Wintergetreide in der Schicht 0 bis 60 cm Tiefe meist im Sättigungsbereich lagen. Staunässe und Luftmangel der Böden - zum Teil waren die Felder sogar verschlämmt - verursachten beim Raps Schäden. Durch die hohen Niederschläge war die

Befahrbarkeit der Böden eingeschränkt, so dass die Frühjahrsbestellung unterbrochen wurde. Ende April trockneten die Böden ab und die Bodenfeuchten gingen zurück. Im Laufe des Mai nahm die nutzbare Feldkapazität in der Schicht 0 bis 60cm Tiefe unter Winterweizen und Gras allmählich auf Werte um 60% in Nordhessen ab. Zwei Starkniederschlagsereignisse Ende Mai füllten in einigen Regionen die Bodenwasservorräte

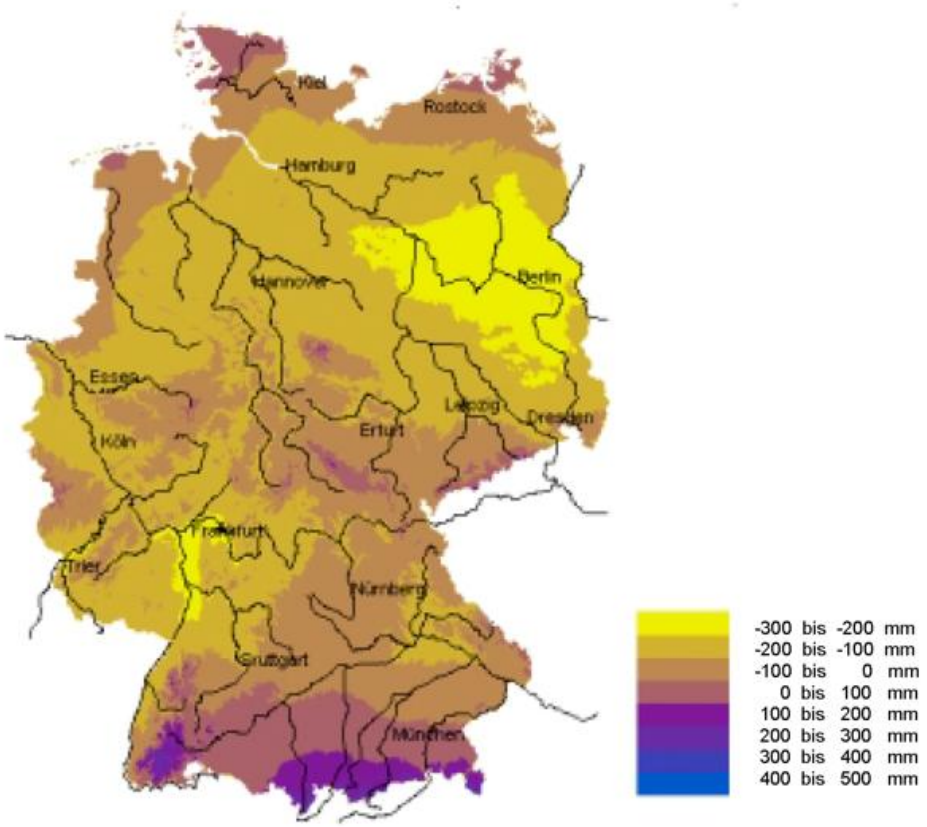


Abb. 2 Klimatische Wasserbilanz im Sommer 1999 (Juni bis August)

wieder auf. In den meisten Gebieten gingen die Bodenfeuchten kontinuierlich zum Monatsende zurück. Im Juni wurden die Bodenwasservorräte allmählich aufgebraucht, die berechneten Bodenfeuchten unter Gras und Getreide gingen auf Werte unter 20% nFK zurück. In Getreide traten in Mittelhessen lokal Trockenschäden auf, entsprechend früher wurde mit der Getreideernte begonnen. Herausragendes Ereignis im Juli war der Starkniederschlag am 06.07. mit 80 mm, der vielerorts zum Auffüllen der Bodenwasservorräte führte. Allerdings kam es durch Starkregen und Gewitterböen auch zu Lagergetreide. Im weiteren Verlauf des Juli blieb bei hohen Verdunstungswerten die Wasserbilanz negativ und die Bodenfeuchten gingen wieder zurück, stellenweise wurde Ende Juli/Anfang August unter Hackfrucht der Welkepunkt erreicht.
Ergiebige Niederschläge im August in Nordhessen besserten die Bodenwasservorräte dort wieder auf. Die Kehrseite der ergiebigen Niederschläge waren regional in Nord- und Osthessen Erosion und Verschlämmung, wovon

Rapsflächen betroffen waren. Während der August in Nordhessen deutlich zu nass war, war es in anderen Regionen, wie im Rheingau und im Odenwald Vielbrunn zu trocken. Ein trockener und zu warmer Witterungsabschnitt in der ersten Septemberhälfte ließ die Bodenfeuchten deutlich zurückgehen. Vor allem unter Futter- und Zuckerrüben lagen die Bodenfeuchten am permanenten Welkepunkt und regional traten Trockenschäden in Zuckerrüben auf. Auch der Aufgang und das Wachstum von Wintergetreide und Raps waren auf den trockenen Böden beeinträchtigt. Das Grünlandwachstum ging nur zögerlich vonstatten. Dagegen war die trockene Witterung vorteilhaft für die Silomaisernte. Niederschläge ab dem 20. September durchfeuchteten die Böden wieder und kamen den neugesäten Winterungen zugute.

Baden-Württemberg

Das Land war von Januar bis Oktober 1999 gut mit Niederschlag versorgt. Im Flächenmittel fielen in diesem Zeitraum 843 mm Niederschlag. Das sind 105% der im langjährigen Mittel von Januar bis Oktober in diesem Bundesland fallenden Niederschlagsmengen. Dabei fiel die positive prozentuale Abweichung vom jeweiligen langjährigen Mittelwert im Norden geringer aus als in der Mitte und dort geringer als im Süden des Landes. In den einzelnen Monaten jedoch zeigte sich z.T. in extremer Form die Auswirkung der großen landschaftlichen Vielfalt des Landes (Geländehöhen zwischen kaum 100 m über NN und knapp 1500 m über NN, unterschiedliche Streichrichtung von Schwarzwald und Schwäbischer Alb mit der jeweiligen Möglichkeit von Stau- und Leeerscheinungen, Föhn- oder auch Stauwirkung der Alpen im Bodenseeraum und in Oberschwaben). Besonders niederschlagsreich war der Februar, so dass die Böden überall im Lande zu Beginn der Vegetationsperiode bis zur Feldkapazität aufgefüllt waren.

Bayern

Nach einem extrem nassen Winterhalbjahr konnten die Feldarbeiten in weiten Teilen Bayerns ab Mitte März ohne größere Behinderungen aufgenommen werden. Zwischen dem 20. und 2. Mai sorgten sintflutartige Niederschläge mit Rekordmengen bis 200 mm zunächst im Raum Weilheim - Garmisch und wenig später auch im Bereich der unteren Flußläufe Südbayerns für großflächige Überschwemmungen. Die teilweise übernormalen Niederschläge wurden aber durch längere Trockenheit vor allem in den Monaten August und September wieder ausgeglichen. So stellte sich besonders in Nordbayern schon ab Juli bei Hackfrucht und Gemüse akuter Wassermangel ein, der im wesentlichen bis in den November hinein andauerte.

Allgemeine Übersicht 1999 unter dem Gesichtspunkt Bodenwasserhaushalt

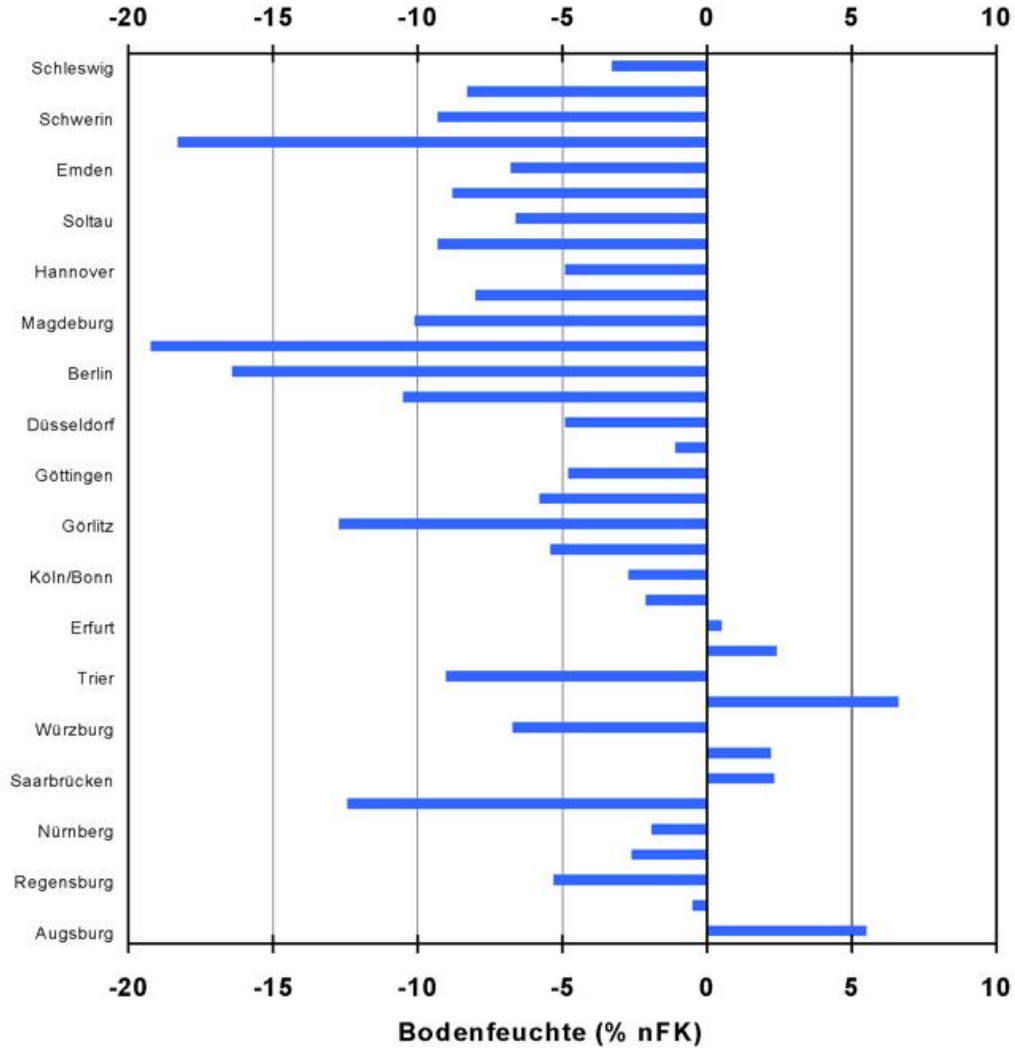
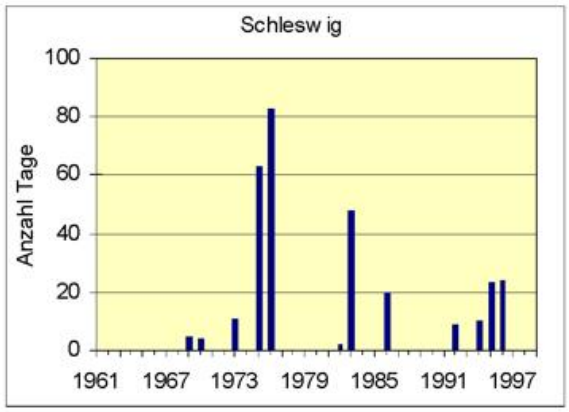
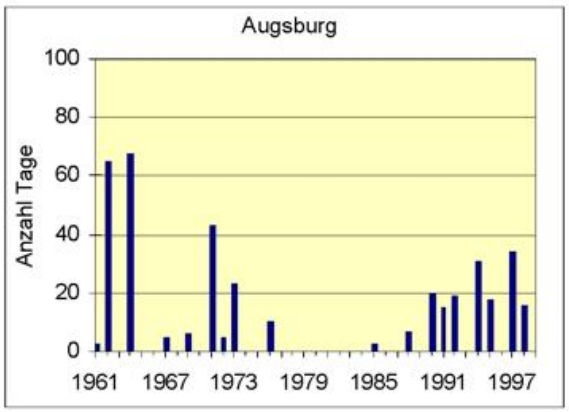


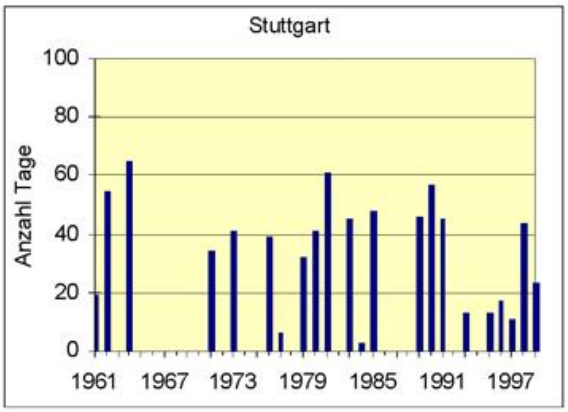
Abb. 3 Mittlere Bodenfeuchte unter Sandboden und Wintergetreide (%nFK) 1999Abweichungen vom Mittelwert 1961-1998.

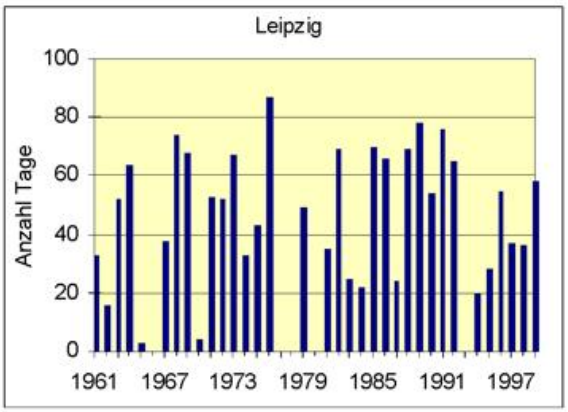
Die Abbildung oben zeigt die Abweichung der mittleren jährlichen Bodenfeuchte für Wintergetreide auf leichten Standorten vom vieljährigen Mittelwert berechnet nach einem agrarmeteorologischen Modell für eine Auswahl von synoptischen Stationen.

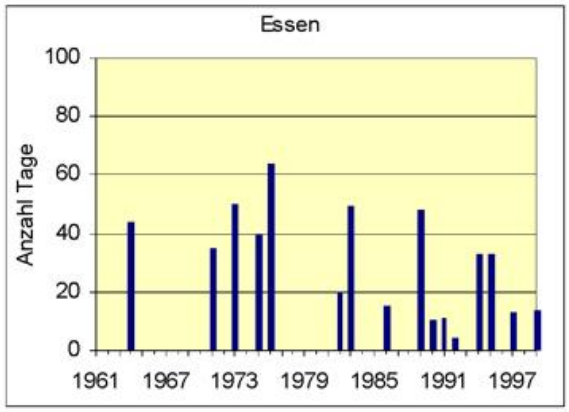
Mit wenigen Ausnahmen stellt sich das Jahr 1999 als zu trocken dar. Aussagekräftiger für das Wachstum und die Ertragsentwicklung sind die folgenden Abbildungen zum Wasserstress für eine Auswahl der Stationen auch im Vergleich zu den Jahren bis 1961 zurückliegend. Dargestellt sind die Anzahl der Tage mit einer Bodenfeuchte von < 30 % nFK, also deutlichem Wasserstress, bei Zuckerrüben auf guten Böden in den Monaten Juli bis September.

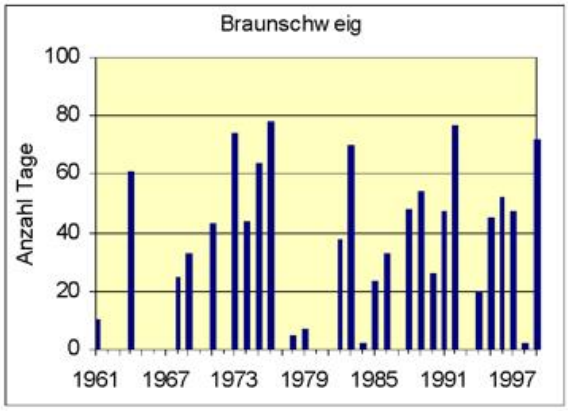


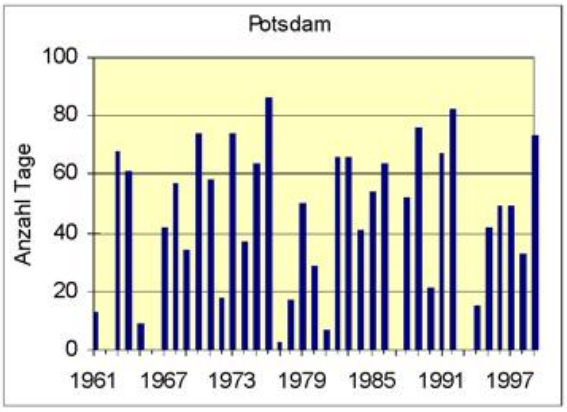












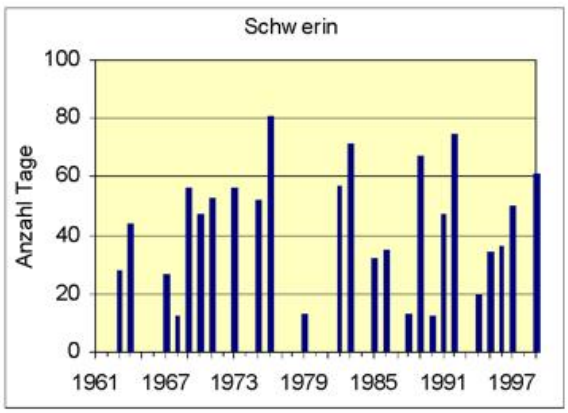


Abb. 4 Wasserstress bei Zuckerrüben auf guten Böden Anzahl Tage mit Bodenfeuchte < 30% nFK (Zeitraum Juli - September)

In den klassischen Beregnungsgebieten im östlichen Niedersachsen ergab sich die in den folgenden Abbildungen beispielhaft dargestellte Beregnungssituation. Die Pfeile kennzeichnen die Beregnungstermine

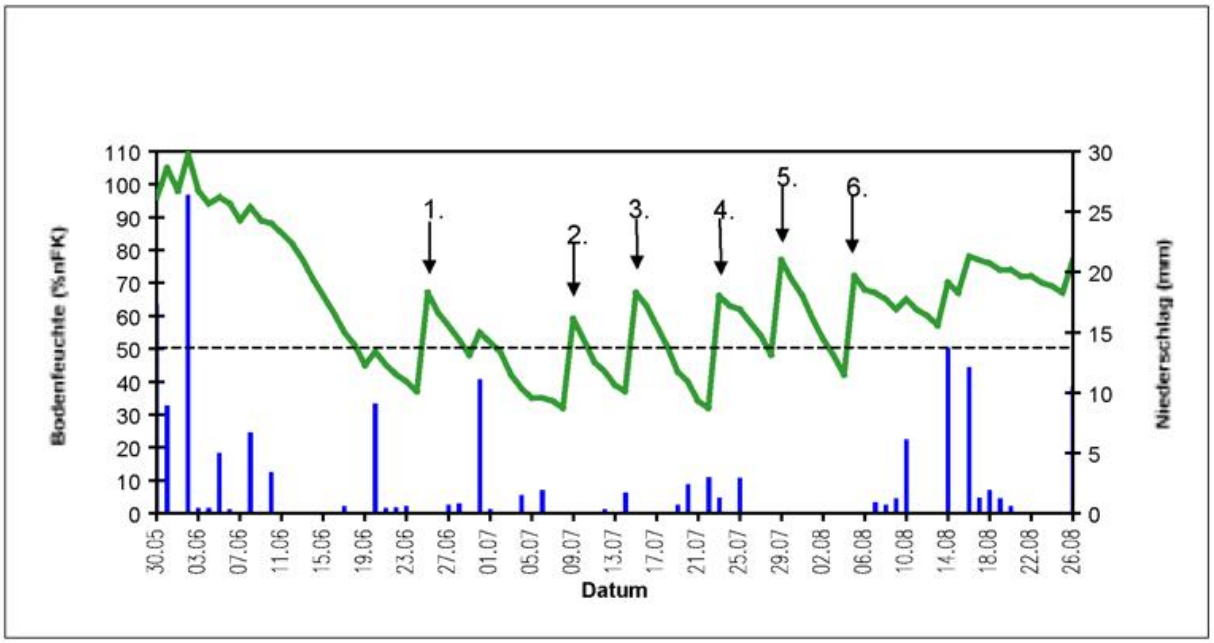


Abb. 5 Bodenfeuchte (%nFK) Spätkartoffeln 1999 Braunschweig, 6 Beregnungen.

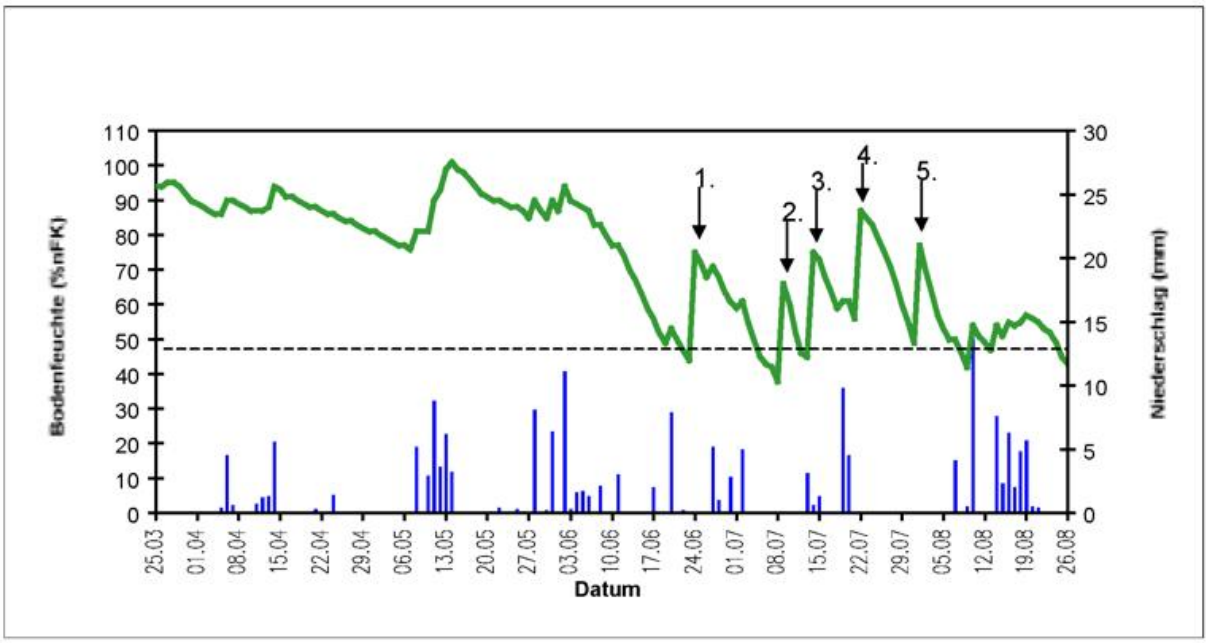


Abb. 6 Bodenfeuchte (%nFK) Zuckerrüben 1999 Lüchow, 5 Beregnungen.

Insbesondere bei den beregnungswürdigen Kulturen Kartoffeln (speziell Stärkekartoffeln) und Zuckerrüben erfolgten bis zu 6 Beregnungen von jeweils 25 bis 30 mm. Bei einer amtlich zugewiesenen Beregnungsmenge von 80 mm im Mittel von 7 Jahren wurden damit ca. 100 mm Wasser mehr verbraucht als in den einzelnen Jahren vorgesehen.

Die phänologische Entwicklung im Jahr 1999

W. Trampf

Da im Januar nur an wenigen Tagen eine winterliche Witterung zu verzeichnen war und der Monat erheblich zu warm ausfiel, setzte im Jahr 1999 der **Vorfrühling**, der mit der Blüte der Haselsträucher beginnt, in weiten Teilen Deutschlands bereits im Laufe des Januars ein. Lediglich im Südosten wurde die Entwicklung von winterlichen Witterungsabschnitten in den beiden ersten Februardekaden verzögert, so dass dort erst Ende Februar der Vorfrühling begann. Im Vergleich zu den mittleren Werten der Beobachtungsreihe 1992 bis 1999 waren die Eintrittsdaten in fast allen Gebieten verfrüht, häufig um zwei bis vier Wochen. Lediglich im Südosten und an der Ostseeküste von Schleswig-Holstein war der Beginn des Vorfrühlings um eine bis zwei Wochen verspätet.

Da auch der März und April zu warm waren, konnte sich die beschleunigte Entwicklung fortsetzen, so daß der **Vollfrühling**, der mit dem Beginn der Apfelblüte seinen Einzug hält, im größten Teil Deutschlands verfrüht eintrat. Die Apfelblüte begann im zweiten und letzten Aprildrittel und trat in der Nordhälfte ungefähr ein bis zwei Wochen, im Süden nur wenige Tage früher als im Mittel der Jahre 1992 bis 1999 auf. Eine um ca. eine Woche verspätete Entwicklung zeigte sich im äußersten Südwesten, in Südostbayern und an der Nordseeküste von Schleswig-Holstein.

Durch einen zu warmen Mai und Juni setzte mit der Fruchtreife der Roten Johannisbeeren auch der **Hochsommer** verfrüht ein. Sie wurde allgemein in der zweiten Junihälfte, im Nordosten und im Bergland im ersten Julidrittel beobachtet. Diese Phase trat 1999 gegenüber den mittleren Eintrittsdaten im größten Teil Deutschlands bis zu zwölf Tagen früher auf. Nur gebietsweise im Bergland, in weiten Teilen von Südbayern sowie im westlichen Teil von Schleswig-Holstein wurden die Roten Johannisbeeren bis zu zehn Tage verspätet reif.

Nach einem zu warmen Sommer und erheblich übernormalen Monatsmitteltemperaturen im September trat mit der Bestellung des Wintergetreides der **Vollherbst** vorzeitig in Erscheinung. Winterweizen wurde 1999 im gesamten Oktober gedrillt. Da infolge der günstigen Witterung die Böden stets befahrbar waren, konnte die Aussaat im größten Teil Deutschlands etwas verfrüht vorgenommen werden. Dagegen waren in Südbayern sowie gebietsweise im Nordwesten und Westen die Bestellungsarbeiten ungefähr eine Woche verspätet.

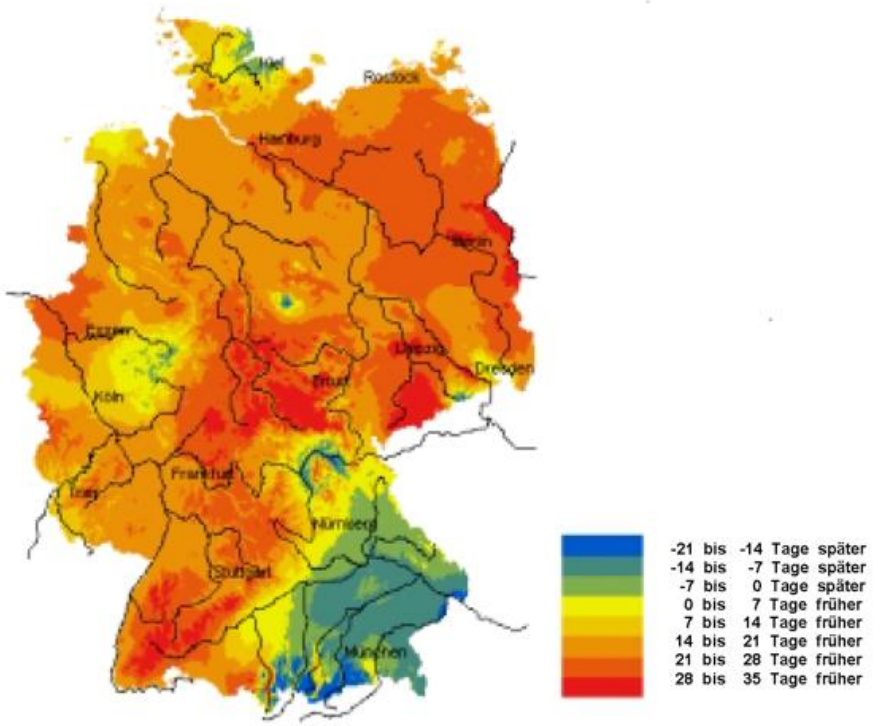


Abb. 1 Haselblüte 1999
Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-1999)

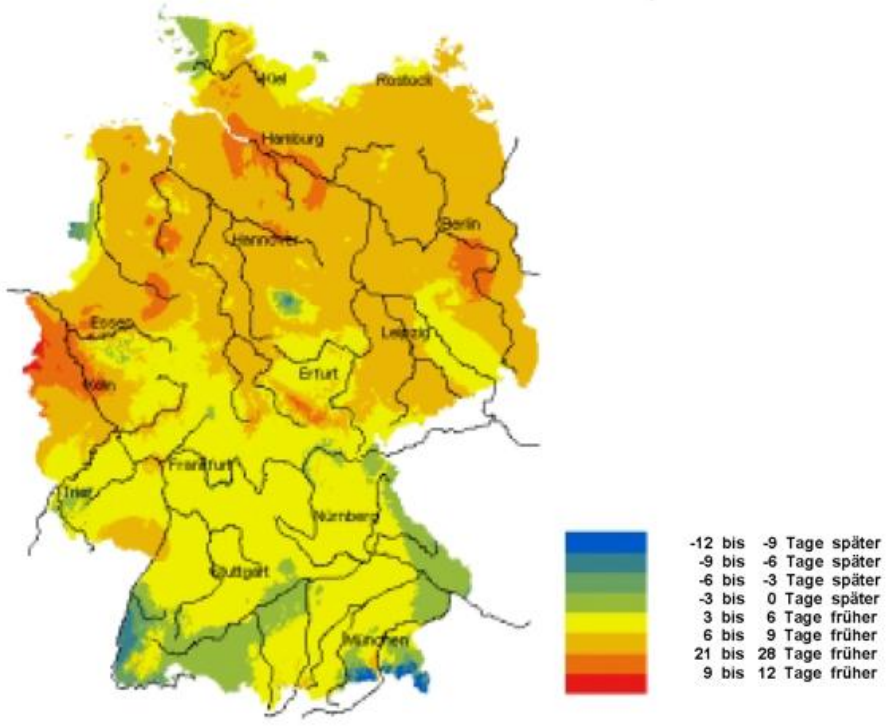


Abb. 2 Apfelblüte 1999
Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-1999)

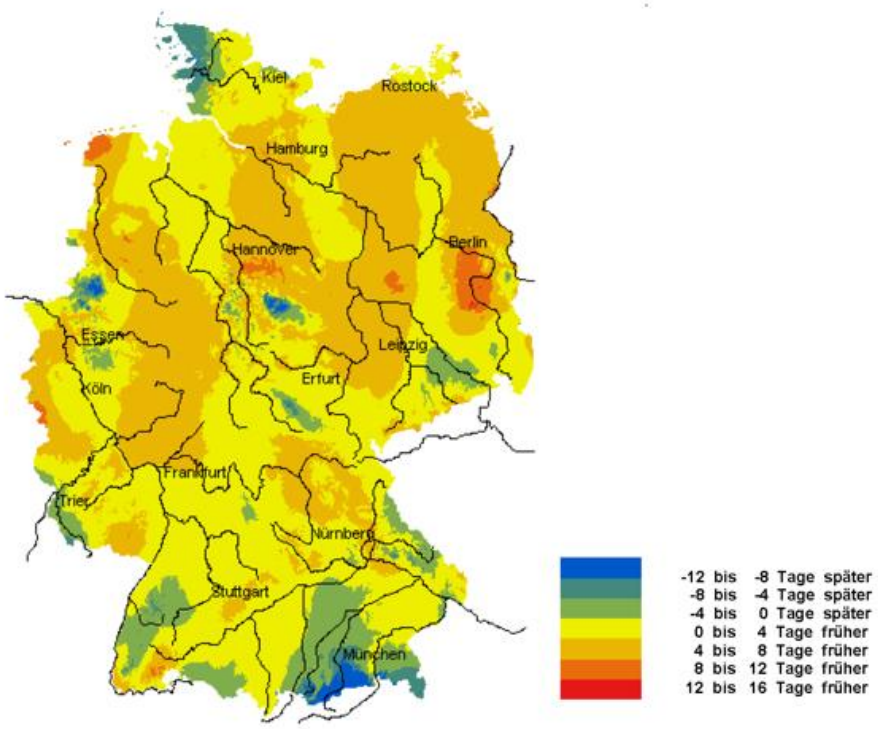


Abb. 3 Rote Johannisbeere Fruchtreife 1999
Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-1999)

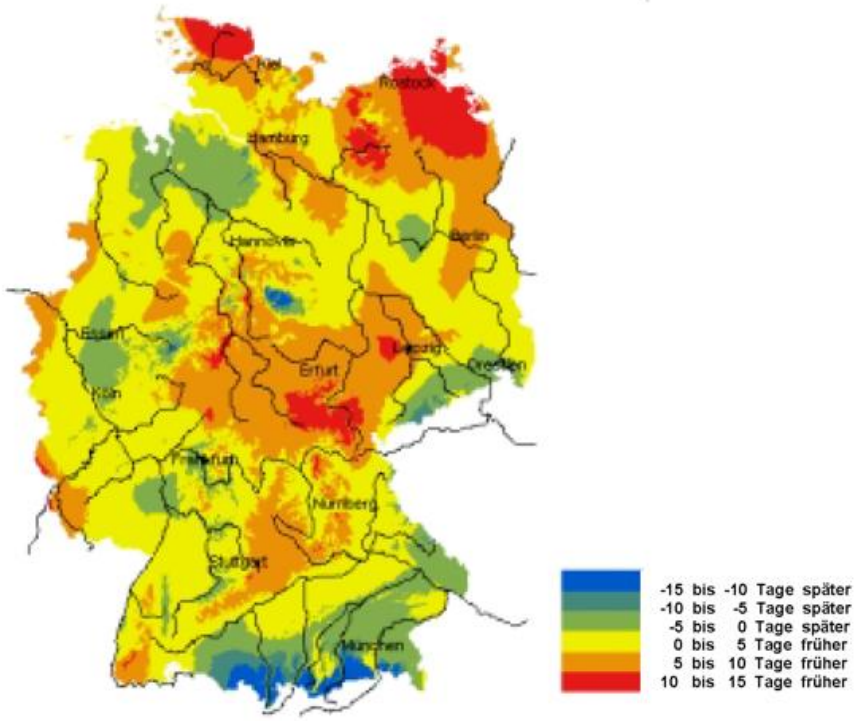


Abb. 4 Winterweizenbestellung 1999
Abweichung vom vieljährigen Mittel (1992-1999)

Entwicklung der Ozonschicht

H. Claude

Ein nahezu ausgeglichenes Budget wies die stratosphärische Ozonschicht über Süddeutschland im Jahr 1999 auf (Abb. 1). Das Jahresmittel des Gesamtozons (Ozonschichtdicke) lag mit 321 DU nur 2.3% unter dem 32-jährigen Mittelwert von 329 DU. Auch 1998 war bereits ein gegenüber den vorangegangenen Jahren er-

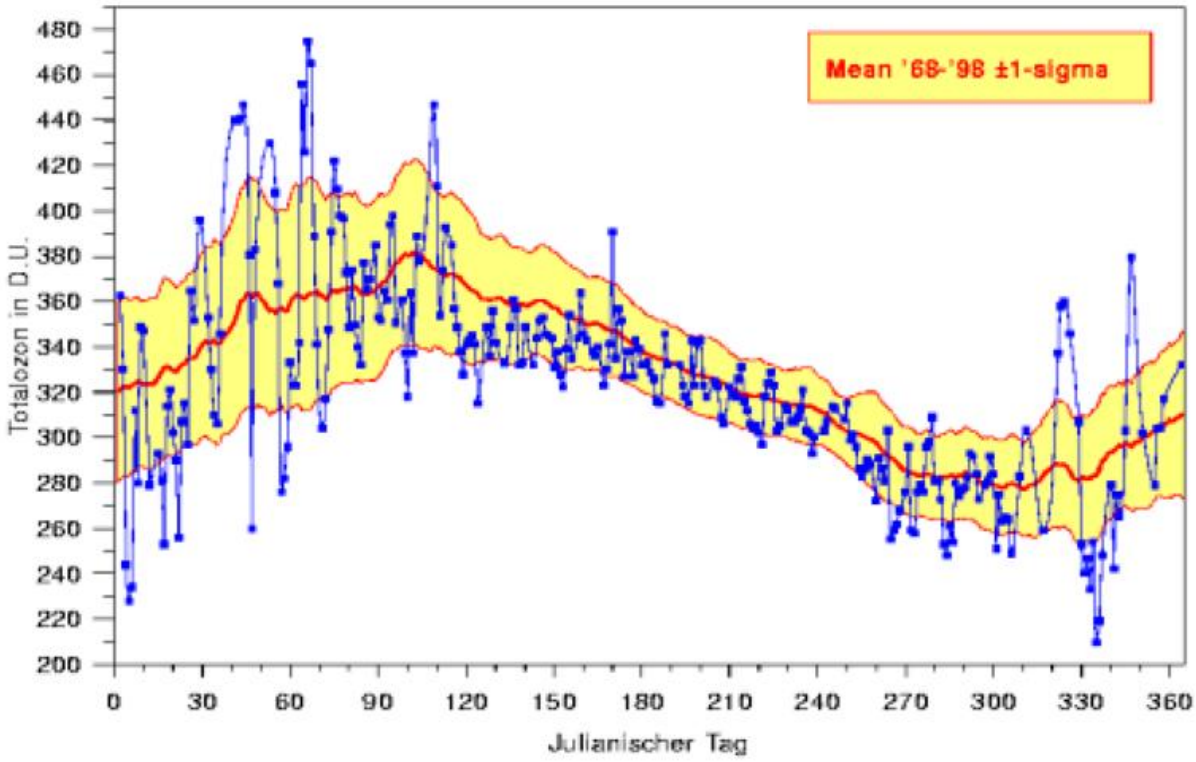


Abb.1 Jahresgang der Tagesmittel des Gesamtozons 1999 im Vergleich zum vieljährigen Mittel 1967-99. (Meßstelle MOHp)

höhter Jahresmittelwert zu verzeichnen, der nur 0.6% unter dem vieljährigen Mittel lag [1]. Obwohl sich die stratosphärische Chlorbelastung derzeit quasi auf Höchstniveau befindet [2], scheint dies auf den ersten Blick widersprüchlich. Dadurch, dass die Dicke der Ozonschicht jedoch auch in erheblichem Maß von variablen natürlichen Einflüssen abhängig ist, die zur Zeit eine eher dickere Ozonschicht begünstigen, ist dies erklärbar. Diese natürlichen Faktoren und ihre relativen Auswirkungen auf die Dicke der Ozonschicht (in Klammern in %) sind (s.a. Abb. 2):

- der Aerosolgehalt in der Stratosphäre, insbesondere infolge starker Vulkaneruptionen (ca. -10-12%),
- Einflüsse der meteorologischen Dynamik (Zirkulation, Temperaturverteilung in der Tropo- und Stratosphäre, (ca. ±10-15%),
- der ca. 11-jährige Zyklus der solaren Aktivität (±3%) und die
- quasi-zweijährige Oszillation (QBO) der Windrichtung über dem Äquator (±2-5%).

Diese Prozesse laufen auf sehr verschiedenen Zeitskalen ab, wodurch es zu Verstärkungen oder Abschwächungen bei den Auswirkungen auf die Ozonschicht kommt. Die momentane Verstärkung (kaum Vulkanaerosole, solare Aktivität fast im Maximum und der kurzfristige Anteil des Dynamikeinflusses [3]) kompensiert derzeit nahezu den durch stratosphärisches Chlor hervorgerufenen Ozonrückgang. Praktisch alle Einflussparameter zeigen in ihrer Auswirkung auf die Ozonschicht einen deutlichen Jahresgang, mit größeren Wirkungen im Spätwinter und im Frühjahr als im Sommer und Herbst. Für die Hohenpeissenberger Ozonreihe seit 1967 sind anhand einer linearen Regression die kurz- und langfristigen Auswirkungen für die Februarmonate dargestellt (Abb. 2). Der dynamische Anteil wird durch Zirkulationsindizes repräsentiert, wobei in dieser Jahreszeit das sogenannte Polar Eurasia Muster den stärksten Einfluss hat (mittlere Grafik). Diese Zirkulationsindizes, werden regelmäßig durch NOAA-CPC veröffentlicht und umfassen eine Vielzahl meteorologischer Faktoren, wie z.B. Unterschiede im Geopotential zwischen Kanada, Grönland und Europa. Hierdurch müssen diese Faktoren nicht im Einzelnen berücksichtigt werden. Werden Indexwerte gemäß ihrer Auswirkung auf die Ozonschichtdicke mit den o.g. Faktoren verknüpft, läßt sich daraus der Ozonverlauf abschätzen ("Regressionsmodell", obere Grafik). Er stimmt mit den Meßwerten sehr gut überein, was zeigt, dass die genannten Einflußfaktoren größtenteils (83%) die bei der Ozonschichtdicke beobachtete starke Varianz verursachen.

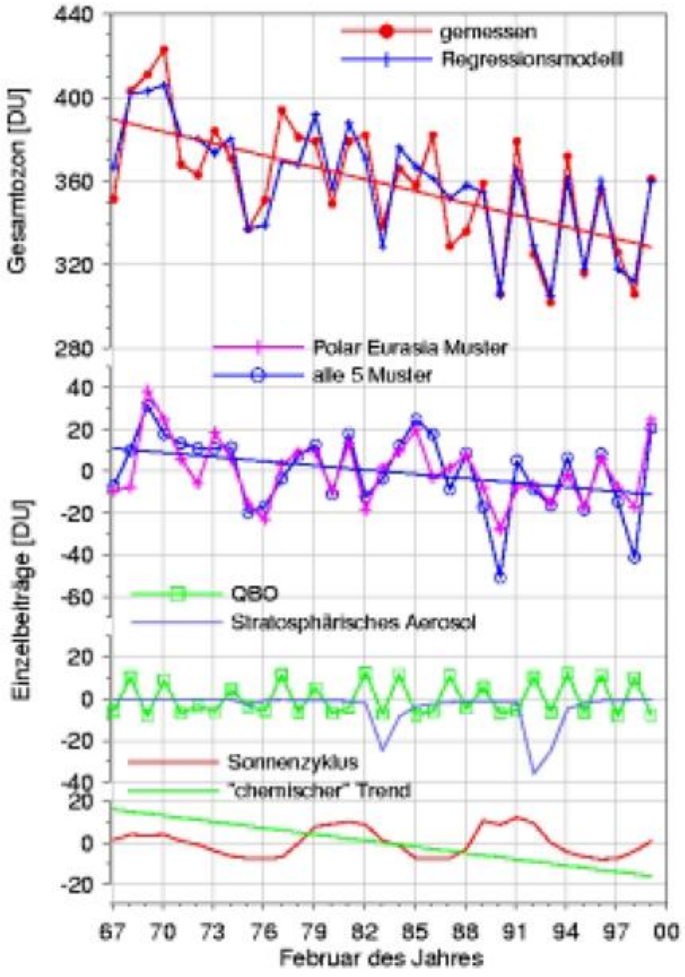


Abb.2 Beiträge verschiedener Einflußfaktoren auf Variabilität und Trend des Gesamtozons (Schichtdicke) am Hohenpeißenberg.

Die Zirkulationsmuster weisen jedoch auch einen langfristigen Trend auf, spiegeln also Klimaänderungen wider, wie sie z.B. schon anhand der Erwärmung der Troposphäre (am Hohenpeißenberg seit 1967 um etwa 0.7 K/Dekade in 5 km Höhe), der Abkühlung der Stratosphäre (~0.5 K/Dekade) und der Anhebung der mittleren Tropopausenhöhe (am Hohenpeißenberg seit 1967 um etwa 150 m/Dekade) augen-

scheinlich wurden [4]. Es kann davon ausgegangen werden, dass die festgestellten Korrelationen auch auf der Zeitskala von 30 Jahren gültig sind. Damit können etwa 30% des am Hohenpeißenberg beobachteten Ozontrends auf die stattgefundene Klimaänderung und deren Verflechtung mit dem Ozongehalt der unteren Stratosphäre zurückgeführt werden, vor allem im Spätwinter und Frühjahr. Nur etwa zwei Drittel der langfristigen Gesamtozonabnahme über Mitteleuropa wären demnach vom chemischen Abbau durch anthropogenes Chlor verursacht und nicht, wie früher angenommen, annähernd 100%. Auch die bisher zur quantitativen Beschreibung eingesetzten 2-dimensionalen photochemischen Modelle konnten weder den gesamten gemessenen Trend, noch dessen Jahresgang erklären. Für eine vollständigere Übersicht, auch für die bisher nicht erörterten Höhenbereiche, werden die am Hohenpeißenberg gemessenen Trends in Tabelle 1 dargestellt.

Vieljährige Ozon - Trends am Hohenpeissenberg (pro Dekade)						
Höhe [km]	**Instrument**	**Periode**	**abs. Trend/dec**	**±2σ**	**rel. Trend/dec**	**±2σ**
Gesamt Ozon	Dobson	1968-99	-8.5 DU	1.7	-2.6%	0.5
40	Lidar	1988-99	-1.1 nbar	0.3	-7.0%	2.1
35			-1.9 nbar	0.7	-4.8%	1.9
30	Brewer-Mast Sonde	1967-99	-2.8nbar	0.5	-3.7%	0.7
25			-2.9 nbar	0.7	-2.2%	0.5
20			-6.4 nbar	1.0	-4.7%	0.8
15			-2.3 nbar	1.6	-3.4%	2.3
5			+3.0 nbar	0.3	+10.0%	0.8
1 (Grundschicht)	Verschiedene	1971-99	+ 3.2 nbar	0.3	+10.0%	1.0

Tab. 1 Vieljährigen Ozontrends in Abhängigkeit von der Höhe. In der Grundschicht und in der Troposphäre dominiert eine drastische Zunahme, in der Stratosphäre und beim Totalozon hingegen eine höhenvariable Abnahme. Wie die statistische Kenngröße 2 sigma beweist, sind alle Trends statistisch hinreichend gesichert. Auch im internationalen Vergleich und mit global messenden Satelliteninstrumenten bestätigen sich die stratosphärischen Trends, während die troposphärischen Werte nur für Mitteleuropa repräsentativ sind. In den letzten Jahren stagniert der troposphärische Ozongehalt auf hohem Niveau. Bei dem mit LIDAR in der oberen Stratosphäre festgestellten Ozonrückgang ist anzumerken, daß der zugrundeliegende Zeitraum von 12 Jahren für eine fundierte Trendaussage eigentlich zu kurz ist. Die sehr hohen Abnahmeraten stimmen jedoch ebenfalls gut mit Satellitenmessungen überein.

Wird der Jahresverlauf der Ozonschichtdicke des Jahres 1999 im Detail betrachtet (Abb. 1), zeigt sich neben dem bereits angesprochenen weitgehend ausgeglichenen Verlauf, dass es kürzerfristig zu erheblichen Abweichungen weit außerhalb der normalen Variabilität kam. So wurden Ende November/Anfang Dezember (Abb. 1, 335. julianischer Tag) von Spektrometern und Satelliteninstrumenten (TOMS/EP, GOME) über weiten Teilen Europas aufsehenerregende Werte von teilweise deutlich unter 200 DU (am MOHp 210 DU) gemessen. So niedrige Werte traten bisher über Mittel- und Westeuropa noch nicht auf. Die naheliegende Annahme, dieses Ozonminimum sei eine unmittelbare und alleinige Folge chlorbedingten Ozonabbaus, bestätigte sich jedoch nicht. Es handelte sich vielmehr um ein atmosphärisches Transportphänomen, das prinzipiell gar nicht so selten auftritt. Bei diesen sogenannten STREAMERN gelangt in der unteren Stratosphäre innerhalb weniger

Tage ozonarme Luft aus den (Sub-)Tropen in die mittleren Breiten. In diesem besonderen Fall kam es jedoch zusätzlich zu markanten Hebungsprozessen, wodurch das Gesamtozon weiter reduziert wurde. Bedingt durch ungewöhnlich niedrige stratosphärische Temperaturen (s. Beitrag von H. Nitsche, S. 88) kann anthropogene, d.h. chemisch bedingte Ozonzerstörung in Höhen über 20 km ebenfalls eine Rolle gespielt haben, erklärt jedoch nicht die Massivität dieses Ereignisses, das im Übrigen innerhalb von 2-3 Tagen nicht mehr nachweisbar war. Für diese Jahreszeit völlig untypisch sind auch die beträchtlichen positiven Abweichungen des Gesamtozons an den Tagen vor und nach diesem Ereignis. Auch sie weisen auf den dynamischen Hintergrund dieser Anomalie hin (s. a. Ozonbulletin Nr. 72).

Literatur

1. Claude, H. und Steinbrecht, W. (1999): Entwicklung der Ozonschicht, Klimastatusbericht 1998, Deutscher Wetterdienst,Offenbach (Main).
2. Engel, A. und Schmidt, U. (1998): Stratospheric trends of CFC-12 over the past two decades: Recent observational evidence of declining growth rates, Geophysical Research Letters, 25, 3319-3322.
3. Steinbrecht, W., H. Claude, U. Köhler and .P. Winkler (2000): Interannual changes of total ozone and northern hemisphere circulation patterns, eingereicht bei Geophysical Research Letters.
4. Steinbrecht, W., H. Claude, U. Köhler and K.P. Hoinka (1998): Correlations between tropopause height and total ozone: Implications for long-term changes, Journal of Geophysical Research, 103, D15, 19,183-19192.
5. Ozonbulletin Nr. 72 (DWD)

Objektive Wetterlagenklassen 1999

P. Bissolli, E. Dittmann

Beschreibung der objektiven Wetterlagenklassifikation

Die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD beruht auf numerischen Kriterien, die auf jede meteorologische Situation über Mitteleuropa angewendet werden können. Die Klassifizierung wird einmal täglich um 12 UTC durchgeführt und das Ergebnis als die Wetterlage betrachtet, die für den ganzen Tag gelten soll. Das räumliche Klassifizierungsgebiet überdeckt Deutschland und benachbarte Regionen. Die Datengrundlage liefert das operationelle Wetteranalyse- und Vorhersagesystem des DWD. Bis 21.11.1999 wurde das Europa-Modell (EM) des DWD zugrunde gelegt, seit 22.11.1999 das neue operationelle erweiterte Globalmodell (GME), das über eine vergleichbare räumliche Auflösung wie das EM verfügt; die Modellgitterpunkte sind lediglich anders strukturiert. Bisher konnte jedoch noch kein merklicher Datensprung aufgrund des Modellwechsels festgestellt werden.

Kriterien für die Einteilung der Wetterlagenklassen sind die Zirkulationsformen der Atmosphäre (Zyklonalität) in 950 und 500 hPa, die großräumige Anströmrichtung in 700 hPa und der Feuchtegehalt der Troposphäre. Dadurch ergeben sich 40 verschiedene Wetterlagenklassen (s. Klasseneinteilung auf S. 85). Die Methode ist jederzeit nachvollziehbar mit dem gleichen Ergebnis. Es gibt keine unbestimmten Fälle. Aus diesen Gründen wird der Anspruch auf die Bezeichnung „objektive Wetterlagenklassifikation“ abgeleitet. Das Verfahren wird seit dem 01.07.1979 angewendet, so dass inzwischen eine über 20jährige Zeitreihe täglicher Wetterlagenklassen vorliegt.

Häufigkeit der Wetterlagenklassen 1999 gegenüber einem vieljährigen Gesamtzeitraum

Abb.1 zeigt die relative Häufigkeitsverteilung der Wetterlagenklassen für das Jahr 1999 im Vergleich zum 20-jährigen Zeitraum 1980 - 1999. Die häufigsten Wetterlagen im Jahr 1999 waren

NWAZT:	12%,	SWAAF, NWAAF:	je 9%,
SWZAF, SWZZF:	je 7%,	NWAAT:	6%.

Alle übrigen Wetterlagenklassen erreichten jeweils weniger als 5% aller Fälle.

NWAZT ist eine Nordwestlage mit antizyklonalen Bedingungen in Bodennähe, zyklonalen Bedingungen in der Höhe und einer relativ trockenen Luftmasse. Sie tritt vor allem im Sommer als Schauer- und Gewitterlage auf, wie es auch im Jahr 1999

geschehen ist. Ein unerwartet häufiges Auftreten dieser Lage im Dezember (9 Tage!) hat aber auch zu ihrem hohen Jahresanteil beigetragen.

SWAAF und NWAAF (Südwest- bzw. Nordwest, beide hochreichend antizyklonal und feucht) treten auch im vieljährigen Mittel relativ häufig auf, die jeweiligen 9% sind also nicht ungewöhnlich. Auch SWZAF und SWZZF (beides feuchte Südwestlagen, in Bodennähe zyklonal) sind 1999 nicht wesentlich häufiger vorgekommen als sonst. Dagegen ist NWAAT (trockene, hochreichend antizyklonale Nordwestlage) deutlich seltener aufgetreten als üblich.

Um eine stabilere Häufigkeitsstatistik zu erhalten, aber auch um Teilaspekte zu betrachten, bietet sich eine Zusammenfassung einzelner Wetterlagen zu Wetterlagengruppen (Typen) an, entsprechend den drei Kriterien der Klassifikation (Anströmrichtung, Zyklonalität in Bodennähe und in der Höhe, Feuchte).

Bei der Anströmrichtung (Abb.2) zeigen sich für 1999 nur relativ geringe Unterschiede zum vieljährigen Mittel. Über 70% aller Lagen von 1999 waren Nordwest- oder Südwestlagen. Fälle ohne vorherrschende Anströmrichtung (XX) gab es in dem Jahr etwas weniger als sonst.

Bei der Zyklonalität (Abb. 3) waren in Bodennähe fast 70% antizyklonale gegenüber wenig über 30% zyklonale Fälle zu beobachten. Im 500 hPa-Niveau verteilten sich dagegen zyklonale und antizyklonale Lagen fast 50 zu 50 %. Damit gab es 1999 etwas mehr höhenzyklonale Lagen als im Mittel, eine Tendenz, die besonders in den letzten Monaten des Jahres immer zu erkennen war. Es gab 1999 auch mehr feuchte (ca. 55%) als trockene Lagen, während es im Mittel umgekehrt ist.

Zeitlicher Verlauf der Wetterlagen

Folgende Besonderheiten im zeitlichen Verlauf des Jahres 1999 sind festzustellen:
Anströmrichtung: Im Herbst, insbesondere im September bzw. November traten vorübergehend etliche Südost- und Nordostlagen auf. Dafür gab es aber im Dezember überhaupt keine, so dass sich diese Besonderheit im Jahresmittel wieder herausmittelte.

- Zyklonalität: Die Neigung zu mehr Höhenzyklonalität machte sich vor allem im Sommer und im Dezember bemerkbar, überwiegend durch die Spitzenreiterlage NWAZT.

- Feuchte: Das häufigere Auftreten von feuchten Lagen konzentrierte sich vor allem auf die Übergangsjahreszeiten Frühjahr und Herbst, insbesondere auf den Mai und den September.

Zusammenhang mit der Witterung

Temperatur

Das Jahr 1999 war insgesamt relativ warm. Dies betrifft fast alle Monate, vor allem Januar, März, April, Mai, Juli, August, September und Dezember. Da aber insbesondere die Häufigkeiten der Anströmrichtungen, welche die Advektionsbesonderheiten bestimmen, sich in dem Jahr kaum vom vieljährigen Mittel unterscheiden, scheint die Erwärmung offenbar nicht durch Änderungen der Advektionsrichtungen zustande gekommen zu sein, sondern eher durch erhöhten Sonnenstrahlungsgenuss, da die Sonnenscheindauer 1999 allgemein überdurchschnittlich war. Die etwas höhere Zahl an höhenzyklonalen und feuchten Lagen im Jahr 1999 im Vergleich zum vieljährigen Mittel, von der eher eine höhere Wolkenbedeckung zu erwarten wäre, hat sich offenbar nicht auf das Jahresmittel der Temperatur ausgewirkt.

Niederschlag

Meist war es 1999 etwas nasser als im vieljährigen Mittel, ausgenommen in Teilen Norddeutschlands. Der erhöhte Anteil an höhenzyklonalen und feuchten Lagen dürfte sicherlich zu der erhöhten Niederschlagsaktivität beigetragen haben. Das häufige Vorkommen der Klasse NWAZT im Jahr 1999, einer typischen Schauerwetterlage, spricht dafür, dass auch eine Häufung von konvektiven Niederschlagsereignissen zu mehr Niederschlag geführt hatte als sonst. Auch die Intensität einzelner Ereignisse dürfte lokal eine Rolle gespielt haben (z.B. fielen am 6. Juli 1999 an der sonst relativ niederschlagsarmen Station Frankfurt/Main-Flughafen 83 mm).

Weihnachtsorkan „Lothar“

Ein herausragendes Ereignis war der Orkan Lothar am 26. Dezember mit der Wetterlage SWZZF. Weitere Sturm- oder Orkanböen gab es aber auch an anderen Tagen dieses Monats, etwa am 3. und 4.12. im Norden sowie am 12.12. im Schwarzwald. Auch dies waren alles Tage mit Südwestlagen.

Langzeittrends

Langfristige Trends über Jahre und Jahrzehnte sind meist schwierig zu erkennen, da sie von einer relativ hohen Jahr-zu-Jahr-Variabilität überlagert werden. Bei der Feuchte scheint sich jedoch ein Trend zu feuchteren Lagen zu etablieren (Abb. 4). Seit 1996 ist der Anteil der feuchten Lagen ständig angestiegen. 1999 wurde der bisher höchste Anteil seit 20 Jahren erreicht.

Klasseneinteilung:

aa z_{950} z_{500} f mit:

aa	=:	Anströmrichtung :	XX = uneinheitlich, NO = Nordost, SO = Südost, SW = Südwest, NW = Nordwest
z_{950}, z_{500}	=:	Zyklonalität in 950 bzw. 500hPa:	Z = zyklonal, A = antizyklonal
f	=:	Feuchte	F = feucht, T = trocken

Beispiel:

NOZAT = Anströmrichtung: Nordost, zyklonal in 950hPa, antizyklonal in 500hPa, trocken

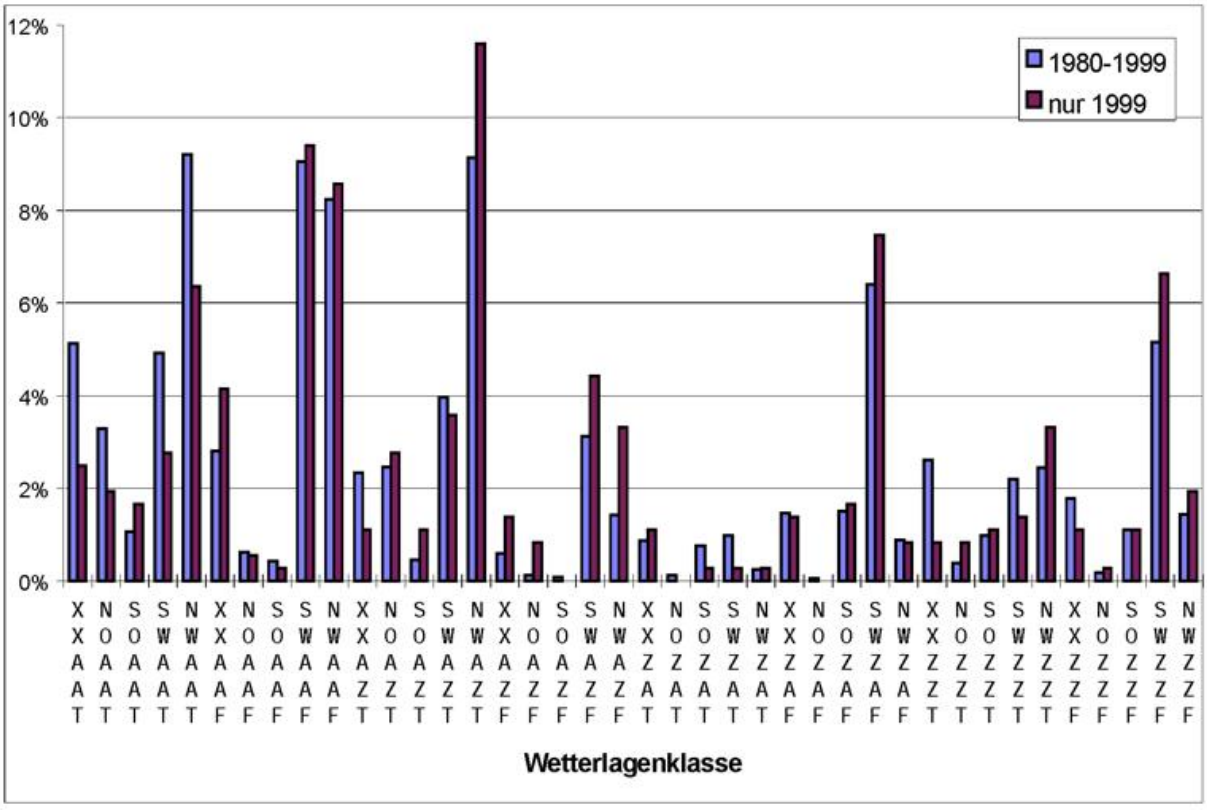


Abb. 1 Relative Häufigkeitsverteilung der objektiven Wetterlagenklassen 1999 im Vergleich zum Gesamtzeitraum 1980-1999.

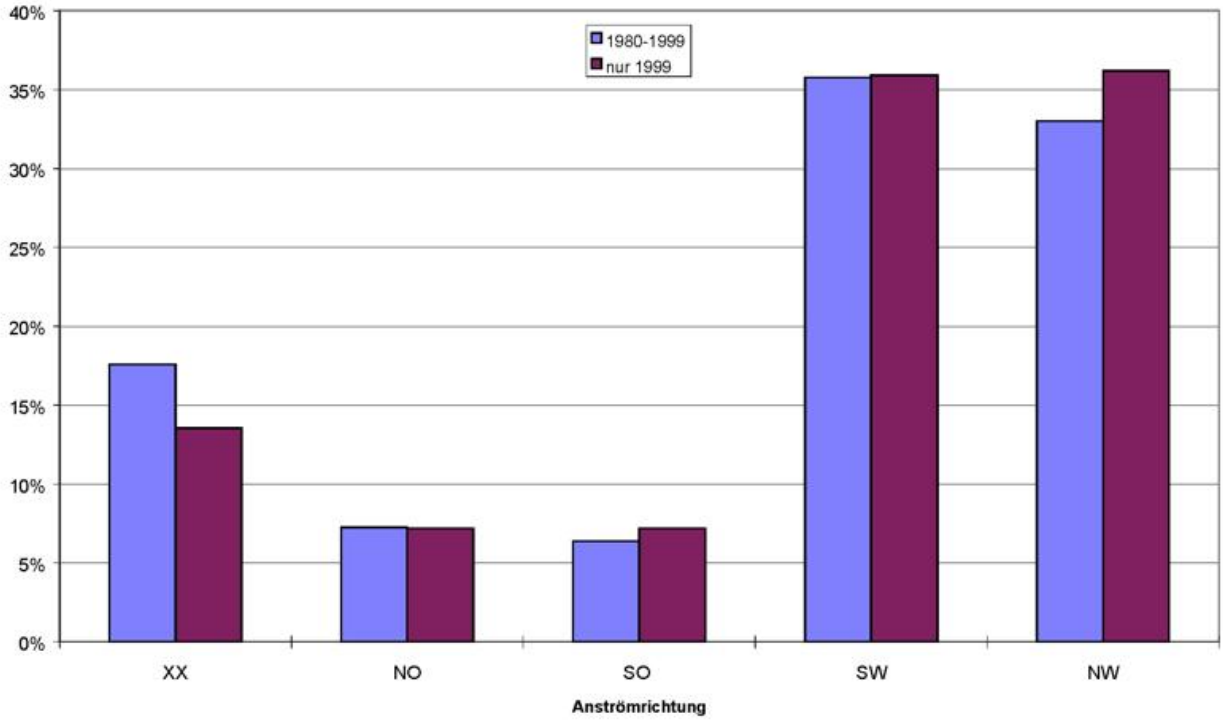


Abb. 2 Relative Häufigkeitsverteilung der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1999 im Vergleich zum Gesamtzeitraum 1980-1999.

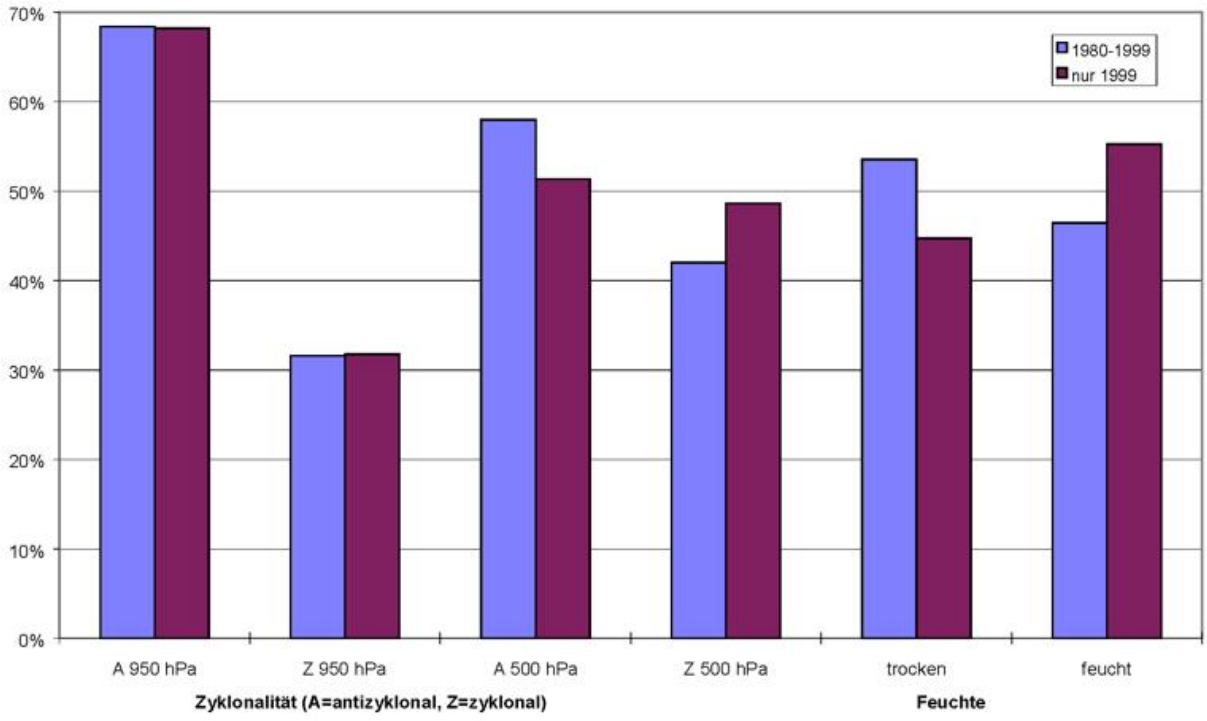


Abb. 3 Relative Häufigkeitsverteilung der Zyklonalität und Feuchte der objektiven Wetterlagenklassifikation 1999 im Vergleich zum Gesamtzeitraum 1980-1999.

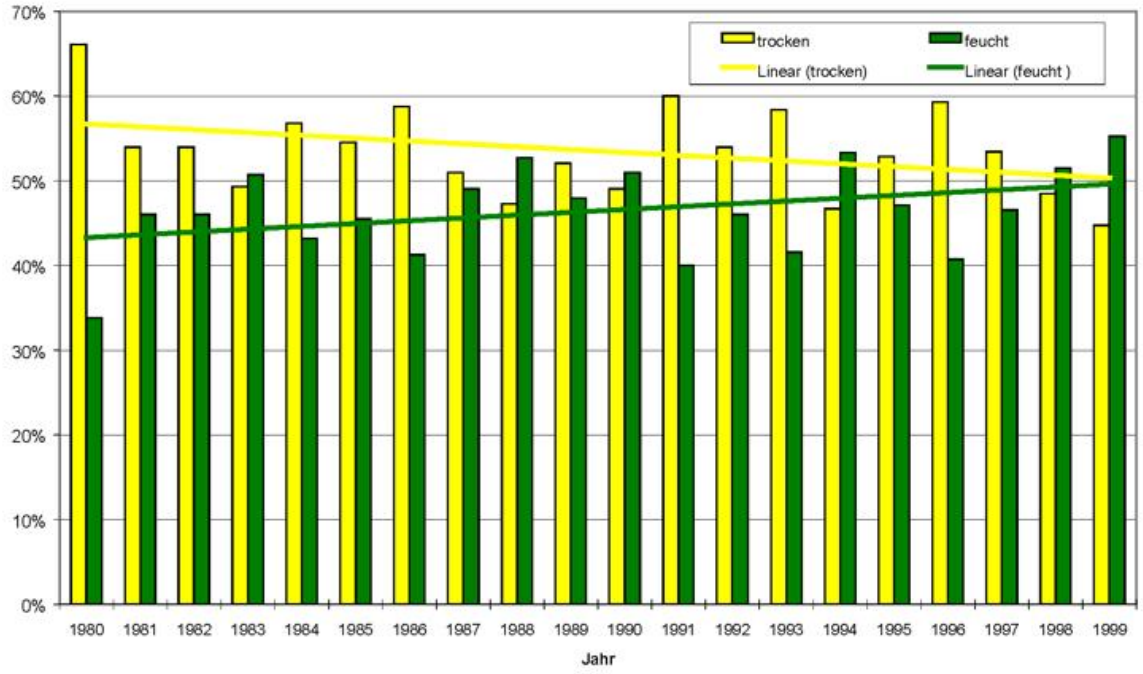


Abb. 4 Langzeittrends der Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-1999.

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre

H. Nitsche

Den folgenden Ausführungen liegen die Radiosondenmessungen und Windpilotierungen an den Stationen des gemeinsamen Messnetzes des Deutschen Wetterdienstes und des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr zugrunde, die als TEMP- bzw. PILOT-Meldungen über GTS empfangen wurden.

Zirkulation und Höhenwind:
Mittlere monatliche Windvektoren:

In den Abbildungen 1 bis 4 sind für Schleswig und Stuttgart (jeweils als repräsentative Stationen für Nord- bzw. Süddeutschland) die mittleren monatlichen Windvektoren bzw. ihre gewichteten Abweichungsvektoren vom Referenzzeitraum als Vertikal-/Zeitschnitte für das Jahr 1999 dargestellt. Die Wichtung der Abweichungen wurde an den Abweichungen der Komponenten vorgenommen. Beide Komponenten U und V des Abweichungsvektors wurden jeweils mit der Beständigkeit B im Referenzzeitraum gewichtet:

$$U = \frac{U * B}{100} \qquad V = \frac{V * B}{100}$$

Durch diese Wichtung werden Abweichungen geringer gewertet, wenn der Wind im mittleren Monatsmittel unbeständig ist. Die Abweichungen vom Referenzzeitraum sind im Jahr 1999 allgemein gering gewesen.

Sommerliche Ostwindperioden:

Der Beginn der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre lag 1999 über der GUAN-Station Stuttgart in 10 und 30 hPa fast einen Monat später als 1998 und 3-4 Wochen später als im Mittel über den Zeitraum 1974 bis 1997. Entsprechend kürzer war auch die Dauer. In 70 hPa war die sommerliche Ostwindzirkulation 1999 an keiner Station mehr ausgeprägt. Abbildung 5 zeigt die Folge der Perioden für drei Druckflächen über Stuttgart von 1975 bis 1999. Die Darstellung ist gegenüber dem Vorjahr um 1 Jahr vorwärts gerollt; sie beginnt jetzt 1975.

In Tab. 1 sind Anfang und Ende der sommerlichen stratosphärischen Ostwindzirkulation für die Druckflächen 20 und 50 hPa für 8 Radiosondenstationen zusammengefasst. An den nördlicheren Stationen ist die Verspätung der Ostwindperiode an den höhergelegenen Druckflächen deutlich geringer ausgeprägt.

Station	Druckfläche (hPa)	Beginn (Tag)	Ende (Tag)	Dauer (Tage)
Schleswig	20	121	243	122
	50	152	217	65
Greifswald	20	121	243	122
	50	152	217	65
Emden	20	121	243	122
	50	152	218	66
Lindenberg	20	121	243	122
	50	152	218	66
Essen	20	121	243	122
	50	152	218	93
Dresden	20	121	243	122
	50	152	218	66
Meiningen	20	135	243	108
	50	152	220	68
Stuttgart	20	139	243	104
	50	151	219	68
München	20	136	243	107
	50	152	226	74

Tab. 1 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre an 8 Radiosondenstationen 1999 (Datenbasis: Monatsmittelwerte und Tagesmittelwerte aus 4 Windprofilen pro Tag)

Windmaxima im Winterhalbjahr:

Abbildung 6 zeigt die Reihe der Häufigkeiten von Windmaxima von mindestens 40 m/s über Stuttgart (00- und 12-Uhr UTC) seit dem Winter 1974/1975. Im Winter 1998/1999 war die Häufigkeit etwas geringer als im vorhergehenden Winter, aber immer noch auf hohem Niveau. Gegenüber dem Mittel von 1978-1997 (157 Fälle im Winterhalbjahr) liegt die Häufigkeit im Winter 1998/1999 mit 175 Fällen um knapp 14% höher.

Lufttemperatur:

Monatsmittelwerte der Lufttemperatur:

Abbildung 7 zeigt die Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 1999 gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990 im Mittel über 8 Radiosondenstationen in 500 hPa und 50 hPa für die 4 Jahreszeiten. Im Frühjahr und im Sommer war die Troposphäre wärmer als der Referenzzeitraum 1961-1990; die Stratosphäre war in allen Jahreszeiten kälter.

Temperaturminima in der Stratosphäre:

1999 traten Temperaturminima von –80 Grad Celsius oder niedriger in der Stratosphäre hauptsächlich zwischen dem 30. November und dem 2. Dezember auf. Tab. 2 gibt eine Zusammenfassung der Werte dieser Episode. Während dieser Zeit wurden am Hohenpeißenberg besonders niedrige Ozonschichtdicken gemessen. Die niedrigste Temperatur wurde mit –87 Grad Celsius in 25,6 km Höhe über der Station Emden gemessen. Die geopotentiellen Höhen lagen zwischen 21,7 km und 29,2 km.

Station	Monat	Tag	Termin	Temperatur °C	Geopotential gpm
Schleswig	12	30	00	-83	25390
	11	30	12	-85	23805
	12	01	12	-85	29164
Greifswald	11	28	00	-80	27493
	12	02	00	-84	22543
	11	30	12	-85	27994
	12	02	12	-83	28760
Emden	12	01	12	-87	25621
Bergen/Hohne	12	01	12	-80	23230
Lindenberg	12	02	00	-84	24718
	11	30	12	-83	24342
	12	01	12	-84	23585
Essen	11	30	12	-82	23544
Dresden	11	30	12	-81	21744
	12	01	12	-84	27050
Meiningen	01	06	00	-80	27037
	11	30	12	-80	24570
	12	01	12	-81	24682
Idar-Oberstein	11	30	12	-82	24821
	12	01	12	-81	25330
Stuttgart	12	01	00	-82	23458
	11	30	12	-80	23488
	12	01	12	-80	24562
Kümmersbrück	11	30	12	-81	22984
München	12	01	00	-81	22878
	12	01	12	-80	24040

Tab. 2 Extreme Temperaturminima in der Stratosphäre nach Radiosondenmessungen 1999

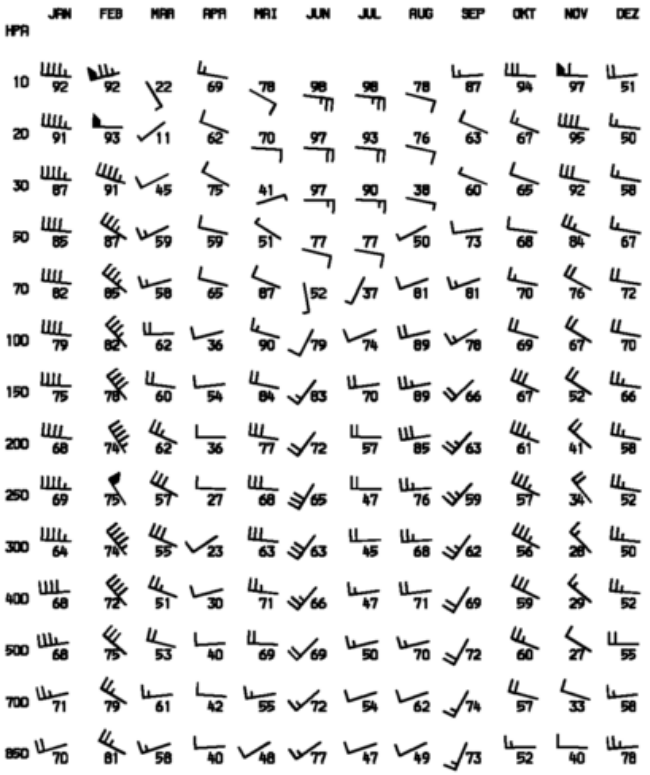


Abb. 1 Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit
Schleswig 1999

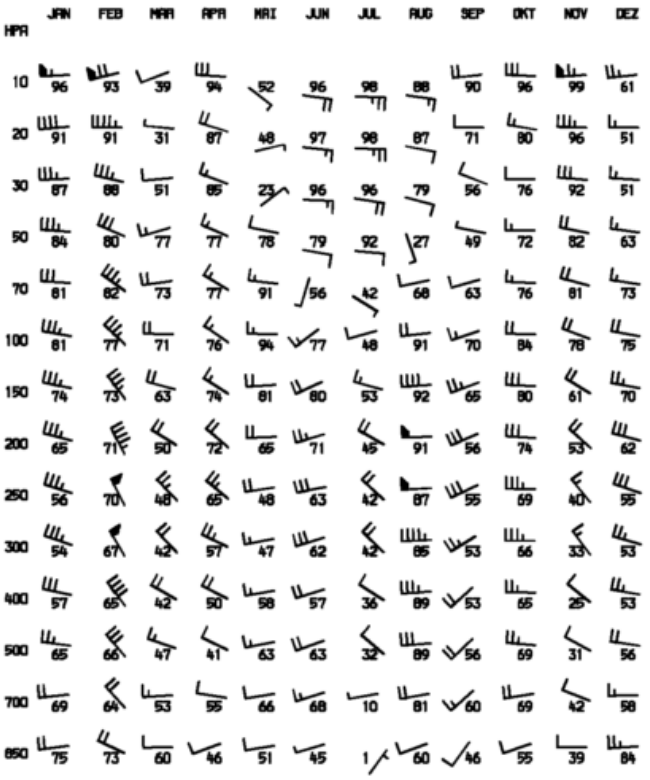


Abb. 2 Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit
Stuttgart 1999

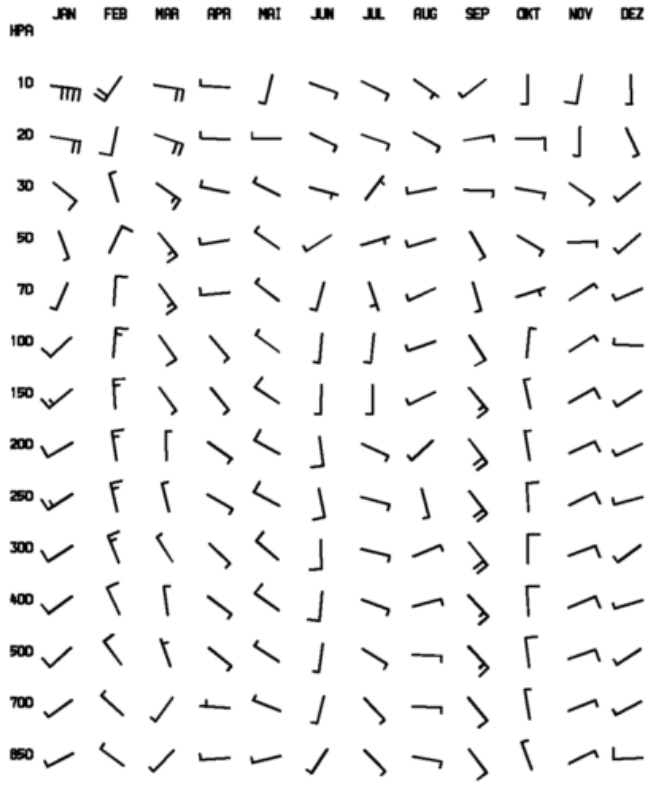


Abb. 3 Gewichtete Abweichung monatlicher Windvektoren vom Referenzzeitraum 1961 - 1990
Schleswig 1999

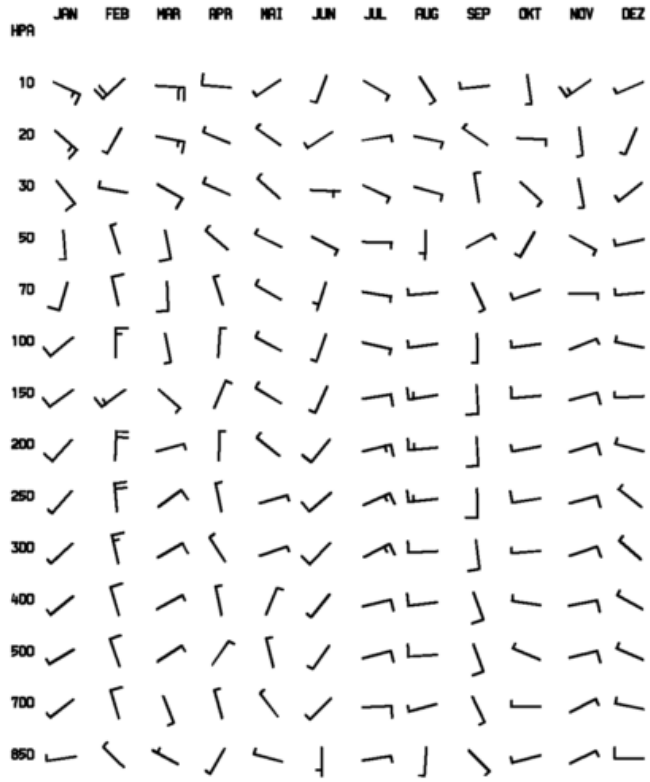


Abb. 4 Gewichtete Abweichung monatlicher Windvektoren vom Referenzzeitraum 1961 - 1990
Stuttgart 1999

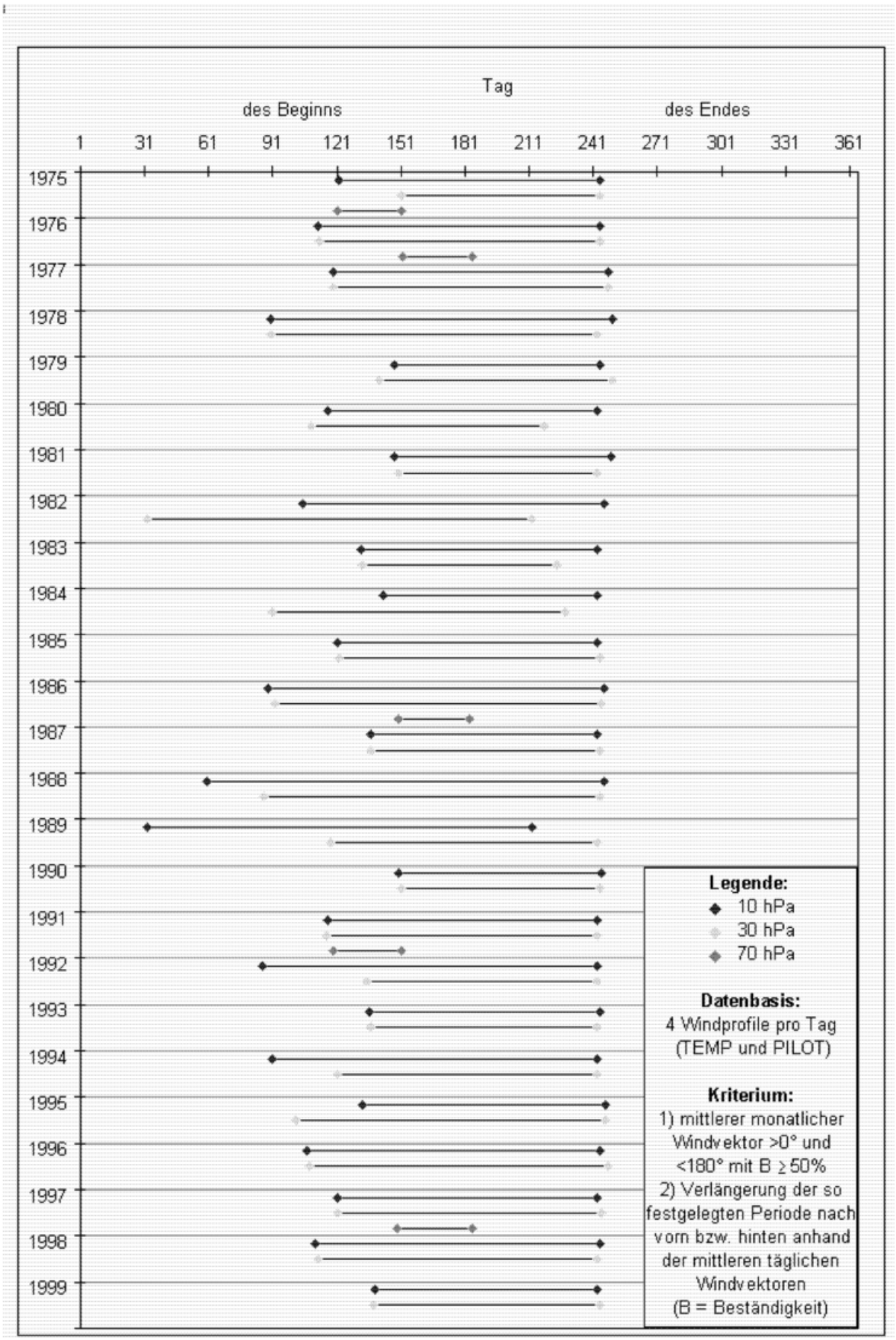


Abb. 5 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre Stuttgart 1975-1999.

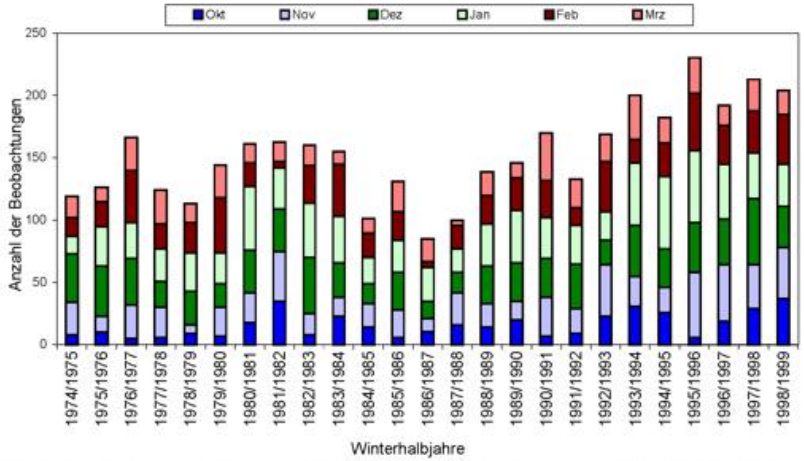


Abb.6 Anzahl der Beobachtungen mit Windmaxima von mindestens 40 m/s im Winterhalbjahr über Stuttgart (00 Uhr und 12 Uhr UTC Termine)

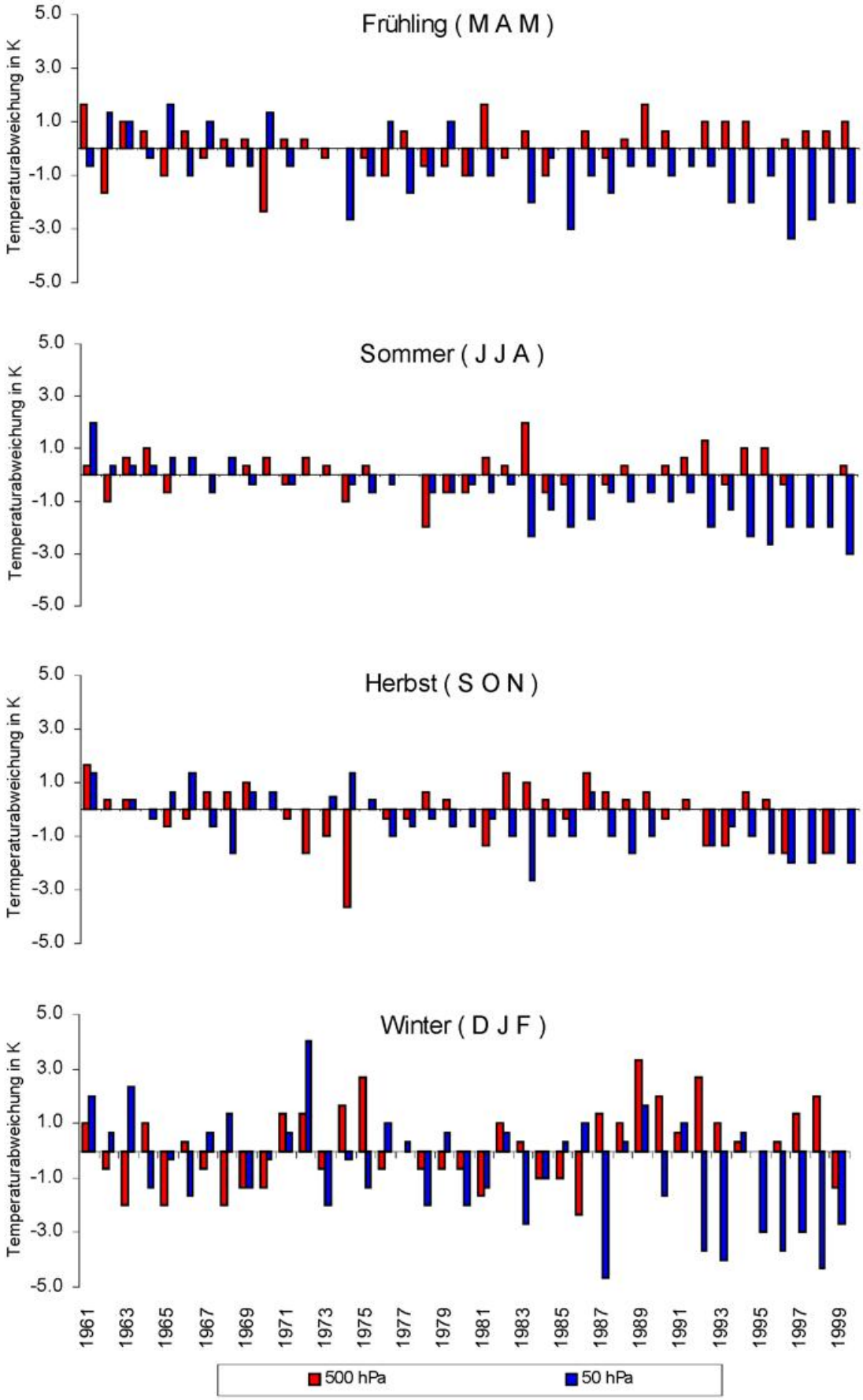


Abb. 7 Abweichung der Monatsmittelwerte der Lufttemperatur vom Referenzzeitraum 1961 - 1990 in 500 hPa und 50 hPa (Mittelwerte über 8 Radiosondenstationen).

Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa

B. Rudolf

In diesem Beitrag wird die Verteilung der jahreszeitlichen und der jährlichen Niederschlagsanomalien in Europa für das Jahr 1999 dargestellt. Die in den Abbildungen 1 bis 5 gezeigten Analysen beruhen auf den im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) gewonnenen Rasterdaten. Das WZN wird im Deutschen Wetterdienst in Offenbach als ein Beitrag zum Global Precipitation Climatology Project (GPCP) des Weltklimaforschungsprogramms (WCRP) betrieben. Für die monatliche globale „Monitoringanalyse" werden die regelmäßig über das globale Fernmeldesystem GTS empfangenen SYNOP- und CLIMAT-Meldungen von ca. 6.500 Stationen verwendet. Alle in die Analyse einfließenden Daten werden sorgfältig auf Kodierungs- oder andere Fehler hin geprüft. Die Rasterdaten liegen innerhalb von etwa zwei Monaten nach Beobachtung vor.

Die Abbildungen 1 bis 4 zeigen für Europa die jahreszeitlichen Niederschlagsanomalien des meteorologischen Jahres, das sich vom Dezember 1998 bis zum November 1999 erstreckt. Die Abweichungen beziehen sich auf die entsprechenden Mittelwerte des Zeitraums 1961 - 1990. Die Niederschlagsanomalie des Kalenderjahres 1999 ist der Abb. 5 zu entnehmen. Abb. 6 zeigt dazu die Verteilung der jährlichen Niederschlagshöhe. Die Karten ergeben sich durch Mittelung der monatlichen WZN-Analysen im 1°-Raster und anschließender Glättung. Sowohl für die Niederschlagshöhen als auch die Niederschlagsanomalien (Abweichung von den Bezugswerten) wird einheitlich die Maßeinheit Millimeter pro Monat angegeben.

Die Karten der jahreszeitlichen oder jährlichen Niederschlagsanomalien weisen infolge der größeren Mittelungszeit deutlich flachere Anomalien auf als die Analysen für Einzelmonate oder noch kürzere Zeiträume. Insbesondere lassen sich zeitlich breit verteilte Anomalien vom Beitrag einzelner Ereignisse nicht mehr eindeutig trennen. Dennoch prägen die starken Mai-Niederschläge im nördlichen Alpenraum, die zum Pfingsthochwasser der Donau führten (s. Beitrag Fuchs et al.), die jahreszeitliche und sogar die jährliche Niederschlagsverteilung. Pauschalierend lassen sich die Niederschlagsanomalien des Jahres 1999 wie folgt zusammenfassen: Im Winter war das südliche Europa deutlich zu trocken, während die Niederschläge des Frühjahrs in weiten Teilen von West-, Mittel,- und Nordeuropa überdurchschnittlich hoch waren. Mit Ausnahme eines Maximums im Bereich von Ungarn zeigte die Niederschlagsanomalie des Sommers nur eine schwache Strukur, der Herbst war wiederum in Westeuropa zu feucht.

Die monatlichen Niederschlagsanalysen für Europa bzw. global können interaktiv mit Hilfe eines Web Browsers visualisiert und als Bild gespeichert werden. Bisher stehen globale Rasterdaten für den Zeitraum Jan. 1986 bis Dez. 1999 zur Verfügung.
Die Internet-Adresse ist: http://www.dwd.de/research/gpcc/visu-gpcc

Kommentare zu den Produkten und zur Dokumentation sind willkommen und können per email an das WZN gesendet werden (bruno.rudolf@dwd.de).

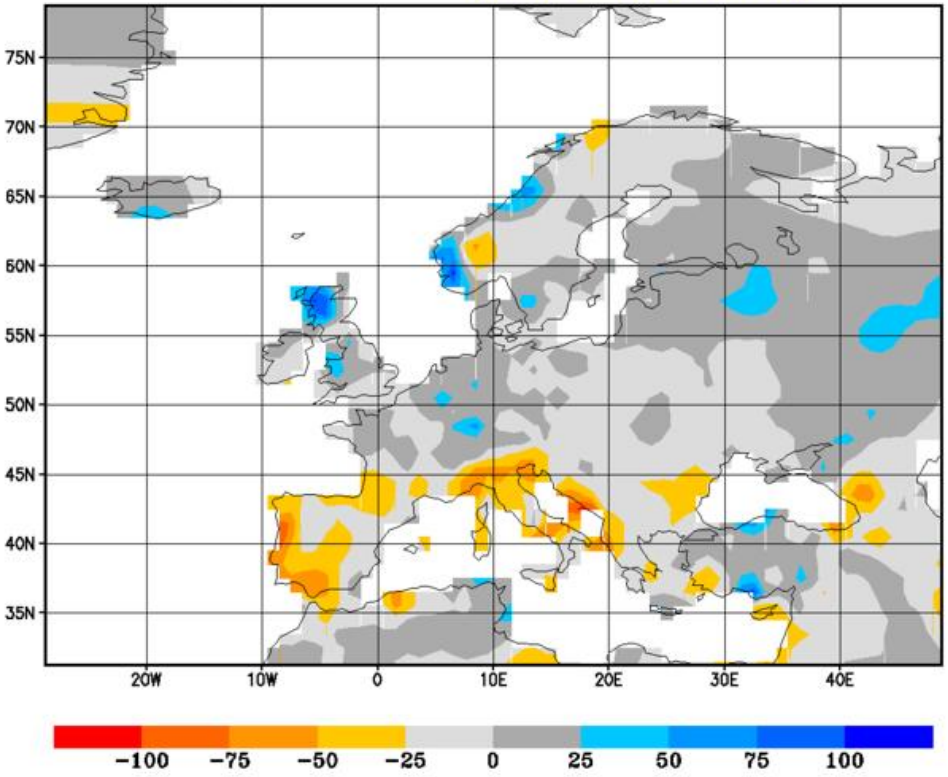


Abb. 1 Abweichung der Niederschlagshöhe im Winter (Dezember 1998, Januar, Februar 1999) vonder mittleren Niederschlagshöhe im Bezugszeitraum Winter 1961-1990 in mm/Monat.

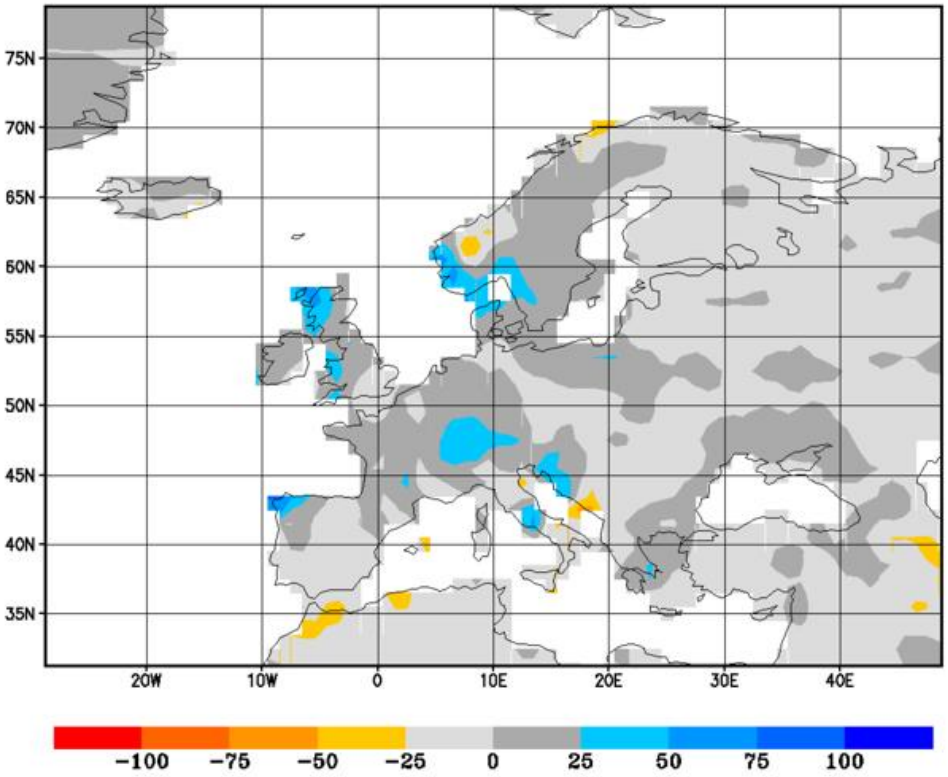


Abb. 2 Abweichung der Niederschlagshöhe im Frühling (März, April, Mai 1999) von der mittlerenNiederschlagshöhe im Bezugszeitraum Frühling 1961-1990 in mm/Monat.

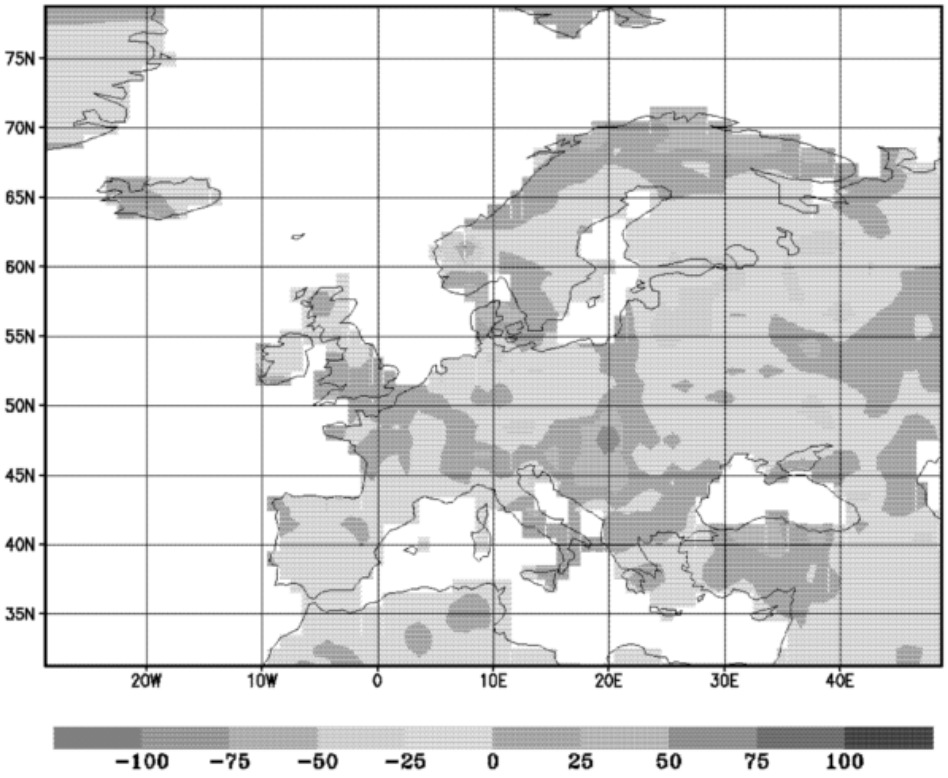


Abb. 3 Abweichung der Niederschlagshöhe im Sommer (Juni, Juli, August 1999) von der mittleren Niederschlagshöhe im Bezugszeitraum Sommer 1961-1990 in mm/Monat.

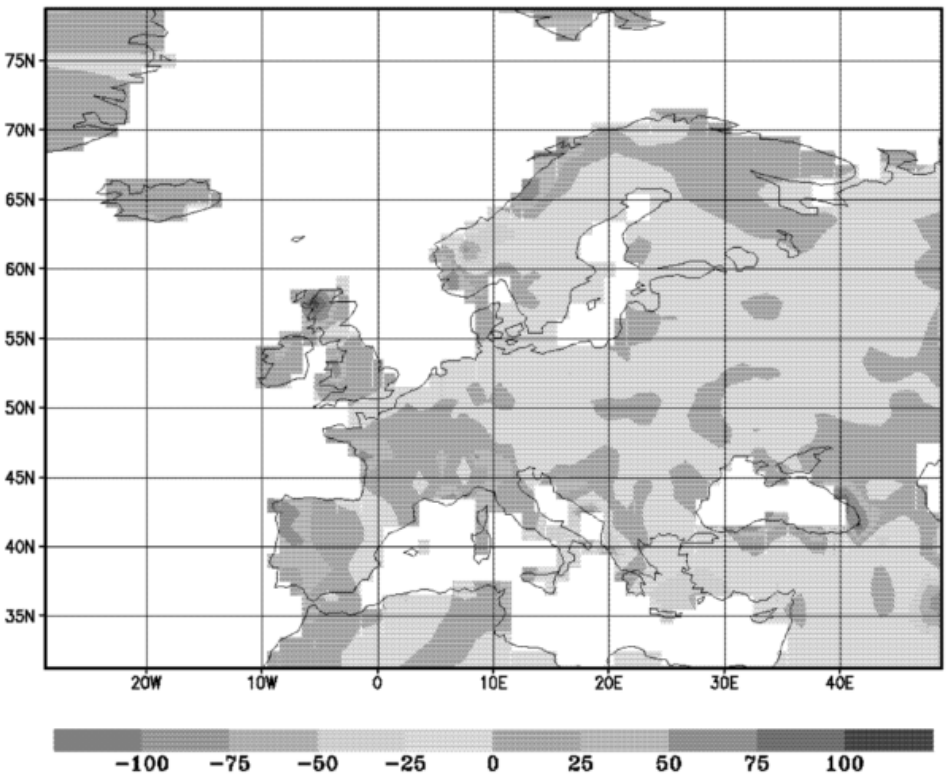


Abb. 4 Abweichung der Niederschlagshöhe im Herbst (September, Oktober, November 1999) von der mittleren Niederschlagshöhe im Bezugszeitraum Herbst 1961-1990 in mm/Monat.

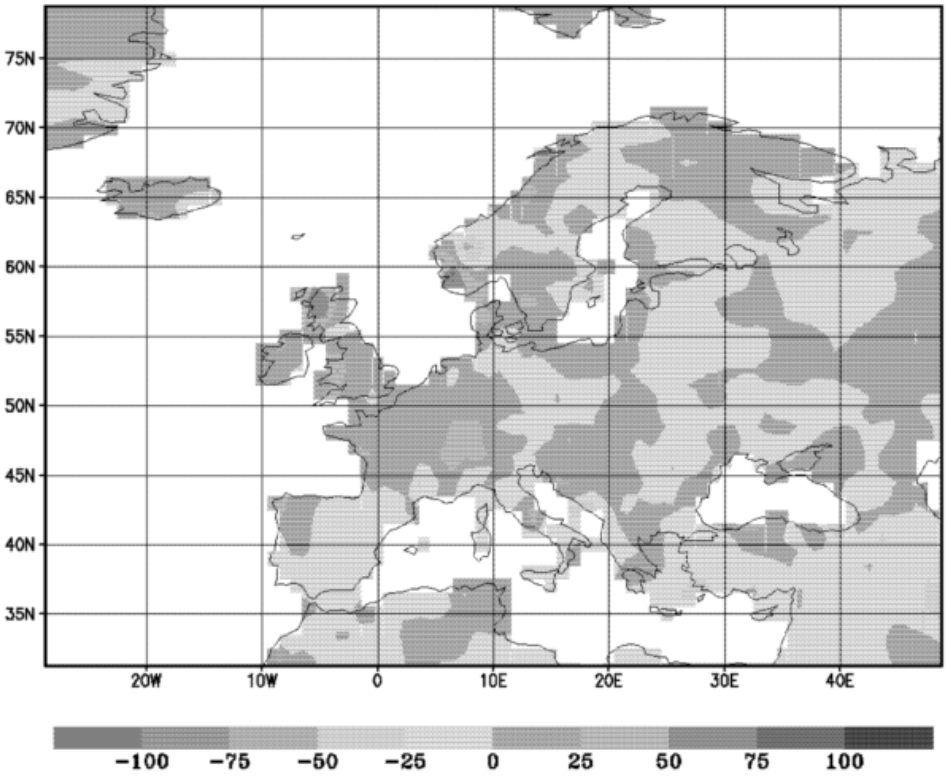


Abb. 5 Abweichung der mittleren Niederschlagshöhe im Jahr 1999 (Januar - Dezember) von der mittleren Niederschlagshöhe im Bezugszeitraum 1961-1990 in mm/Monat.

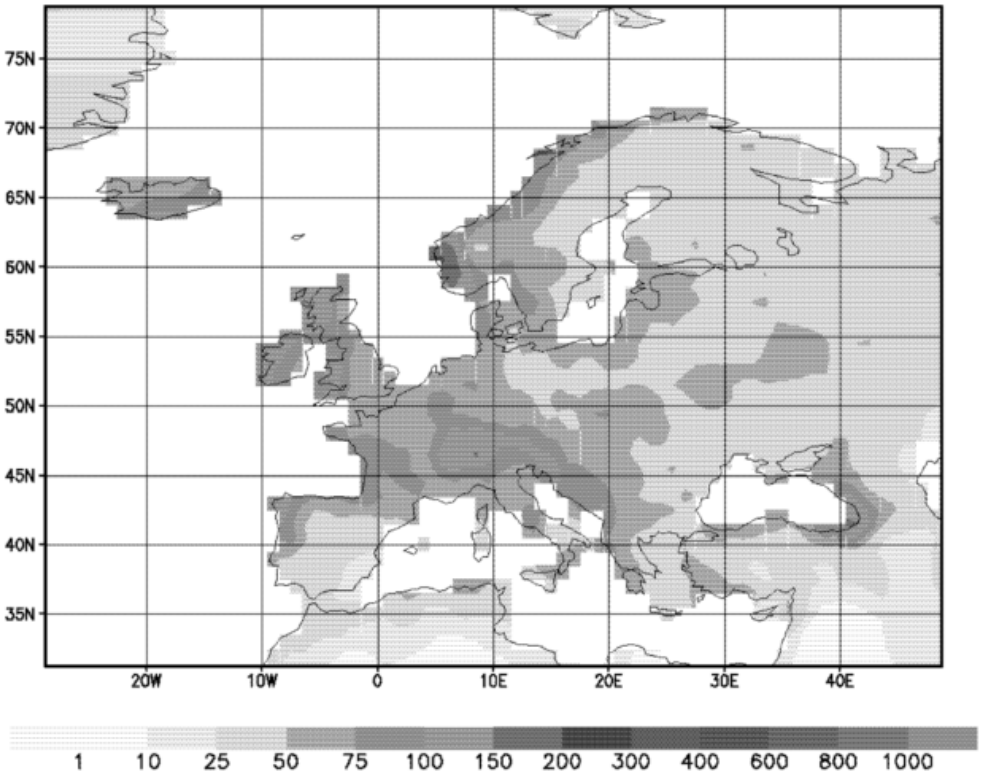


Abb. 6 Die Niederschlagshöhe für das Jahr 1999 (Januar - Dezember) in mm/Monat.

Veränderungen der phänologischen Jahreszeiten

A. Menzel

Beobachtete Veränderungen in der Phänologie

Jährliche Änderungen der Phänologie können ein leicht zu beobachtender Indikator für Veränderungen in der Biosphäre sein. Denn phänologische Phasen werden hauptsächlich durch Temperatur und Strahlung gesteuert, daneben aber auch von einer Reihe von Umweltfaktoren, wie biotischen und edaphischen Faktoren, Wasserversorgung und Genetik beeinflußt (Defila 1991). In Abb. 1 sind wichtige Einflußfaktoren für phänologische Phasen zusammengefaßt. Der jährliche Entwicklungszyklus der Bäume wird aber im wesentlichen von der Temperatur und Photoperiode gesteuert (Sarvas 1972, 1974, Lechowicz 1995) und insbesondere die Frühjahrsphasen hängen sehr stark von den Temperaturen im Winter und Frühjahr ab (vgl. Chen 1994).

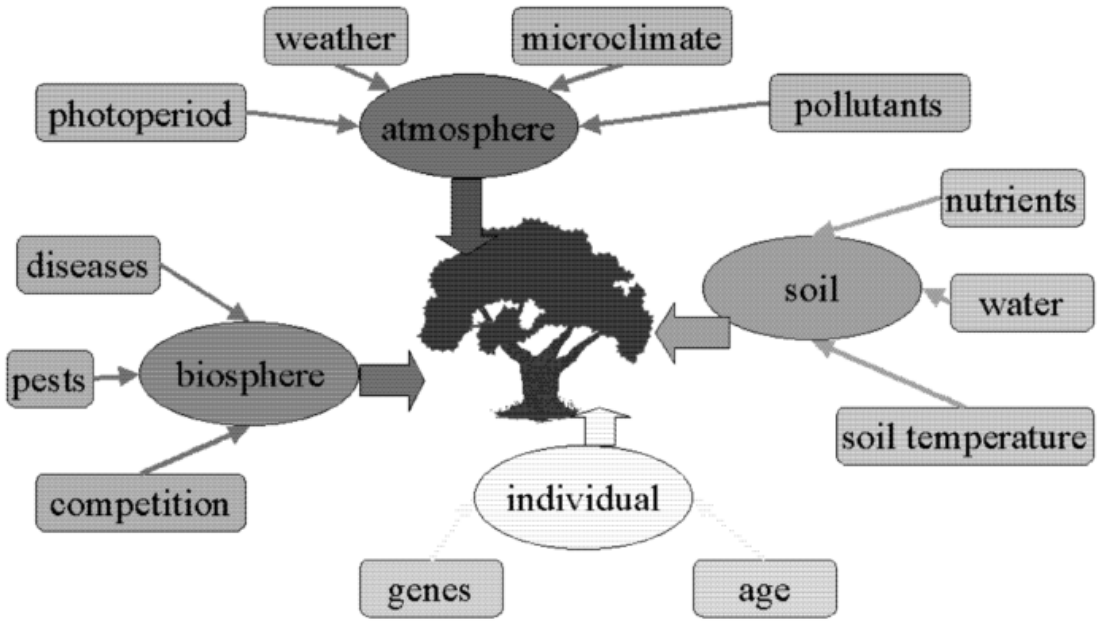


Abb. 1 Einflußfaktoren auf phänologische Phasen

Es gibt bereits eine Vielzahl von Hinweisen auf Verschiebungen von Eintrittsterminen aus dem Bereich der Tier- und Pflanzenphänologie während der letzten 4 bis 5 Jahrzehnte (s. Tab. 2 bis 3). Es werden nicht nur Austrieb, Blüte oder Blattverfärbung von Pflanzen, sondern auch die Ankunft von Zugvögeln oder der Zeitpunkt der Eiablage von Vögeln beobachtet und deren zeitliche Veränderungen analysiert. Während in manchen Untersuchungen nur qualitative Änderungen beschrieben werden, können quantitativen Angaben durch Umrechnung in Tage pro

Jahr normiert werden. Beim Vergleich von Angaben sollte man die unterschiedlichen Untersuchungszeiträume sowie die räumliche Variabilität und Spannbreite der Angaben berücksichtigen. Insgesamt jedoch sind in den letzten 3 Jahrzehnten Verfrühungen im Frühling bis zu 0,3 Tagen / Jahr festgestellt worden, Veränderungen der Herbstphasen dagegen scheinen nicht so ausgeprägt zu sein.

Frühling	**Zeitraum**	**Linearer Trend**	**Autor**
Pflanzenphänologie			
Bäume in den Internationalen Phänologischen Gärten (IPG)			
- ganz Europa	1959-93	-0.20 Tage / Jahr	Menzel & Fabian 1999
- Nord- und Mitteleuropa	1959-93	-0.31 Tage / Jahr	Menzel & Fabian 1999
- Deutschland	1959-93	-0.31 Tage / Jahr	Menzel & Fabian 1999
Fichtenmaitrieb in Deutschl. Deutscher Wetterdienst	1951-96	-0.10 Tage / Jahr	Menzel 1998
Robinienblüte in Ungarn	1851-1994	-3 bis -8 Tage (gesamt)	Walkovszky 1998
Blüte verschiedener Pflanzen in Estland	1952-96	-0.14 bis -0.29 Tage / Jahr	Ahas 1999
55 verschiedene Phasen in Wisconsin USA	1936-98	im Mittel –0.12 Tage / Jahr	Bradley et al. 1999
Tierphänologie			
Zugvögelankunft, Fischlaichen Estland	1952-96	-0.11 bis -0.34 Tage / Jahr	Ahas 1999
Zugvögelankunft Großbritannien	1966-96	Trend zur Verfrühung	Sparks 1999
Eiablage v. Vögel Großbritannien	1971-95 1939-95	31% der Arten sign. früher 53 % der Vögel früher in den 80er und 90er Jahren	Crick et al. 1997 Crick & Sparks 1999
Schmetterlinge Europa	Letztes Jahrhundert	Verschiebung der Verbreitungsgebiete nach Norden	Parmesan et al. 1999
Anderes			
CO_2-Meßreihe (Mauna Loa)	1970-94	-0.28 Tage / Jahr	Keeling et al. 1996
CO_2-Meßreihe (Pt. Barrow)	1975-94	-0.20 Tage / Jahr	Keeling et al. 1996
AVHRR NDVI Daten 45°- 70° nördl. Breite	1982/3-1989/90	-8 ± 3 Tage (gesamt) -1.0 Tage / Jahr	Myneni et al. 1997
Thermische Jahreszeiten Deutschland	1949-1985	bis zu -0.38 Tage / Jahr (max)	Rapp & Schönwiese 1994

Tab.1 Beobachtete Veränderungen im Frühling aus dem Bereich Tier- und Pflanzenphänologie in Europa / Nordhemisphäre (verändert nach Menzel 1999a)

Herbst	Zeitraum	Linearer Trend	Autor
Bäume in den Internationalen Phänologischen Gärten (IPG)	1959-93	+0.16 Tage / Jahr	Menzel & Fabian 1999
AVHRR NDVI Daten 45°-70° nördl. Breite	1982/3-1989/90	+4 ± 2 Tage (gesamt) +0.5 Tage / Jahr	Myneni et al. 1997
Thermische Jahreszeiten Deutschland	1949-85	bis zu +0.32 Tage / Jahr (max)	Rapp & Schönwiese 1994

Tab. 2 Beobachtete Veränderungen im Herbst aus dem Bereich Pflanzenphänologie in Europa / Nordhemisphäre (verändert nach Menzel 1999a)

Vegetationsperiode	Zeitraum	Linearer Trend	Autor
IPG Bäume Europa	1959-93	+0.36 Tage / Jahr	Menzel & Fabian 1999
Birke Deutschland (DWD)	1951-96	+0.17 Tage / Jahr	Menzel 1998
Buche Deutschland (DWD)	1951-96	+0.11 Tage / Jahr	Menzel 1998

Tab.3 Beobachtete Veränderungen in der Vegetationsperiode

Veränderungen der phänologischen Jahreszeiten in Deutschland

Das Phänologiearchiv des Deutschen Wetterdienstes bietet eine vorzügliche Datenbasis um zu überprüfen, ob in den letzten 4 Jahrzehnten Änderungen der phänologischen Phasen in Deutschland aufgetreten sind. Die 16 ausgewählten Phasen der vorgestellten Studie (Menzel 1999b) umfassen die gesamte Vegetationszeit vom Vorfrühling bis zum Spätherbst. Bei vier Laubbaumarten ergibt sich die Länge der Vegetationsperiode direkt als Differenz zwischen den Terminen der Blattverfärbung und Blattentfaltung.

Alle Daten der Jahre 1951-1996 wurden auf Plausibilität überprüft und gegebenenfalls korrigiert. Anschließend wurden die zeitlichen Veränderungen mit verschiedenen Methoden der Trendanalyse bestimmt. Zum einen wurden für Reihen, die 20 bzw. 30 Jahre und mehr umfassen, die - auf Tage pro Jahr normierten - linearen Trends und ihr Signifikanzniveau (nicht signifikant, signifikant auf dem 5%- bzw. 1%-Niveau) berechnet. Denn eine Analyse der linearen Trends längerer phänologischer Reihen zeigt, daß erst bei Reihen, die etwa 25 bis 30 Jahre umfassen, der Trend dem Vorzeichen und etwa dem Betrag nach konstant bleibt. Für die mehr als 20jährigen Reihen wurden weiterhin Karten erstellt, um die regionale Verteilung dieser Trends zu ermitteln. Als zweite Methode bot sich an, für verschiedene Zeiträume (1951-1973 und 1974-1996 sowie 1951-1980 und 1967-1996) die entsprechenden Mittelwerte dieser Perioden miteinander zu vergleichen.

Mit den einzelnen Methoden wurden jeweils vergleichbare Ergebnisse erzielt. So hat sich beispielsweise die Schneeglöckchenblüte in Deutschland, die als phänologische Leitphase des Vorfrühlings gilt, um ca. -0,18 Tage pro Jahr verfrüht (Mittelwert von 1180 Reihen mit mehr als 30 Jahren). Rechnet man diese Angaben auf eine

Zeitspanne von 30 Jahren hoch, ergibt sich eine Verfrühung von 5,4 Tagen. Im Zeitraum 1974-1996 blühten die Schneeglöckchen im Mittel 6,3 Tage früher als im Zeitraum 1951-1973. Beim Vergleich der beiden sich überlappenden 30jährigen Perioden (1951-1980 und 1967-1996) ergibt sich immerhin noch eine Differenz von 2,5 Tagen. Die Abbildung 2 zeigt die normierten linearen Trends aller Reihen mit 20 und mehr Beobachtungsjahren. Negative Vorzeichen (rot) zeigen eine Verfrühung, vereinzelte positive Vorzeichen (blau) eine Verspätung der Schneeglöckchenblüte an der entsprechenden Station an. 72% aller Stationen weisen einen negativen, 11% einen signifikant negativen Trend auf, wohingegen 28% einen positiven und nur 1% einen signifikant positiven Trend besitzen. Generell scheint sowohl das Vorzeichen der Trends als auch das Signifikanzniveau (5%, 1% und nicht sign.) nicht von räumlichen Parametern abhängig zu sein.

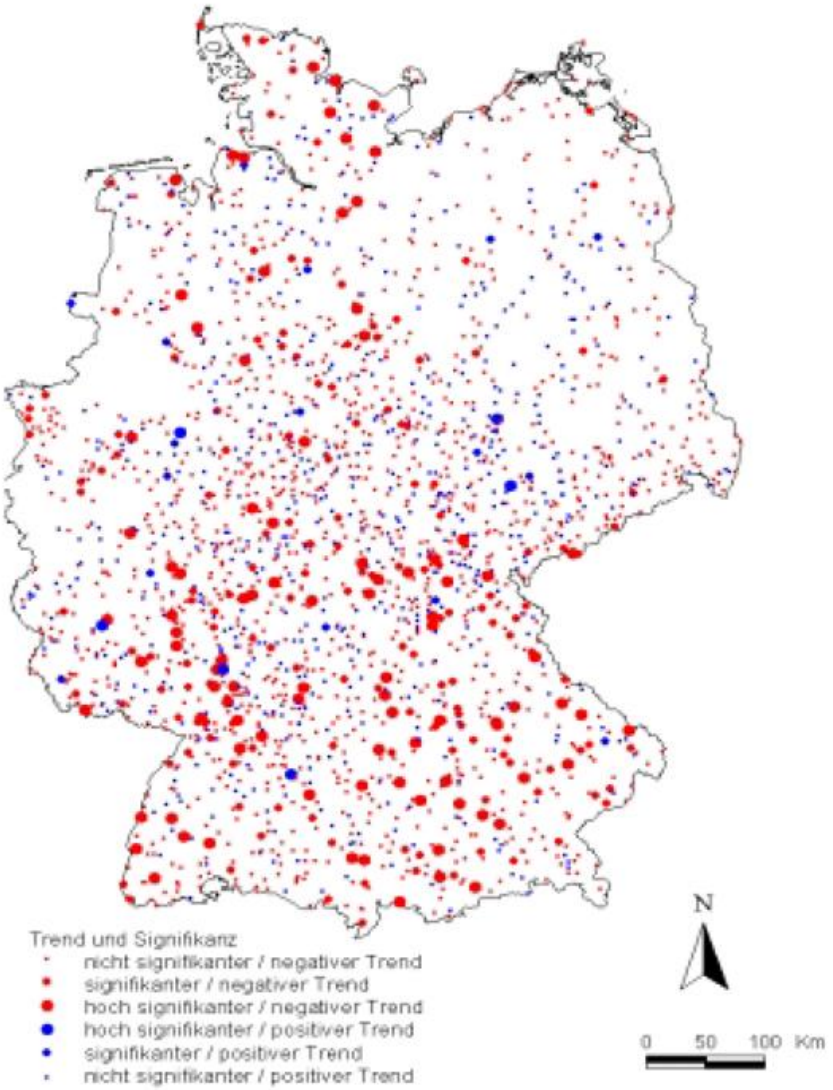


Abb. 2 Trends der Schneeglöckchenblüte 1951-1996 (mind. 20 Beobachtungsjahre)

Im Gegensatz zur Blattentfaltung von Birke, Stieleiche und Roßkastanie am Ende des Erstfrühlings sind für die Blattentfaltung der Rotbuche kaum Verschiebungen auszumachen: Es ergeben sich Verfrühungen, die nur zwischen –0,08 (1893 Reihen

≥ 20 Jahre) und -0,06 Tagen pro Jahr (874 Reihen ≥ 30 Jahre) liegen, also deutlich geringer ausfallen als für die frühe Phasen der Schneeglöckchenblüte. Die Mittelwertsdifferenzen zwischen den betrachteten Subintervallen sind jeweils sehr gering. Die Abb.3 zeigt die Karte mit den Trends der über 20jährigen Reihen: Von den 1893 Stationen verfügen 63% über einen negativen, 19% über einen signifikant negativen Trend, 37% besitzen einen positiven, 6% einen signifikant positiven Trend. Diese vergleichsweise geringe Reaktion der Rotbuche auf Temperaturänderungen im Winter und Frühjahr ist bereits bekannt (siehe Menzel 1997, Estrella 1999).

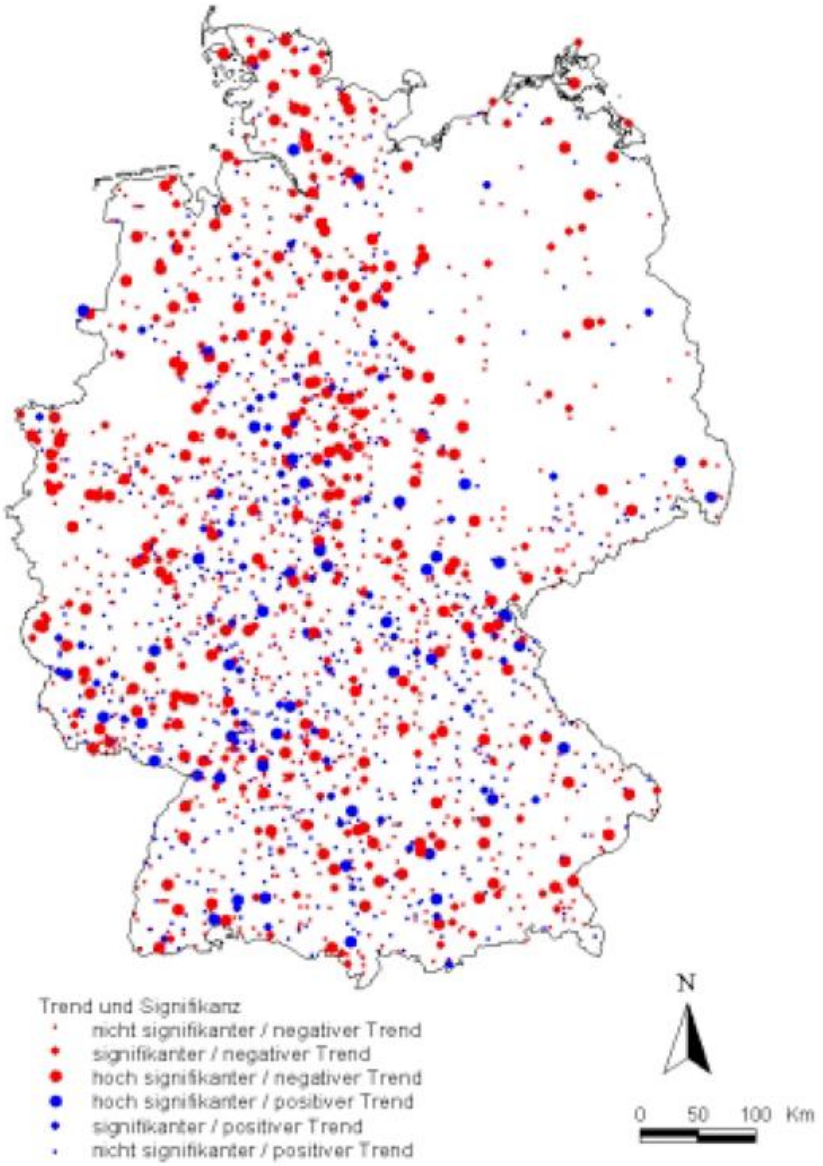


Abb. 3 Trends der Buchenblattentfaltung 1951-1996 (mind. 20 Beobachtungsjahre)

Im Vollherbst, wenn das Laub von Birke, Rotbuche, Stieleiche und Roßkastanie sich verfärbt, sind die zeitlichen Veränderungen im Vergleich zum Frühjahr eher uneinheitlich, im Mittel ist aber eine leichte Verspätung dieser Phasen auszumachen. So findet die Laubverfärbung der Birke in der Periode 1974-1996 durchschnittlich 2,2 Tage später statt als noch 1951-1973. Die mittleren normierten linearen Trends betragen aber lediglich +0,03 Tage pro Jahr (2298 Reihen ≥ 20 Jahre) bzw. +0,04

Tage pro Jahr (1058 Reihen ≥ 30 Jahre). Die Abb. 4 zeigt, daß etwas mehr positive (55%) als negative Trends (45%) auftreten, von denen etwa jeweils ein Drittel signifikant ist. Auch hier sind auf den Karten keine ausgeprägten regionalen Unterschiede zu entdecken.

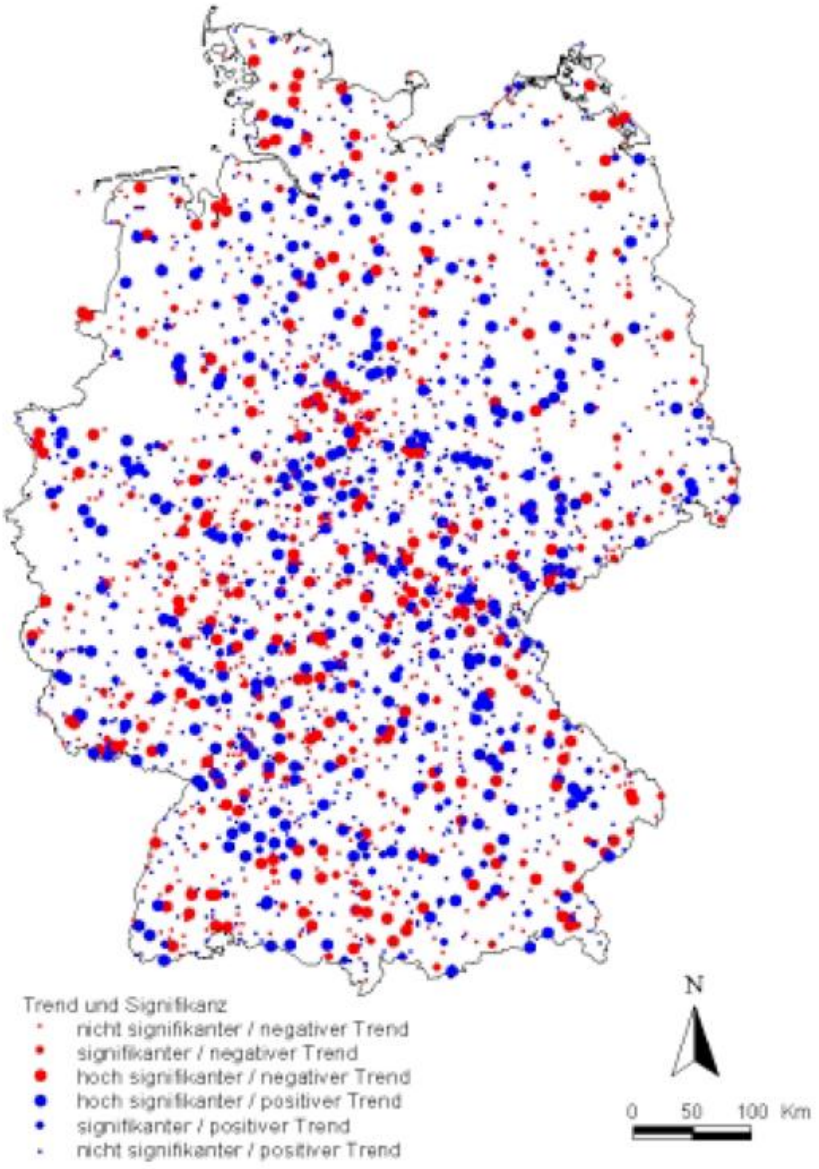


Abb. 4 Trends der Birkenblattverfärbung 1951-1996 (mind. 20 Beobachtungsjahre)

Stellt man die Änderungen für alle 16 untersuchten Phasen zusammen, so ist ein ausgeprägter Jahresgang der Änderungen zu verzeichnen: Sehr deutliche Verfrühungen bei der Forsythien- und Schneeglöckchenblüte, deutliche Verfrühungen bei den Erstfrühlingsphasen der Blattentfaltung und dem Maitrieb sowie der Hochsommerphase der Sommerlindenblüte und der Frühherbstphase der Fruchtreife des Holunders. Während Fruchtreife und Blattverfärbung der Roßkastanie eher indifferent reagieren, verspäten sich die Blattverfärbung von Stieleiche, Rotbuche und Birke, wenn auch in unterschiedlichem Ausmaß. Nur die Blüte von Süßkirsche

und Apfel wie auch die Blattentfaltung der Rotbuche weichen von diesem ‚Jahresgang' mit lediglich minimalen Verschiebungen ab.

Insgesamt kann eine Verlängerung der Vegetationsperiode in den letzten 4 Jahrzehnten von bis zu 0,2 Tagen pro Jahr festgestellt werden. Diese Verlängerung ist jedoch eher auf die Verfrühungen im Frühjahr als auf zeitliche Veränderungen der Blattverfärbung zurückzuführen.

Mit einer Trendanalyse der phänologischen Jahreszeiten können Veränderungen in der Biosphäre über das ganze Jahr hinweg und auf großer Fläche deutlich gemacht werden, wobei die Frühjahrsphasen großenteils Änderungen der Klimabedingungen in Winter und Frühjahr widerspiegeln können (Menzel 1997). So zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Ergebnisse sind für die Bundesrepublik mit anderen Methoden, wie der Analyse von Satellitendaten, kaum zu erzielen. Die Phänologie ist also eine ausgezeichnetes und wichtiges Instrument des Biomonitoring.

Literatur

Ahas, R. (1999) Long-term phyto-, ornitho- and ichthyophenological time-series analyses in Estonia. International Journal of Biometeorology 42: 119-123.

Bradley, N. L., Leopold, A. C., Ross, J., and Huffaker, W. (1999): Phenological changes reflect climate change in Wisconsin. Proc. Natl. Acad. Sci. USA Ecology Vol. 96: 9701-9704.

Chen, X. (1994): Untersuchungen zur zeitlich-räumlichen Ähnlichkeit von phänologischen und klimatologischen Parametern in Westdeutschland und zum Einfluß geoökologischer Faktoren auf die phänologische Entwicklung im Gebiet des Taunus. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 189, Offenbach a. M.

Crick, H. Q. P., Dudley, C., Glue, D.E., Thomson, D.L. (1997) UK birds are laying eggs earlier. Nature 388: 526.

Crick, H. Q. P. & Sparks, T. H. (1999) Climate change related to egg-laying trends. Nature 399: 423-424.

Defila, C. (1991) Pflanzenphänologie der Schweiz. Inaugural-Dissertation an der Universität Zürich.

Estrella, N. (1999) Trends der forstlichen Vegetationsperiode von 1951-1996 in Deutschland. Diplomarbeit am Lehrstuhl für Bioklimatologie und Immissionsforschung, TU München.Keeling, C. D., Chin, F. J. S. & Whorf, T. P. (1996) Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO_2 measurements. Nature 382: 146-149.

Lechowicz, M. J. (1995) Seasonality of flowering and fruiting in temperate forest trees. Can. J. of Bot. 73: 175-182.

Menzel, A. (1997) Phänologie von Waldbäumen unter sich ändernden Klimabedingungen - Auswertung der Beobachtungen in den Internationalen Phänologischen Gärten und Möglichkeiten der Modellierung von Phänodaten. Forstliche Forschungsberichte Nr. 164, München.

Menzel, A. (1998) Zeitliche Trends ausgesuchter phänologischer Phasen in Deutschland aus dem Zeitraum 1951-1996. Bericht an den Deutschen Wetterdienst 28.11.1998.

Menzel, A. (1999a) Phenology as Global Change Bio-Indicator. Annalen der Meteorologie. (in Druck).

Menzel, A. (1999b) Trends ausgesuchter phänologischer Phasen in Deutschland von 1951-1996. Bericht an den Deutschen Wetterdienst 15.10.1999

Menzel, A. and Fabian, P. (1999) Growing season extended in Europe. Nature 397: 659.

Myneni, R. B., Keeling, C. D., Tucker, C. J., Asrar, G. & Nemani, R. R. (1997) Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. Nature 386: 698-702.

Parmesan, C. et al. (1999) Poleward shifts in geographical ranges of butterfly species associated with regional warming. Nature 399: 579-583.

Rapp, J. und Schönwiese, C.-D. (1994) “Thermische Jahreszeiten” als anschauliche Charakteristik klimatischer Trends. Meteorologische Zeitschrift 3: 91-94.

Sarvas, R. (1972): Investigations on the annual cycle of development of forest trees I. Active period. Communicationes Instituti Forestalis Fenniae 76.

Sarvas, R. (1974): Investigations on the annual cycle of development of forest trees II. Autumn dormancy and winter dormancy. Communicationes Instituti Forestalis Fenniae 84.

Sparks, T. H. (1999) Phenology and the changing pattern of bird migration in Britain. International Journal of Biometeorology 42: 134-138.

Walkovszky, A. (1998) Changes in phenology of the locust tree (Robinia pseudoacacia L.) in Hungary. International Journal of Biometeorology 41: 155-160.

Eine erweiterte Definition des Begriffes ‚Trend' in der Klimadiagnose

J. Rapp

Der Trend einer Klimazeitreihe beschreibt das langfristige Verhalten einer oder mehrerer Komponenten des Klimasystems, dient also der Kennzeichnung einer möglichen Klimaänderung (vergleiche Rapp, 1999, im letzten Klimastatusbericht des DWD) und setzt sich aus seiner **Richtung** (Vorzeichen), seinem **Betrag** und seiner **statistischen Signifikanz** zusammen (Rapp, 2000).

Die Bestimmung der **statistischen Signifikanz** ermöglicht eine Aussage darüber, wie „streng" beziehungsweise wie „sicher" der Trend ist, also wie deutlich er sich gegenüber der Zeitreihenvariabilität heraushebt. Die Bewertung eines Trends wird durch diese qualifizierende Information erst möglich. Beispielsweise rufen unzweifelhafte Ausreißer am Ende einer Zeitreihe ein Klimaänderungssignal hervor (vergleiche Beitrag von Gerstengarbe, Österle & Werner, Seiten 111-117, in diesem Heft).

Der Trendtest nach Mann (1945) und Kendall (1970) ist ein geeignetes Verfahren zur Abschätzung der Signifikanz, ohne dass eine Normalverteilung der Daten (damit nicht-parametrischer Test) oder die Linearität des Trends vorausgesetzt wird. Der Test bewertet lediglich ein relatives Ansteigen oder Abfallen der Reihenwerte, aus der keinerlei detaillierte Information über den zeitlichen Verlauf der Änderung abgeleitet werden kann. Allerdings werden in einem einzigen Analyseschritt alle möglichen in der Zeitreihe vorkommenden Trends erfasst. Die Signifikanzaussage darf deshalb nicht auf den linearen Trend bezogen werden, der strenggenommen Normalverteilung voraussetzt.

Hierfür kann vielmehr das sogenannte Trend-Rausch-Verhältnis verwendet werden, das den linearen Trendzur Gesamt-Variabilität der Zeitreihe in Beziehung setzt, sofern die Variabilität durch die Standardabweichung identifiziert wird. Nimmt es den Wert 1.96 an, dann ist der Trend etwa doppelt so groß wie die Standardabweichung, erreicht also gerade die sogenannte „2σ-Grenze". Bei normalverteilten Daten entspricht diesem Trend-Rausch-Verhältnis ein Signifikanzniveau von ungefähr 95 % (Irrtumswahrscheinlichkeit $\alpha = 0.05$).

Neben der Signifikanz des Trends hat aber auch seine **Repräsentanz**, und zwar in zeitlicher wie in räumlicher Hinsicht, eine fundamentale Bedeutung (Rapp, 2000). Aussagen zur Klimaänderung sollten möglichst nicht auf Trendanalysen einzelner Beobachtungsstationen beruhen, sondern berücksichtigen, ob bestimmte signifikante Entwicklungen auch zeitlich stabil und zudem flächendeckend verlaufen. Die Ergänzung der Trendanalyse durch die Untersuchung der zeitlichen und räumlichen Repräsentanz der Trends relativiert überdies Einwände, dass allein nur solche Zeitintervalle oder Stationen in eine Analyse einbezogen würden, die die Argumentation bzw. Thesen eines Wissenschaftlers stützten.

Unter der **zeitlichen Repräsentanz** ist die Veränderlichkeit des Trendwertes zu verstehen, falls der Analysezeitraum sukzessive variiert (verschoben, verkürzt oder verlängert) wird. Modifiziert sich dabei die statistische Signifikanz des Trends oder kehrt sich sogar ihr Vorzeichen um, ist der für das gewählte Untersuchungsintervall gefundene Trend instabil. Als Maß der zeitlichen Repräsentanz ist die minimale zeitliche Distanz zwischen dem Untersuchungsintervall und dem Subintervall zu verstehen, bei dem der Trend das Signifikanzniveau gerade unterschreitet. Die Distanz zweier Zeitintervalle ist bestimmbar, falls Anfangs- bzw. Endjahr der Zeitreihe auf Abszisse bzw. Ordinate eines kartesischen Koordinatensystems abgebildet werden und die (Euklidische o.a.) Distanz zwischen dem Koordinatenpaar für das Untersuchungsintervall und dem Koordinatenpaar für das Subintervall bestimmt wird. Abbildung 1 illustriert eine derartige „variable Trendanalyse“ am Beispiel des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland.

Die Berechnung der linearen Trends für alle Subintervalle einer Zeitreihe und zahlreichen Einzelstationen innerhalb Deutschlands lässt erkennen, dass aufgrund der starken Veränderlichkeit der Trends für Zeitreihenlängen von weniger als ca. 30 (im Fall der monatlichen Niederschlagshöhe) bzw. ca. 20 Jahren (im Fall der Monatsmittel der Lufttemperatur) diese Werte nicht sinnvoll interpretierbar sind. Daraus ist zu schlussfolgern, dass bei Berechnung von Klimatrends Zeitreihenlängen unter 30 bzw. 20 Jahre vermieden werden sollten. Die von der WMO für die Mittelung von Klimaelementen eingeführte Dauer der CLINO-Perioden (30 Jahre) ist aus dieser Perspektive auch für Trendabschätzungen als sinnvoller Grenzwert anzusehen.

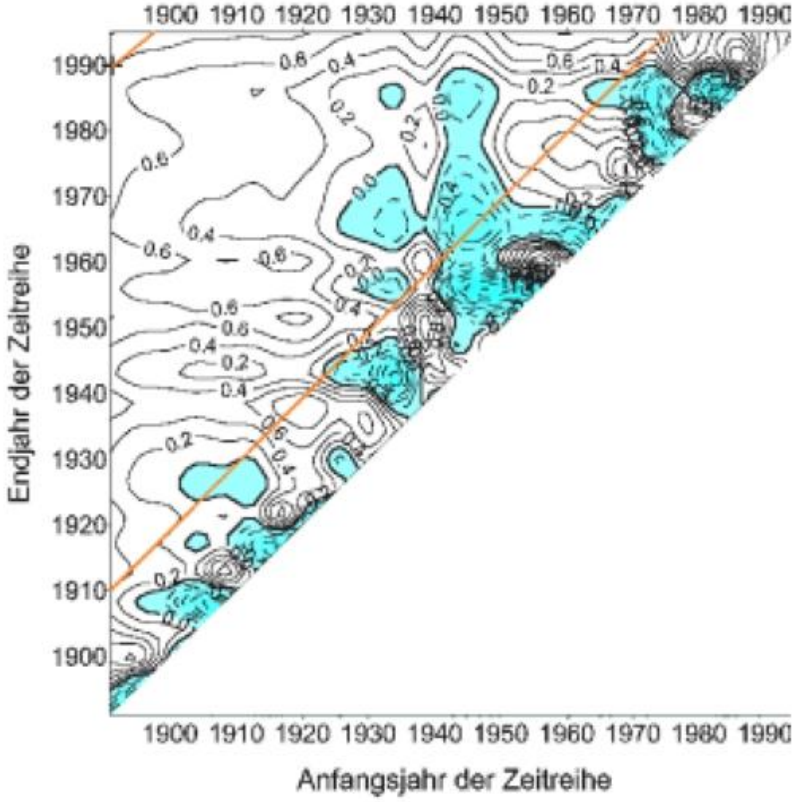


Abb. 1 Lineare Trends des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland (in °C) bei sukzessiver Variation des Anfangs- und Endjahres der Zeitreihe. Türkis eingefärbt sind Zeitintervalle mit abnehmender Temperatur, rot liniert sind die Zeitreihen gleicher Länge (20 und 100 Jahre) dargestellt.

Die **räumliche Repräsentanz** einer Klimazeitreihe beschreibt, inwieweit ihre zeitliche Schwankungsstruktur, insbesondere ihrer monatlichen Trends, auch in der Umgebung einer Station anzutreffen sind. Die Stationsdichte muss hoch und die Stationsverteilung homogen genug sein, um aus der Ähnlichkeit des Zeitreihenverlaufs und der Trends zweier benachbarter Stationen auch prinzipiell Aussagen für das Gebiet zwischen diesen Punkten ableiten zu können. Erst so macht räumliche Interpolation (zum Beispiel in Form von Isolinien-Karten) Sinn.

Die Bestimmung der räumlichen Repräsentanz ist aber auch für andere Arbeitsgebiete von Relevanz:

- Bei der Durchführung relativer Homogenitätstests darf die zu analysierende Reihe nur mit gut korrelierten Nachbarzeitreihen (Referenzreihen) verglichen werden (siehe zum Beispiel in Rapp & Schönwiese, 1996, oder Herzog & Müller-Westermeier, 1998).
- Informationen zur räumlichen Repräsentanz werden bei der Projektierung (insbesondere Dimensionierung) von Stationsnetzen benötigt (Grimm-Luczak & Luczak, 1984, für Deutschland; Peterson et al., 1997, global).
- Die Berechnung von Gebietsmitteln erfordert eine hinreichend hohe Zahl von Stationen, deren Zeitreihen korreliert sein müssen, so dass sie das gesamte Gebiet ohne größere Lücken repräsentieren (siehe Rudolf, 1995).

Tabelle 1 fasst alle **Elemente der klimatologischen Trendanalyse** und deren vorwiegend benutzte Analysemethoden zusammen. Diese Zusammenstellung beinhaltet auch Beispielkriterien, bei denen eine beobachtete Klimavariation Relevanz erlangt, wenn sie sich vom Zufälligen abhebt und möglicherweise bestimmte Klimawirkungen anstößt.

Eine Klimaentwicklung ist nicht schon dann relevant, wenn sie gewisse statistische Signifikanzlevels erreicht oder überschritten hat, sondern wenn sie auch für eine bestimmte Zeit signifikant bleibt und zudem flächendeckend auftritt, das heißt, wenn der Trend zeitlich und räumlich repräsentativ ist. Zusammen mit geeignet vorgegebenen kritischen Grenzwerten für Betrag, Signifikanz und Repräsentanz könnte ein „Trendmonitoring“, also die permanente (zum Beispiel monatliche) Neuberechnung der Trends für entsprechend aktualisierte Klimareihen, eine wichtige und zugleich praktikable Komponente zur Charakterisierung des aktuellen „Klimastatus“ darstellen.

			N E U	
Charakteristische Trendgröße	Trendwert T (Vorzeichen, Betrag)	Signifikanz Si	Zeitliche Repräsentanz d_{ab}	Räumliche Repräsentanz d_R
Analysemethode	1. linearer Trend 2. Mittelwertdifferenz	1. T/R (NV); M/K 2. t-Test	Variable Trendanalyse (Trendmatrix)	Korrelation von Zeitreihen oder Trends
Zahl der zu analysierenden Zeitreihen	≥ 1	≥ 1	≥ 1	≥ 3
Beispielkriterien	T > 0, T < 0; Grenzwerte aus Sozioökonomie oder Ökologie	Si $\geq$ 95 %	$d_{ab} \geq 5$ (bei N =100)	$r \geq 0.7$; $d_R < 1000$ km (Temperatur), $d_R < 200$ km (Niederschlagshöhe)

Abkürzungen: T/R = Trend-Rausch-Verhältnis; T = Trend; R = „Rauschen", z.B. Standardabweichung; Si = Signifikanzlevel; M/K = Trendtest nach Mann und Kendall; NV = bei Normalverteilung, N = Zeitreihenlänge, r = Korrelationskoeffizient.

Tab. 1 Elemente der klimatologischen Trendanalyse (aus Rapp, 2000; hier leicht modifiziert).

Literatur

Grimm-Luczak E., Luczak H. (1984): Die optimale räumliche Dichte von klimatologischen Messnetzen. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 166, Offenbach/Main, 21 Seiten.

Herzog J., Müller-Westermeier (1998): Homogenitätsprüfung und Homogenisierung klimatologischer Messreihen im Deutschen Wetterdienst. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 202, Offenbach/Main, 27 Seiten.

Kendall M.G. (1970): Rank correlation methods. Griffin, London, 4th ed.

Mann H.B. (1945): Nonparametric test against trends. Econometrica 13, 245-259.

Peterson T., Daan H., Jones P. (1997): Initial Selection of a GCOS Surface Network (GSN). GCOS-34, WMO/TD No. 799, http://www.wmo.ch/web/gcos/pub/gsn34.html.

Rapp J. (1999): Beobachtete Trends der Lufttemperatur und Niederschlagshöhe in Deutschland. In: Klimastatusbericht des DWD 1998, Offenbach/Main.

Rapp J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Dissertation. Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Frankfurt/Main.

Rapp J., Schönwiese C.-D. (1996): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990. Frankf. Geowiss. Arb., Band B 5, 2. korr. Aufl., 255 Seiten.

Rudolf B. (1995): Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlages. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 196, Offenbach, 153 Seiten.

Wie erkennt man signifikante Klimaänderungssignale?

F.-W. Gerstengarbe, H. Österle, P. C. Werner

Zusammenfassung

Häufig ist ein vermutetes Klimaänderungssignal nicht aus einem einzelnen Parameter ableitbar. Am Beispiel eines vermuteten Änderungssignals im atlantisch/europäischen Raum wird gezeigt, daß mit einer komplexen Betrachtungsweise soviel an zusätzlicher Information gewonnen wird, daß eine statistische Absicherung des Signals möglich wird. Eine skalenabhängige Betrachtung möglicher, dieses Signal hervorrufender Einflußgrößen führt letztlich zur Selektion der wahrscheinlichsten Ursache. Die gewonnenen Erkenntnisse stützen die aufgrund globaler Klimamodellläufe abgeleiteten Aussagen zur zukünftigen Klimaentwicklung.

Einleitung

Versteht man unter dem Klima die raum-zeitliche Gesamtheit aller möglichen momentanen Zustände der Atmosphäre (Hupfer, Chmielewski, 1990), so ist eine Klimaänderung dann gegeben, wenn einer oder mehrere der Klimaparameter ihren bis dahin beobachteten Wertebereich verlassen. Dabei ist häufig das Klimaänderungssignal nicht aus einem einzelnen Parameter ableitbar. Es macht deshalb Sinn, bei der Suche nach einem Klimaänderungssignal auf komplexe Klimagrößen zurückzugreifen, mit denen auf einfache Weise ganze Prozeßabläufe beschrieben werden können. Ein Beispiel für eine derartige komplexe Größe sind die Großwetterlagen nach Hess/Brezowsky (Gerstengarbe et al., 1999), mit denen die Zirkulationsstrukturen über Mitteleuropa beschrieben werden. Die Großwetterlagen können in Gruppen (Zirkulationsformen) mit einem typischen Strömungsverhalten (zonal, gemischt, meridional) zusammengefaßt werden. Eine statistische Auswertung der Zeitreihe der Großwetterlagen zeigt hinsichtlich der mittleren Andauern der zonalen Zirkulationsform (Das sind die Wetterlagen WA, WZ, WS und WW.) im Winter ab den 70er Jahren eine drastische Zunahme (Abb. 1). Die Frage, die sich stellt, ist: Handelt

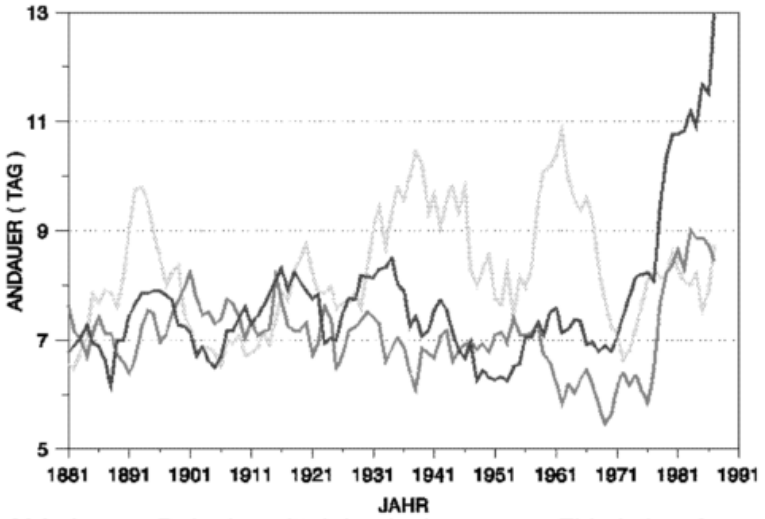


Abb.1 Dekadenmittel der Andauern von Zirkulationsformen der Großwetterlagen nach Hess/-Brezowsky, Winter 1881/82 - 1996/97

es sich bei der beschriebenen Änderung tatsächlich um ein signifikantes Signal oder nicht? Im folgenden wird versucht, eine Antwort darauf zu finden.

Vorgehensweise

Da es sich bei den Großwetterlagen um subjektiv bestimmte Parameter handelt, ist es für die weiteren Untersuchungen notwendig, objektiv bestimmte Größen, die den Sachverhalt ebenfalls beschreiben könnten, heranzuziehen. Da die Großwetterlagen Zirkulationsstrukturen beschreiben, ist es naheliegend, zuerst das Verhalten des Luftdrucks zu untersuchen. Eine Darstellung der Zeitreihe der Wintermittel des Luftdrucks an der Station Potsdam (Abb. 2) zeigt keinerlei Besonderheiten. Zu gleichen Ergebnissen kommt man, wenn andere Stationen im Raum der Großwetterlagen untersucht werden. Das heißt, daß aus dem einzelnen Parameter Luftdruck kein Änderungssignal ableitbar ist.

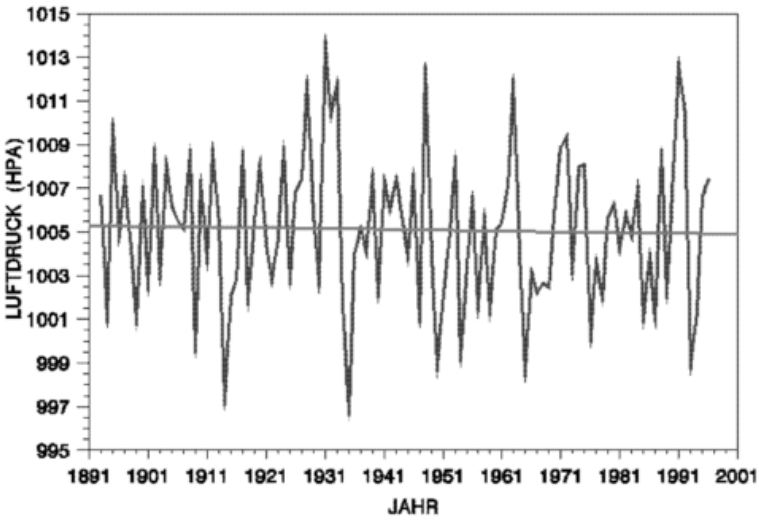


Abb. 2 Wintermittel des Luftdrucks, Potsdam 1893/94 - 1996/97

Mehr Information erhält man, wenn statt der einfachen Luftdruckwerte Differenzen (Gradienten) genommen werden. Für die zonale Zirkulationsform ist dies ein meridionaler Gradient, der für die Untersuchung zwischen 45° N und 55° N bei 0° bestimmt wurde. Der in Abbildung 3 dargestellte Verlauf dieses Gradienten weist wie der Luftdruck selbst keinen markanten Trend auf. Gradienten auf anderen Längenkreisen zeigen ähnliche Ergebnisse.

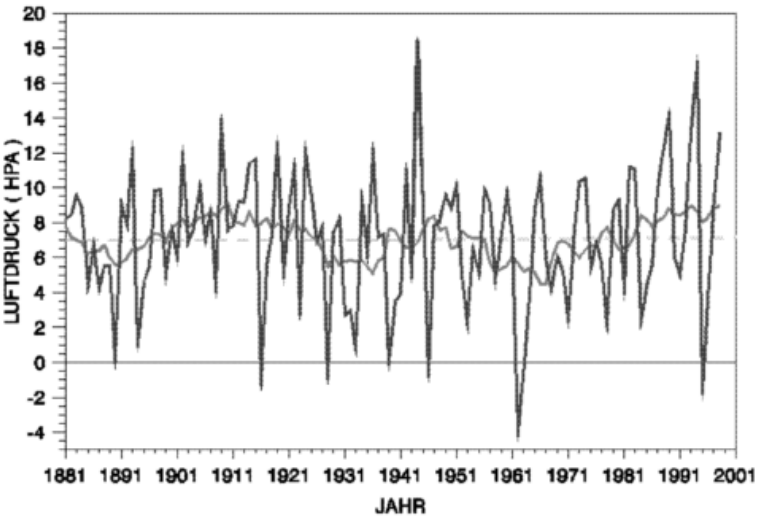


Abb. 3 Wintermittel des Luftdruckgradienten zwischen 45° N und 55° N bei 0°, 1881/82 - 1998/99

Eine Möglichkeit, aus dem Vorhandenen noch Zusatzinformationen zu gewinnen, ist eine Aufteilung der Gradienten in bestimmte Klassen und die Klärung der Frage nach deren zeitlichem Verhalten. Dazu wurde ein weiterer Gradient bei 20° E in die Berechnungen einbezogen. Anschließend wurden beide Gradienten einer Cluster- Analyse (Gerstengarbe, Werner, 1997) unterzogen und das Cluster für die Zonalzirkulation (CW) näher untersucht. Das Ergebnis ist in Abbildung 4 dargestellt. Man erkennt, daß die Häufigkeiten der CW am Ende des Untersuchungszeitraumes einen Anstieg aufweisen, der über das bis dahin Beobachtete deutlich hinausgeht. Statistisch zu sichern ist dieser Anstieg allerdings nicht.

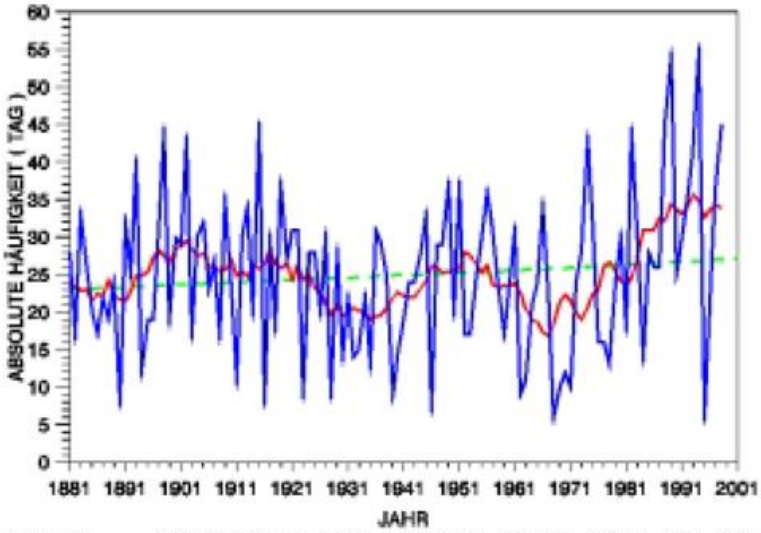


Abb. 4 Häufigkeiten des Clusters West (CW) für die Winter 1881/82 - 1998/99

Geht man von der Betrachtung der Häufigkeiten über zur Betrachtung der Andauern (wie bei den Großwetterlagen) ändert sich das Bild schlagartig (Abb. 5). Der schon bei den Großwetterlagen beobachtete Trend tritt in gleicher Stärke auf und läßt sich statistisch sichern. Für die letzten 8 Jahre (bezogen auf die Dekadenmittel!) kann mittels eines Ausreißertests (Thompson-Regel) gezeigt werden, daß sich die Winter ab der Dekade 1981/82 - 1990/91 klimatisch von den bis dahin beobachteten unterscheiden, und dies mit einer statistischen Sicherheit von 95%.

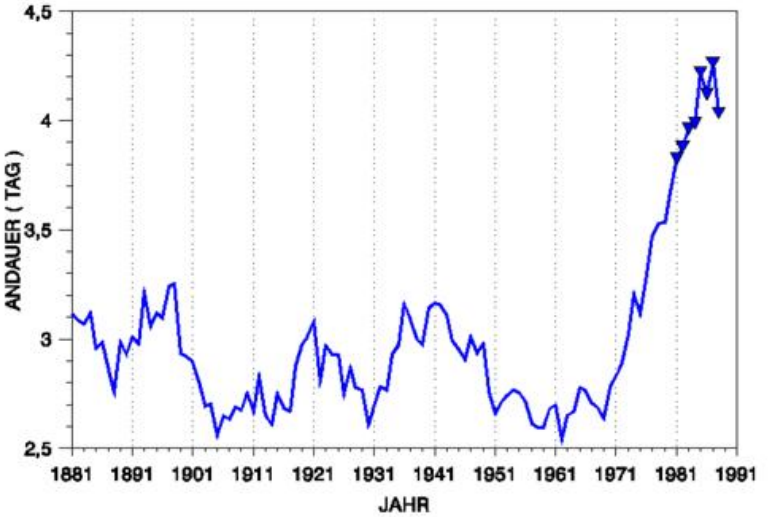


Abb. 5 Dekadenmittel der Andauer des Clusters West (CW) für die Winter 1881/82 - 1997/98 Die Dreiecke definieren die statistisch gesicherten Ausreißer (ß = 0.05).

Damit kann die oben gestellte Frage nach einem signifikanten Klimasignal positiv beantwortet werden.

Zu klären ist jetzt noch, welche Ursachen für das Auftreten dieses Signals verantwortlich seien können. Die Ursache kann entweder lokalen oder globalen Ursprungs sein oder aber auf einer Fernwirkung beruhen. Als lokale Einflußgröße kommt die Meeresoberflächentemperatur (SST) bzw. deren Gradienten in Frage. In Abbildung 6 sind die Dekadenmittel des Gradienten zwischen 40.5° N und 60.5° N bei 30.5° W dargestellt. Man sieht, daß die Kurven von CW und SST ab Anfang der 70er Jahre nahezu parallel verlaufen. Das läßt aber nicht den Schluß zu, daß die SST ursächlich die Entwicklung von CW bestimmt, da im davorliegenden Zeitraum kein synchroner Verlauf zu beobachten ist. Es ist im Gegenteil zu vermuten, daß beide Größen durch eine dritte am Ende des Zeitraums gesteuert werden.

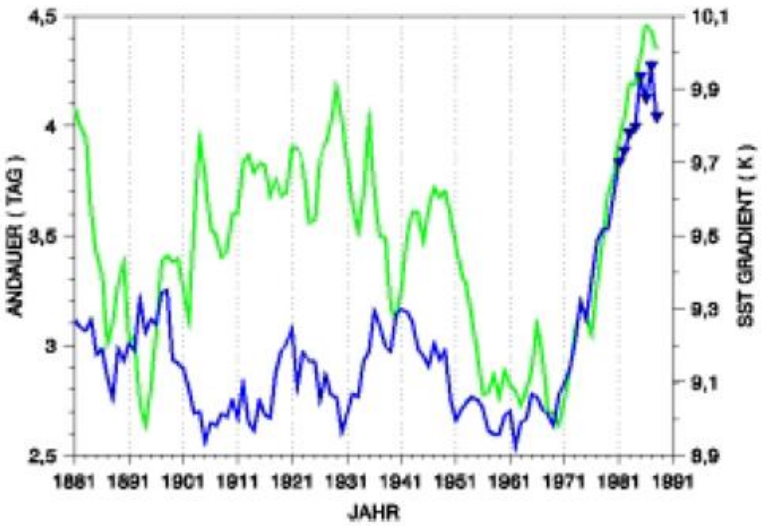


Abb. 6 Dekadenmittel der Andauer des Clusters West (CW) für die Winter 1881/82- 1997/98 (blau), Dekadenmittel des Gradienten der Meeresoberflächentemperatur SST (grün)

Eine Erscheinung, die die atmosphärischen Vorgänge in weiten Teilen der Erde beeinflußt, ist das El Nino-Phänomen. Um zu prüfen, ob dies auch die Zonalzirkulation im Winter bezüglich des betrachteten Gebietes beeinflußt, wurden die Dekadenmittel der Andauern für CW sowohl mit als auch unter Ausschluß (ab 1972) der „El Nino-Jahre“ berechnet und miteinander verglichen. Dabei stellte sich heraus, daß zwar geringe Abweichungen zwischen

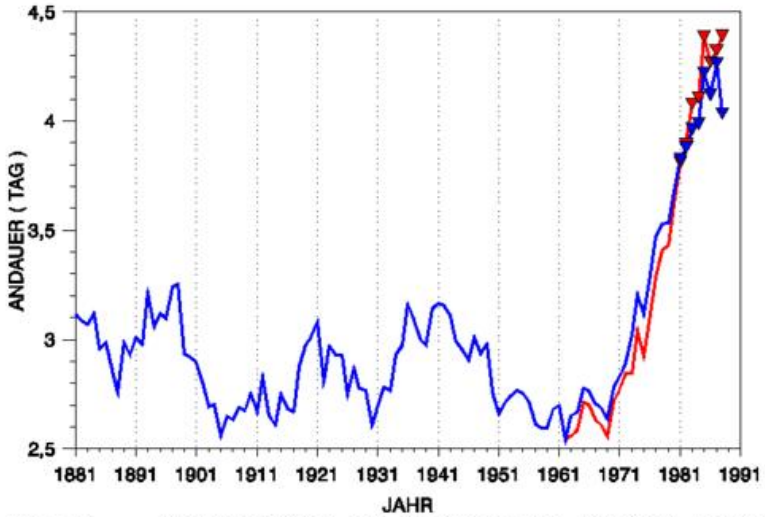


Abb. 7 Dekadenmittel der Andauer des Clusters West (CW) für die Winter 1881/82 - 1997/98, mit ENSO-Ereignissen - blau; ohne ENSO-Ereignisse (seit 1972) - rot

den Werten existieren, insgesamt aber der Trend in beiden Andauerreihen am Ende des Beobachtungszeitraumes fast identisch verläuft (Abb. 7), was bei einem markanten Einfluß von El Nino nicht der Fall wäre. Damit kann ausgeschlossen werden, daß die Zunahme der Andauer von CW durch die El Nino-Ereignisse hervorgerufen wird.

Da weder ein lokaler Effekt noch eine Fernwirkung als Ursache für das Klimaänderungssignal in Betracht kommen, muß ein anderer großräumiger oder sogar globaler Prozeß Verursacher sein. Als naheliegend bietet sich dafür die globale Erwärmung an. Beim Vergleich der zeitlichen Entwicklung der Dekadenmittel der Andauern von CW und der nordhemisphärischen Temperaturanomalien (Jones et al., 1998) im Winter (Abb. 8) zeigt sich, daß wiederum beide Kurven ab den 70er Jahren ähnlich verlaufen, daß sogar die letzten drei Dekadenmittel der Temperaturanomalien statistisch gesicherte Ausreißer sind und daß die statistisch gesicherten Ausreißer der Andauern von CW zu dem Zeitpunkt einsetzen, an dem die Temperaturanomalien ihren bis dahin beobachteten Wertebereich verlassen.

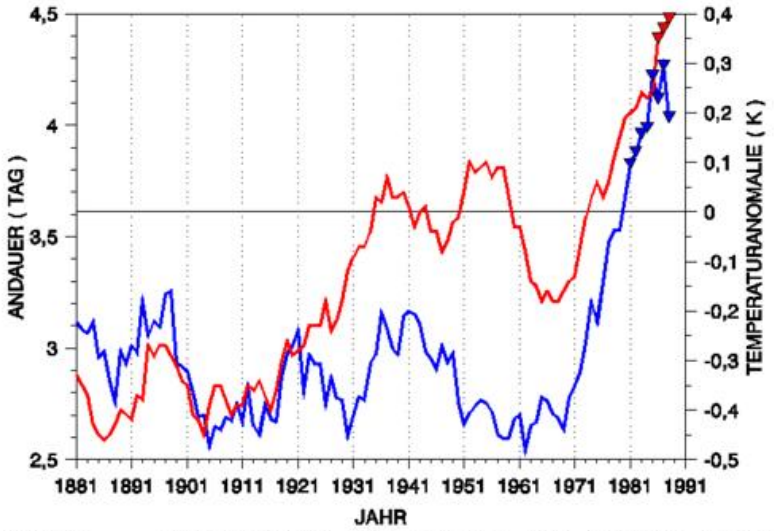


Abb. 8 Dekadenmittel der Andauer des Clusters West (CW) für die Winter 1881/82 - 1997/98(blau),Dekadenmittel der nordhemisphärischen Temperaturanomalie, Winter (orange)

Im Zeitraum davor ist der Zusammenhang zwischen beiden Größen allerdings schwächer ausgeprägt. Deshalb macht es sich erforderlich, die Verbindung zwischen der Änderung von CW und der globalen Erwärmung detaillierter zu untersuchen. Dafür wurden für jeden Gitter-punkt (0.5° x 0.5°-Gitter über Land) des Klimadatensatzes der Climate Research Unit der Universität von East Anglia (New, Hulme, 1997) Dekadenmittel der Tem-

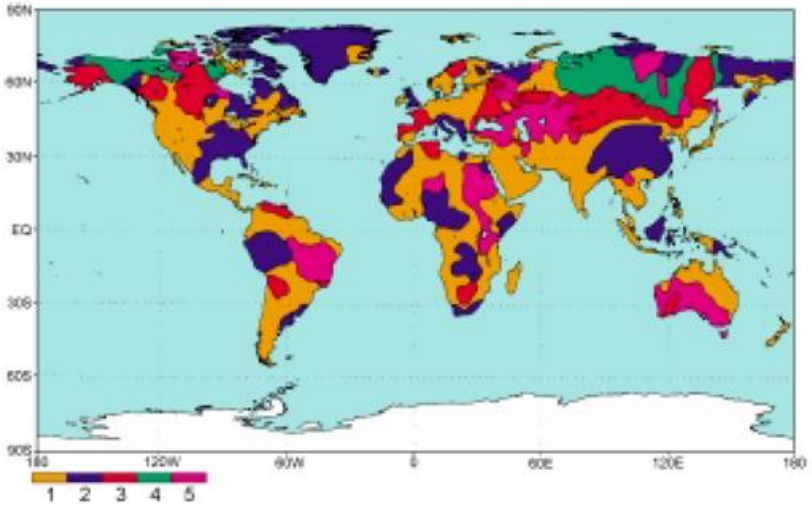


Abb. 9 Globale Verteilung der Cluster, die die zeitliche Entwicklung der Dekadenmittel der nordhemisphärischen Temperaturanomalie (1901 - 1995) über den Kontinenten charakterisieren; weiß: keine Beobachtungen vorhanden

peraturanomalien für den Zeitraum 1901 - 1990 (und Pentade 1991 - 1995) berechnet und die interdekadischen Änderungen bestimmt. Letztere wurden wieder einer Clusteranalyse unterzogen, mit der Gebiete gleichen Temperaturänderungsverhaltens abgeleitet wurden. Die globale Verteilung ist in Abbildung 9 dargestellt.

Die Clusterung ergab fünf typische Temperaturver-läufe (Abb. 10). Bis zur Dekade 1961/70 voll-ziehen sich die Temperaturänderungen in den jeweiligen Gebieten deutlich differenziert. Danach ist dagegen nur noch eine generelle Temperaturzunahme zu beobachten. Diese Entwicklung verläuft in Übereinstimmung mit allen bisher diskutierten Phänomenen. Da gleichzeitig mit Klima-

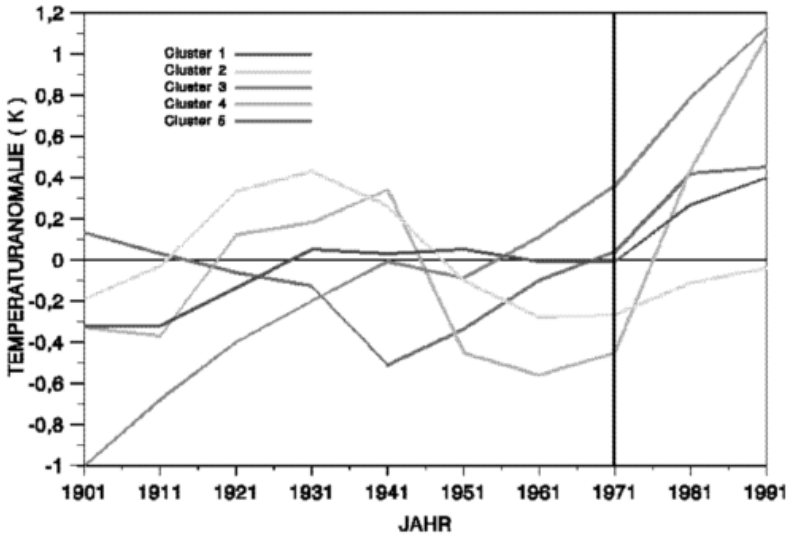


Abb. 10 Dekadenmittel der Temperaturanomalien für den Zeitraum 1901 - 1991 für die Kontinente unterteilt nach fünf Clustern

modellen durchgeführte Untersuchungen zur Zirkulationsstruktur bei globaler Erwärmung (IPCC, 2000) zeigen, daß sich in diesem Fall die Zonalzirkulation auf der Nordhemisphäre verstärkt, ist der Schluß zulässig, daß die globale Erwärmung letztlich mit großer Wahrscheinlichkeit Ursache des beschriebenen Klimaänderungssignals ist.

Schlußfolgerungen

Drei Schlußfolgerungen lassen sich ziehen:

1. Der Übergang von der Betrachtung einzelner Parameter zu einer komplexen Bewertung eines Prozesses unter Einsatz entsprechender Verfahren führt zu einem Informationsgewinn und damit zu mehr gesicherten Aussagen.

2. Es konnte ein Klimaänderungssignal nachgewiesen und statistisch gesichert werden, dessen Ursache mit großer Wahrscheinlichkeit auf die globale Erwärmung zurückzuführen ist.

3. Damit kann erwartet werden, daß ähnliche Signale für andere Regionen und Parameter bereits aufgetreten sind oder in Zukunft auftreten können.

Literatur

Gerstengarbe, F.-W., Werner, P.C. (1997): A method to estimate the statistical confidence of cluster separation. Theor. Appl. Climatol., 57, 103-110

Gerstengarbe, F.-W., Werner, P.C., Rüge, U. (1999): Katalog der Großwetterlagen Europas 1881-1998. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 113, 5. vollständig neu bearbeitete Auflage, Offenbach a.M., http://www.pik-potsdam.de

Hupfer, P., Chmielewski, F.-M. (1990): Das Klima von Berlin. Akademie Verlag, Berlin IPCC (2000): IPCC Third Assessment Report (TAR), Hadley Centre, Bracknell, UK, in Vorbereitung

Jones, P.D., Osborn, T.J., Briffa, K.R., Parker, B.E. (1998): Hemispheric seasonal temperature anomalies 1856-1997. http://www.cdiac.esd.ornl.gov/authors/jones.html

New, M., Hulme, M., (1997): Development of an observed monthly surface climate dataset over global land areas for 1901 - 1995. Physics of Climate Conference, Royal Met. Soc., London, 29 - 30 Oct., 1997

Naturkatastrophen und Klimaänderung - Befürchtungen und Handlungsoptionen der Versicherungswirtschaft

G. Berz

Die Versicherer auf der ganzen Welt registrieren in den letzten Jahrzehnten eine drastische Zunahme der Katastrophenschäden. Natürlich gibt es heute mehr Menschen auf der Erde (doppelt so viele wie noch in den Fünfziger Jahren) und sie ballen sich immer mehr in Großstädten (viermal so viele wie 1950, in der Dritten Welt sechsmal so viele), die zudem überwiegend in hochexponierten Regionen, vor allem entlang der Küsten liegen. Aber diese Veränderungen reichen nicht aus, um den Anstieg der Zahl großer Naturkatastrophen auf das Dreifache innerhalb von vier Jahrzehnten, die Verachtfachung der von ihnen verursachten Schäden (schon inflationsbereinigt) und die sogar 16mal höheren Schadenbelastungen der Versicherer zu erklären. Hier muß man die zweifellos gestiegene Katastrophenanfälligkeit der hochentwickelten Industriegesellschaften (die Erdbebenkatastrophe von Kobe 1995 war ein überzeugendes Beispiel) berücksichtigen und kommt heute auch nicht mehr an den immer zahlreicheren Indizien für einen zunehmenden Einfluß klimatischer und anderer Umweltveränderungen vorbei.

Zwar werden hier schnell die üblichen Gegenargumente laut wie „War alles schon mal da“ und „Der Einfluß des Menschen läßt sich doch nicht beweisen – die Natur bleibt die Stärkere“, aber eines kann man sicher nicht sagen: daß die Katastrophen „auch nicht mehr das sind, was sie früher waren“. Im Gegenteil: Immer mehr Beobachtungen und immer fundiertere physikalische Modellrechnungen belegen, daß viele atmosphärische und hydrosphärische Vorgänge neuen Extremwerten zustreben oder, anders ausgedrückt, sich die Eintrittswahrscheinlichkeiten für bestimmte Grenzwerte deutlich erhöhen. Mehr Hitzewellen und Dürren, Stürme und Sturmfluten, Überschwemmungen, Muren und Hagelschläge sind die Folge, von der offenkundigen Ozonzerstörung ganz zu schweigen.

Die Versicherer brechen nun nicht gleich in Panik aus: Sie bewegen sich mit ihren Risikoeinschätzungen im allgemeinen auf der sicheren Seite und ein Großteil ihres Geschäfts ist nicht besonders katastrophenexponiert. Außerdem funktioniert der weltweite Risikoausgleich via Rückversicherung und verschiedene neue Finanzierungsinstrumente besser denn je, so daß die Versicherer ihre Katastrophenrisiken weiterhin unter Kontrolle haben und die Versicherbarkeit auf lange Sicht gesichert erscheint.

Aber die Versicherungswirtschaft befürchtet natürlich zu Recht, daß die steigenden Schadentrends allmählich die Prämienbasis erodieren, da diese der Schadenerfahrung zwangsläufig hinterherhinkt, und vor allem, daß in einzelnen Brennpunktregionen Schadenpotentiale heranwachsen, die die Versicherungswirtschaft bis an die Grenzen ihrer Leistungsfähigkeit belasten können.

Die Versicherungswirtschaft hat im Lauf ihrer Geschichte eine außerordentliche Anpassungsfähigkeit an ihr sich ständig veränderndes Risikoumfeld entwickelt und häufig genug demonstriert, daß sie auch mit extrem ungünstigen Entwicklungen fertig werden kann. Aber sie will es natürlich nicht unbedingt erst dazu kommen lassen, sondern lieber ihren Einfluß beizeiten für eine Vermeidung oder zumindest eine Abmilderung solcher Risikotrends nützen. Dies ist auch der Grund für ein inzwischen beachtenswertes Interesse und Engagement der Versicherungswirtschaft für den Umweltschutz. Sie liefert also nicht länger nur Argumente, d.h. Schadenfakten, für die wissenschaftliche und politische Diskussion, sondern versucht nunmehr, diese Diskussion und die daraus resultierenden Beschlüsse auch aktiv mitzugestalten. Vor allem versucht sie, durch eine entsprechende Gestaltung ihrer Deckungsangebote, also z.B. durch Rabatte, Selbstbehalte und Ausschlüsse, das Verhalten ihrer Kunden in diesem Sinne zu beeinflussen, d.h. diese nicht nur zur Schadenvorsorge, sondern indirekt auch zu einem umweltfreundlichen Verhalten zu motivieren.

Wir halten aber nichts von „erhobenen Zeigefingern“, wenn nicht „vor der eigenen Haustüre gekehrt wird“. Deshalb haben zahlreiche Versicherer begonnen, die Umweltbelastungen zu erfassen, die von ihrem eigenen Geschäftsbetrieb und ihrem meist nicht unerheblichen Grundbesitz ausgehen, und die Rentabilität von geeigneten Gegenmaßnahmen zu prüfen. Erste Ökobilanzen aus dem Versicherungssektor liegen vor; sie belegen, daß umweltschonende Verringerungen des Energie- und Materialverbrauchs beachtliche Gewinne einbringen können, und sie lassen sich zudem gut „vermarkten“. Darüber hinaus engagieren sich einige Versicherungsunternehmen auch in lokalen Agenda-21-Aktivitäten, die ja gerade in dem städtischen Umfeld, in dem diese Unternehmen arbeiten, eine nachhaltige Entwicklung und damit auch die künftige Attraktivität dieser Standorte sichern sollen.

Erheblichen Einfluß auf die technologische Entwicklung im Umweltschutz kann die Investmentpolitik von Versicherungsunternehmen haben, wenn hier, wie immer häufiger zu beobachten, neben den eher kurzfristigen Renditeüberlegungen auch ökologische Aspekte Beachtung finden. Dieses Ziel ist neben zahlreichen anderen in einer Deklaration enthalten, die eine Reihe von Versicherungsunternehmen zusammen mit dem U.N. Umweltprogramm (UNEP) zum Schutz der Umwelt entworfen und unterzeichnet hat.

In der Versicherungswirtschaft hat also insgesamt und weltweit ein Nachdenken – meist sogar schon ein Umdenken – über die von der Branche in Form von Schäden besonders hautnah registrierten Umweltveränderungen eingesetzt. Wenn sie ihren Einfluß und die eigenen Gestaltungsmöglichkeiten voll und dauerhaft ausschöpft, kann sie sich zu einem bedeutenden Verbündeten der für den Umweltschutz engagierten Verbände, Behörden und Industrien entwickeln. Und das sollte für sie selbst ganz besonders zum Vorteil sein.

Die nachstehende "Weltkarte der Naturgefahren", die die MünchenerRückversicherungs-Gesellschaft jetzt in 3.Auflage herausgegeben hat, stellt die geographische Verteilung der wichtigsten Gefahren dar. Mehrere Nebenkarten geben u.a. auch die Gefährdung durch Starkregen, Blitzschlag und Hagel sowie verschiedene Arten von lokalen und regionalen Stürmen wieder. Die hier ebenfalls beigefügte Nebenkarte "Klimaänderung" faßt die wesentlichen erwarteten Auswirkungen der anthropogenen Klimaänderungen und des El-Nino-Phänomens zusammen.

Literatur

Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft: Weltkarte der Naturgefahren, 3. Auflage http:www.info@munichre.com

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland

E. Dittmann

Der im Jahre 1921 von G. Hellmann herausgegebene ‚Klima-Atlas von Deutschland' war das bisher letzte Kartenwerk eines deutschen Wetterdienstes zur Beschreibung der klimatischen Verhältnisse in Deutschland (Referenzzeitraum 1881-1910, z.T. bis 1915).

Der neue Atlas umfasst in dem jetzt (Dezember 1999) erschienenen Teil1 die Klimaelemente Lufttemperatur, Niederschlagshöhen und Sonnenscheindauer. Er ist nach Monaten, Jahreszeiten, Halbjahren und dem Jahr gegliedert. Der Referenzzeitraum 1961-1990 gilt für alle bisher betrachteten Elemente.

Die Karten basieren auf der Auswertung qualitätsgeprüfter Messungen an Beobachtungsstationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Die Mittelwerte an den Stationsorten wurden mit einem im DWD entwickelten Verfahren /1/ horizontal auf ein 1km-Raster interpoliert. Die Farbskala der Klimakarten umfasst zur Darstellung unterschiedlicher Wertebereiche bis zu 28 konsistente Abstufungen.

Die Originalkarten sind im Maßstab 1:2.500.000 wiedergegeben. Als Beispiel für eine der im Atlas enthaltenen Karten wird hier auf der nachstehenden Karte die mittlere Niederschlagshöhe für das Winterhalbjahr (Oktober – April) gezeigt.

Der Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland, Teil 1, besteht aus einem Textteil (23 Seiten) und 57 farbigen Karten im Format DIN A3. Er ist im Selbstverlag des DWD erschienen und kostet DM 98,-.

Die Bezugsadresse ist:

Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Strasse 135
63067 Offenbach

Literatur

/1/Müller-Westermeier, G.: Numerisches Verfahren zur Erstellung klimatologischer Karten, Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 193, Offenbach 1995

The GCOS Surface Network Monitoring Centre with special emphasis on Precipitation at the Deutscher Wetterdienst (DWD) (GSNMC PRECIP)

S.Rösner

Rational, Introduction and Background

High quality and reliable climatological data are needed for many scientific and commercial purposes. Therefore, these data are globally collected and disseminated on the Global Telecommunication System (GTS) of the World Meteorological Organization (WMO) by special observing stations on the land surface. A special code, named 'CLIMAT', was defined for this purpose. Presently about 2500 stations are designated by the Member Countries to the WMO as climatological (or CLIMAT) stations.

In order to improve climatological co-operation and to support climatological activities a Global Climate Observing System (GCOS) was established in 1992 by four international organisations: the World Meteorological Organization (WMO), the Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) of UNESCO, the United Nations Environment Programme (UNEP), and the International Council of Science (ICSU). The Global Climate Observing System, GCOS, is intended to meet the needs for:

Climate system monitoring, climate change detection and monitoring the impacts of and the response to climate change, especially in terrestrial ecosystems and mean sea-level;
Data for application to national economic development;
Research toward improved understanding, modelling and prediction of the climate system.
Meanwhile, the GCOS Upper-Air Network (GUAN) and the GCOS Surface Network (GSN) are established with the aim to provide high quality and reliable climate data.
A initial selection of a GSN was published in 1997. Ranking and selecting by use of an objective method led to about 1000 GSN stations (Fig. 1).

The Monitoring Centres

The need for monitoring the performance of this network was recognised and therefore the operational exchange of the GSN temperature and pressure data via CLIMAT messages on the GTS should be monitored routinely. Two GSN Monitoring Centres are now established. The DWD monitors the GSN data flow including consideration of data availability and data quality with special regard to precipitation, and the Japan Meteorological Agency (JMA) does so for temperature.

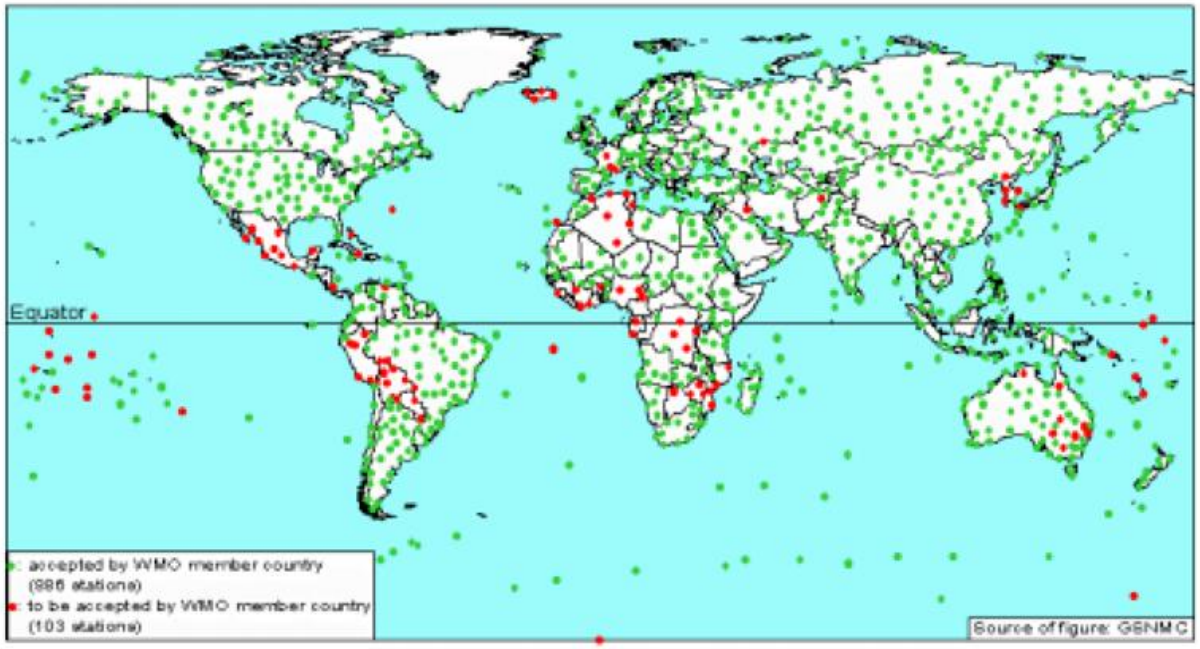


Fig 1 Distribution of the 989 GCOS Surface Network (GSN) stations as of June 1999.

Tasks of the GSN Monitoring Centres are (GCOS-53, 1999):

- To monitor the availability, timeliness and completeness of the CLIMAT messages distributed via GTS to improve the performance of the GSN;
- To perform basic quality control and assurance procedures for GSN stations to obtain high quality and completeness of the data set.

Results of the monitoring activities are published in biannual reports.

First Results

At the beginning of each month the CLIMAT messages of the preceding month are exchanged between the National Meteorological and Hydrological Services (NMHSs) on the GTS of the WMO. The GSNMCs agreed to collect these messages until a certain cut-off date, set to day 21 00 UTC.
The two Monitoring Centres also had to make sure, that they use as far as possible the same data base for their monitoring procedures. This was achieved by the definition of the above mentioned collecting period and implementation of an identical software at both centres for decoding incoming CLIMAT messages. This software, developed at the DWD, is also able to detect format errors in the CLIMAT messages, and to correct some of these errors.
The monitoring activities started in January 1999 with the monitoring the availability of CLIMAT messages at the GSNMCs. The quality control and quality monitoring will start in January 2000.

Fig. 2 gives a typical example of the distribution of daily incoming and cumulative available February 1999-CLIMAT messages as they were received at the GSNMCs in March 1999.

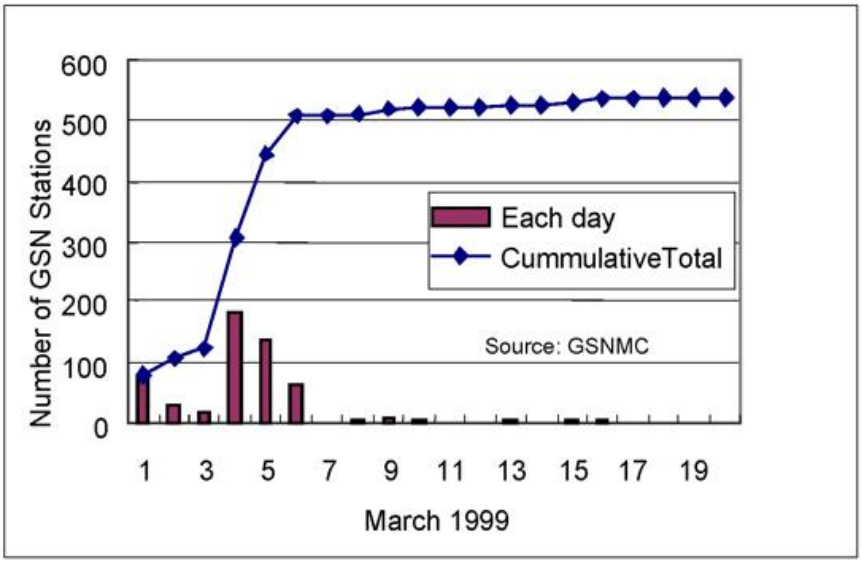


Fig. 2 Number of CLIMAT messages for February 1999 from GSN stations, received at the GSNMCs in March 1999.

The monitoring results for the first 6 months of 1999 show that an average of about 50% of the expected CLIMAT messages from GSN stations were available at the GSNMCs (Fig. 3).

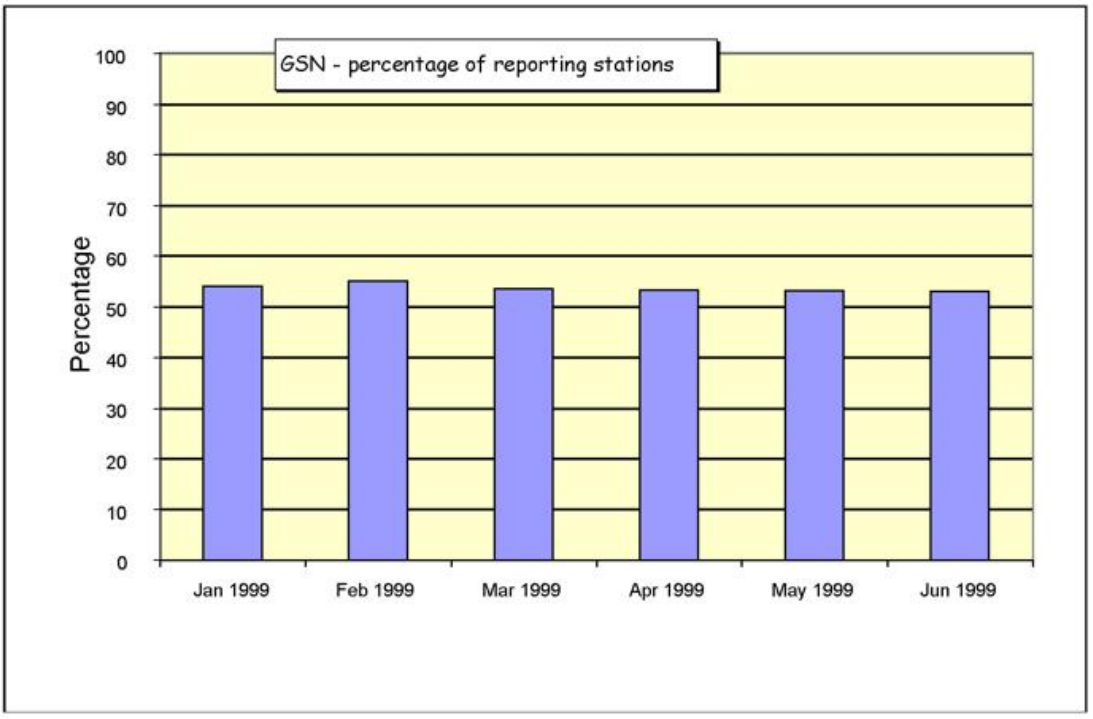


Fig. 3 Percentage of all GSN stations reporting CLIMAT before day 21 , at 00 UTC of the following month.

The availability is different between the different WMO Regional Associations (WMO-RAs). It varies from 30% to almost 80% and is not constant with time (Fig. 4).

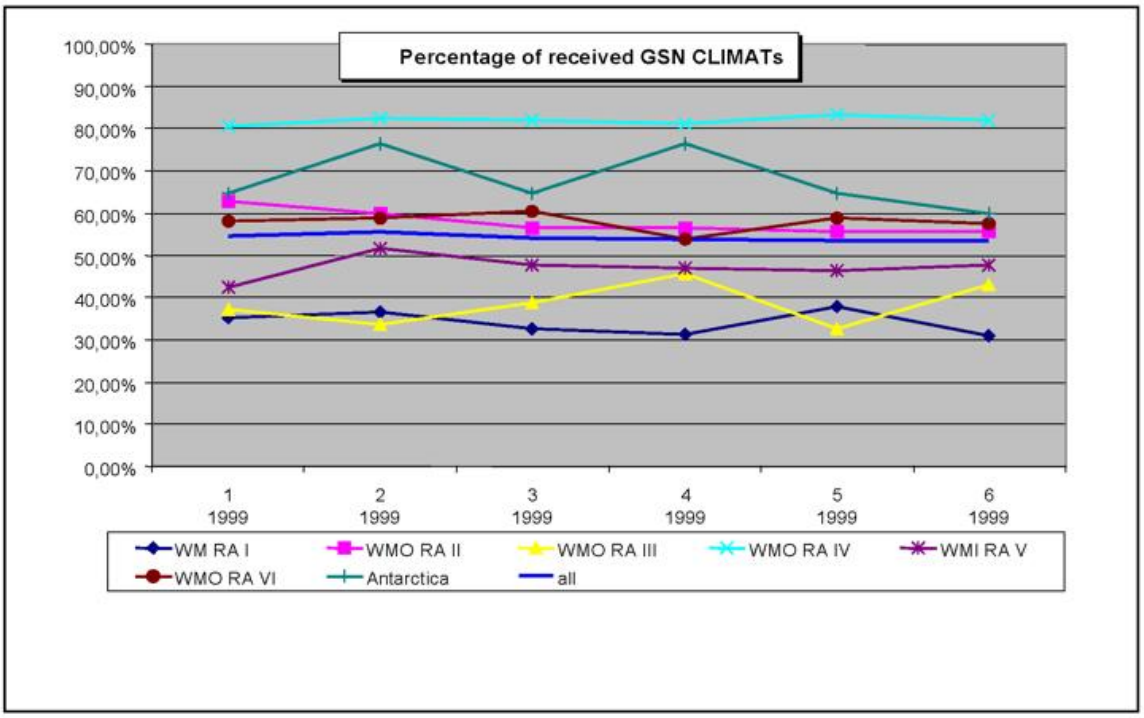


Fig 4 Percentage of received GSN CLIMATs at DWD for each WMO RA.

Next Steps

Quality check procedures are planned start in January 2000. First results about quality of GSN CLIMAT precipitation and temperature data will be included in the GSNMC Monitoring Report N°. 3 (monitoring period January to June 2000).
The focus of the GSNMC PRECIP operated by the DWD will be on the quality of the monthly precipitation amounts. For these quality checks the procedures developed and operationally in use by the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) will be applied. Details on these procedures may be found on the Internet and will also be included into the monitoring report.

References

GCOS-53 (WMO/TD-No. 958), 1999: GCOS Surface Network (GSN) Monitoring Centre Implementation Meeting (Offenbach, Germany, 19-20 January, 1999).

GPCC on the Internet: http://www.dwd.de/research/gpcc/

GCOS on the Internet: http://www.wmo.ch/ (--> GCOS) and http://www.dwd.de/research/klis/e_index.htm (--> 'International activities' --> 'GCOS')

GCOS Networks on the Internet: http://www.wmo.ch/web/gcos/networks.htm

Training Workshop of the

Satellite Application Facility on Climate Monitoring[1]

P. Hechler

As part of the new distributed EUMETSAT ground segment the Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM-SAF) will form the basis for an operational long-term monitoring of the climate system by generating and archiving high quality data sets and information resulting from quality monitoring activities on a continuous basis. In this respect the focus is given to cloud and radiation parameters, sea surface temperature and sea ice cover and a statistical evaluation of vertical profiles of temperature and humidity.



The CM-SAF, with support by the European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) and by Deutscher Wetterdienst (DWD), is preparing for a

CM-SAF Training Workshop

at the end of November/beginning of December 2000 in Dresden/Germany.

[1] s.Klimastatusbericht 1997, Seite 74

The purpose of the Workshop is to:

- make potential users aware of the CM-SAF, its plans and future products
- consolidate the definition of user requirements for the forthcoming Operational Phase
- initiate training activities in the use of CM-SAF products.

The Workshop is targeted at potential future CM-SAF users, for example: climatologists, satellite data users, experts in support to validation of CM-SAF products, climate and ecosystem researchers and modellers, and others.

The programme will comprise:

- presentation of the CM-SAF,

- presentation of the CM-SAF background: EUMETSAT satellite programmes, other Satellite Application Facilities, related international activities etc.,

- presentations by participants on the potential use of CM-SAF products,

- round table sessions on themes of special interest: data policy, user expectations and needs, training concept etc.

The Workshop duration will be of the order of three days, the Workshop language will be English only.

For contact and further information on the CM-SAF project as well as on the Workshop please visit our public WebPage:

http://www.dwd.de/research/event.htm.

or contact

martin.werscheck@dwd.de

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CLIMAT	über GTS verbreitete Monatswerte
CLINO	Climatological Normals (z.Zt. 1961-1990
CM-SAF	SAF on Climate Monitoring
DU	Dobson Units
DWD	Deutscher Wetterdienst
EM	Europa Model des DWD
ENSO	EL Nino/Southern Oscillation
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
GCOS	Global Climate Observing System
GME	Global Model Extended
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GSN	GCOS Surface Network
GSNMC	GCOS Surface Network Monitoring Centre
GTS	Global Telecommunication System
GUAN	GCOS Upper-air Network
nFK	nutzbare Feldkapazität
ICSU	International Council for Science
IOC	International Ozone Commission
IPG	Internationale Phänologische Gärten
JMA	Japan Meteorological Agency
KOSTRA	Koordinierte Starkniederschlagsregionalisierung
LIDAR	Light Detection and Ranging (laser radar)
MAP	Meteorologisches Applikations- und Präsentationssystem
MEZ	Mitteleuropäische Zeit
MGN	Maximierter Gebietsniederschlag
MOHp	Meteorological Observatory Hohenpeissenberg
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NMHS	Meteorologisches Observatorium Hohenpeissenberg
NOAA-CPC	National Oceanic and Atmospheric Administration-Climate Prediction Centre
PMP	Probable Maximum Precipitation
QBO	Quasi-Biennial Oscillation of equatorial stratospheric wind
RA	Regional Associations
SAF	Satellite Application Facility
SST	Sea Surface Temperature
SYNOP	(code for) synoptic observations
UNEP	United Nations Environment Programme
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
UTC	Co-ordinated Universal Time
WA	antizyklonal Westlage
WCRP	World Climate Research Programme
WMO	World Meteorological Organization

WS	südliche Westlage
WW	winkelförmige Westlage
WZ	zyklonale Westlage
WZN	Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie

Anschriften der Autoren

NAME	ANSCHRIFT	EMAIL
Dr. Berz, Gerhard	MünchenerRückversiche- rungs-Gesellschaft 80791 München	GBerz@munichre.com
Dr. Bissolli, Peter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	peter.bissolli@dwd.de
Claude, Hans-Jürgen	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	hans.claude@dwd.de
Czeplak, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Frahmredder 95 22393 Hamburg	gerhard.czeplak@dwd.de
Dr. Dittmann, Ernst	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	ernst.dittmann@dwd.de
Fuchs, Tobias	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	tobias.fuchs@dwd.de
Dr. Gerstengarbe, Friedrich-Wilhelm	Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V. Postfach 60 12 03 14412 Potsdam	gerstengarbe@pik- potsdam.de
Hechler, Peer	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	peer.hechler@dwd.de
Lefebvre, Christiana	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 78 20359 Hamburg	christina.lefebvre@dwd.de
Löpmeier, Franz-Josef	Deutscher Wetterdienst Bundesalle 50 38116 Braunschweig	loepmeier@zamf.fal.de
Dr. Malitz, Gabriele	Deutscher Wetterdienst Lindenberger Weg 24 13125 Berlin-Buch	gabriele.malitz@dwd.de
Dr. Menzel, Anette	TU München Am Hochanger 13 85 354 Freising	menzel@met.forst.tu- muenchen.de
Müller-Westermeier, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	gerhard.mueller- westermeier@dwd.de

Nitsche, Helga	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	helga.nitsche@dwd.de
Otte, Ulrich	Deutscher Wetterdienst Wallneyerstr. 10 45133 Essen	ulrich.otte@dwd.de
Dr. Österle, Hermann	Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V. Postfach 60 12 03 14412 Potsdam	hermann.oesterle@pik-potsdam.de
Rapp, Jörg	J.W. Goethe-Universität Intitut für Meteorologie und Geophysik 60054 Frankfurt/Main	Rapp@meteor.uni-frankfurt.de
Dr. Rudolf, Bruno	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	bruno.rudolf@dwd.de
Rösner, Stefan	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	stefan.rösner@dwd.de
Trampf, Walter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	walter.trampf@dwd.de
Dr. Werner, Peter C.	Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V. Postfach 60 12 03 14412 Potsdam	werner@pik-potsdam.de
Werscheck, Martin	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	martin.werscheck@dwd.de

Impressum

Deutscher Wetterdienst
Referat "Grundlagen der Klimaüberwachung"
Frankfurter Str. 135
Postfach 10 04 65
63004 Offenbach
Stand: März 2000

Redaktion:

Martin Werscheck
e-mail: martin.werscheck@dwd.de

Patricia Willing
e-mail: patricia.willing@dwd.de

Index

A

Aerosolgehalt 78
Agenda-21 119
Aktivität
  solare 78
Analysen
  extremwertstatistische 40
Auswertung
  extremwertstatistische 35

B

Biomonitoring 105
Blattentfaltung 101, 105
Blattverfärbung 101, 104
Bodenfeuchte
  mittlere, jährliche 72
Böentage 22

C

Chlor
  anthropogenes 80
Chlorbelastung
  stratosphärische 78
CLINO-Perioden 108
Clusteranalyse 116
CM-SAF 128

D

Dauerstufe 36
Drucktendenz
  extreme 13
Dürregrenze 68

E

Eistage 65
El Nino 114
Erstfrühling 102
EUMETSAT 128

F

Feldkapazität
  nutzbare 68
Feuchte
  Trend 84
Frosttage 65
Fruchtreife 104

G

GCOS 124
Gebietsniederschlagshöhe
  maximierte 37
Gesamtozon 78
GPCC 127
Grasreferenzverdunstung 48
Grenzschicht
  atmosphärische 19
Grundschicht 80
GSN 124
GTS 124
GUAN 124

H

Hochsommer 75
Hochwasserscheitel 33

I

ICSU 124
IOC 124

J

Jahresniederschlag 65
Jahrhunderthochwasser 26
Jährlichkeit 36

K

Klima
  -diagnose 134
  -überwachung 134
Klimaänderungen 17, 79
Klimaänderungssignal 116
Klimaatlas 122
Klimatrends 17, 20
Kriging-Verfahren 26

L

Laubverfärbung 103
Leitphase 101

M

MGN 37
Mitteltemperatur 55

N

Niederschlag 48
Niederschlagsklimatologie
  Weltzentrum für 26

O

Orkan 7
  Anatol 7
  Lara 66
  Lothar 66
Orkantief 12, 66
Ostwindzirkulation 88
Oszillation
  quasi-zweijährige 78
Ozean-Atmosphäre-Modell
  gekoppeltes 23
Ozonabbau
  chlorbedingter 80
Ozonminimum 80
Ozonschicht
  stratosphärische 78
Ozonschichtdicke 78
Ozontrends 80
  vieljährige 80

P

Pfingsthochwasser ... 26
Pflanzenphänologie ... 100
Phasen
  phänologische ... 99
Photoperiode ... 99
PMP ... 37

R

Rauhigkeitslänge ... 19
Repräsentanz ... 107
  räumliche ... 20
  zeitlich, räumlich ... 107
  zeitliche ... 108

S

Schneeglöckchenblüte ... 101
Schneeschmelze ... 31
Signifikanz
  statistische ... 107
Sommertag ... 64
Sonnenscheindauer ... 56, 64
Spitzenböen ... 19
Starkniederschlagsereignisse ... 35
Starkniederschlagstage ... 65
Stationsnetz
  Projektierung von ... 109
Stratosphäre ... 80, 89
  Abkühlung ... 79
Sturmhäufigkeit ... 17
Sturmtage ... 21

T

Temperaturen
  Jahresmittel ... 64
Test
  nicht-parametrisch ... 107
Thermopluviogramm ... 52
Tierphänologie ... 100
Tornado ... 57
Transpiration ... 68
Trend ... 107
  Birkenblattverfärbung ... 104
  Buchenblattentfaltung ... 103
  Niederschlagshöhe, Lufttemperatur ... 108
  Schneeglöckchenblüte ... 102
Trendanalyse ... 101, 105, 107
  klimatologische ... 109
Trendmonitoring ... 109
Trend-Rausch-Verhältnis ... 107
Trockenheitsindex ... 48, 49
  Definition ... 49
  Jahresgang ... 49
Tropopausenhöhe
  mittlere ... 79
Troposphäre ... 80, 89
  Erwärmung ... 79

U

UNEP ... 124

V

Vegetationsperiode ... 101
  Verlängerung ... 105
Verdrängungshöhe ... 19
Verdunstung ... 48
  tatsächliche ... 48
Vollfrühling ... 75
Vollherbst ... 103
Vorfrühling ... 75, 101
Vulkanaerosole ... 79
Vulkaneruption ... 78

W

Wachstumsstress ... 68
Wasserbilanz ... 48
  Jahresgang ... 49
  klimatische ... 69
Wasserstress ... 73
Wassertemperaturen ... 66
Wasserversorgung
  optimale ... 48
Welkepunkt ... 70
Wetterlagenklassifikation
  objektive ... 82
WMO ... 124

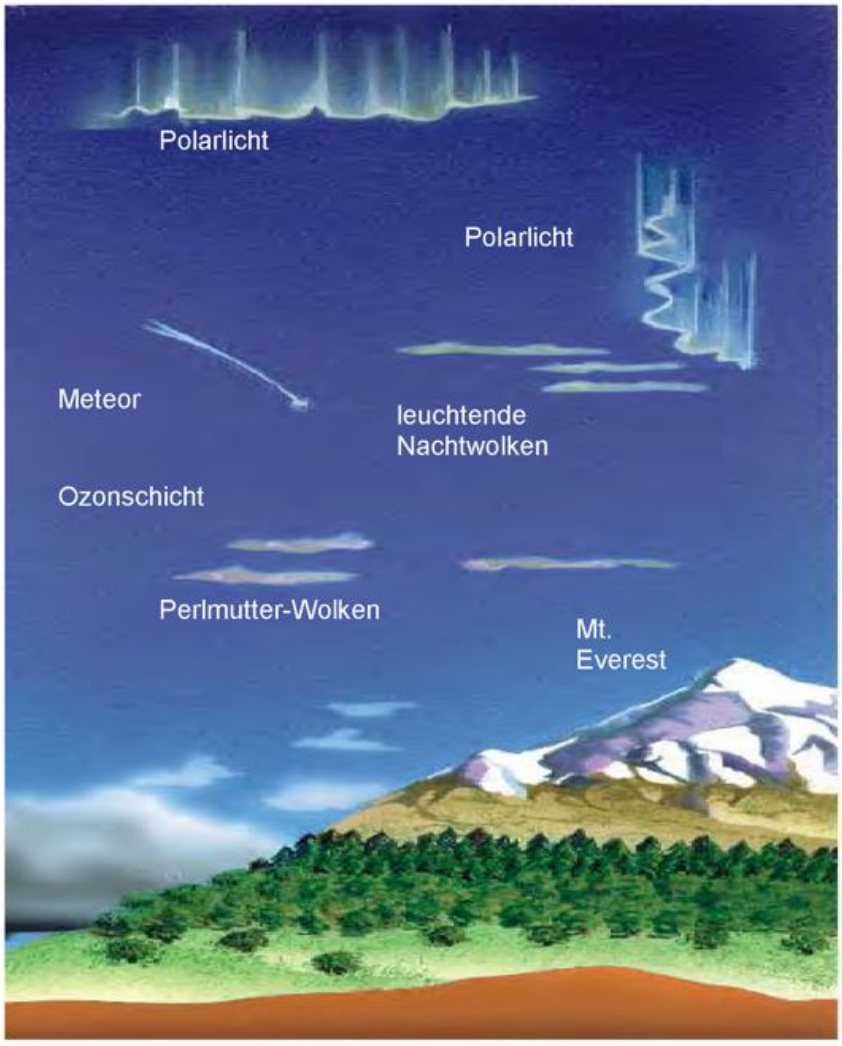
Z

Zirkulationsindizes ... 79
Zonalzirkulation ... 113, 114

Deutscher Wetterdienst

Klimastatusbericht

2000



Klimatologie der freien Atmosphäre

Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings

Langfristige Abnahme der Globalstrahlung

Vulkanismus und Klima

Herausgeber und Verlag
Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach

Postfach 10 04 65
63004 Offenbach

Der Klimastatusbericht im Internet:
http://www.ksb.dwd.de

ISSN 1437 - 7691
ISSN 1616 - 5063 (Internet)
ISBN 3-88148-368-3

Urheberrecht
Alle Rechte an den hier präsentierten Informationen liegen, soweit nicht anders vermerkt, beim DWD.
Die Nutzung der nachfolgenden Informationen bzw. Teilen davon ist nur unter Nennung des Quellenhinweises „ Deutscher Wetterdienst " gestattet. Eine kommerzielle Nutzung ohne ausdrückliche Genehmigung ist untersagt.

Zum Titelbild

Mit freundlicher Genehmigung:
Quelle: „Fonds der Chemischen Industrie" Folienserie 22 „Umweltbereich Luft", Ausgabe 1995 Graphik: diGraph 77933 Lahr

Liebe Leserin, lieber Leser

In ihrem dritten Bericht (*Third Assessment Report*; TAR) konstatiert das zwischenstaatliche Expertengremium der Vereinten Nationen „*Intergovernmental Panel on Climate Change*" (IPCC), dass die global gemittelte bodennahe Lufttemperatur im 20. Jahrhundert um 0.6°C (+/- 0.2°C) zugenommen hat (www.ipcc.ch). Unter zu Grunde Legung verschiedener Szenarien und mit Hilfe von Modellrechnungen wird für das 21. Jahrhundert ein weiterer globaler Anstieg um 1.4°C bis 5.8°C prognostiziert. Im gleichen Zeitraum wird im globalen Mittel ein Meeresspiegelanstieg von ca. 10 cm bis 90 cm erwartet. Die Evidenz für menschlichen Einfluss auf das globale Klima verstärkt sich und der Mensch ist es auch, der mit den Auswirkungen dieses Wandels konfrontiert wird. Schätzungen (www.pik-potsdam.de) gehen davon aus, dass sich die Schäden durch Klimaveränderungen weltweit auf mindestens 100 Milliarden Dollar jährlich belaufen werden. Höchste Zeit also, noch konsequenter und weltweit zu handeln!

Auch in Deutschland wird eine Zunahme der Lufttemperatur beobachtet; das Jahr 2000 war mit einer Mitteltemperatur von 9.9°C das wärmste Jahr in Deutschland seit es verläßliche Messungen gibt. Höchste Zeit also auch für die deutsche Politik und Wirtschaft noch konsequenter zu handeln!

Weitere Informationen rund um das Klima in Deutschland des vergangenen Jahres finden Sie -wie immer- auf den „gelben Seiten" dieses Berichts. Darüber hinaus wird in dieser Ausgabe speziell das Thema „Freie Atmosphäre" behandelt. Weitere Artikel zu speziellen Themen und Ereignissen runden den diesjährigen Bericht ab. An dieser Stelle möchte ich allen Autoren herzlich für ihre Beiträge danken.

Eine Bitte zum Schluß: Sagen Sie uns, was Ihnen an diesem Bericht gefallen hat bzw. was Ihnen nicht gefallen hat, was Sie vermisst haben bzw. überflüssig fanden etc.. Es liegt mit in Ihrer Hand, wie künftige Ausgaben des KSB inhaltlich gestaltet werden. Dazu benötigen wir Ihre Rückmeldung! Um Ihnen Ihre Rückmeldung zu erleichtern, haben wir einen Fragebogen in diesem Heft beigefügt und ich bitte Sie herzlich, diesen ausgefüllt an den DWD, Offenbach zu senden (der Fragebogen ist auch elektronisch verfügbar: www.ksb.dwd.de und weiter über „Inhalt" und „Ihre Meinung ist gefragt").

Nun wünsche ich Ihnen noch viel Vergnügen bei der Lektüre der nachfolgenden Artikel.

Herzlichst, Ihr



Martin Werscheck
Leiter des Referates „Grundlagen der Klimaüberwachung"

Aerologischer Schichtaufbau der Atmosphäre und Trends über Lindenberg

U. Leiterer, H. Dier, W. Adam

Aerologischer Schichtaufbau

Die Lufthülle der Erde, *Atmosphäre* genannt, ist der Lebensraum des Menschen und wird u.a. für den Luftverkehr genutzt. Die wesentlichen Erkenntnisse über den vertikalen Aufbau der Atmosphäre wurden erst vor ca. 100 Jahren gewonnen. Richard Aßmann, damaliger Direktor des Königlich Preußischen Aeronautischen Observatoriums Lindenberg, entdeckte etwa zeitgleich mit dem französischen Wissenschaftler Leon Tesserenc de Bort vom Observatorium in Trappes die Tropopause. Als *Tropopause* wird eine Sperrschicht bezeichnet, die die unteren Atmosphärenteile, die sog. *Troposphäre*, in der das eigentliche Wettergeschehen abläuft, von einer relativ stabilen darüber liegenden Schicht, der *Stratosphäre*, trennt. Anhand von Abbildung 1a und 1b sei der vertikale Schichtaufbau der Atmosphäre veranschaulicht. In Abbildung 1b sind die mittleren vertikalen Verteilungen von Temperatur, relativer Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit für mitteleuropäische Verhältnisse (Lindenberg: 52° N; 14° E) dargestellt.

Die untere Schicht der Troposphäre wird *atmosphärische* (oder auch planetare) *Grenzschicht* genannt. Die interne Struktur der atmosphärischen Grenzschicht wird wesentlich und unmittelbar durch die Wechselwirkung zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre bestimmt (turbulenter Austausch von Impuls, Wärme und Wasserdampf, Strahlungsprozesse, Einfluss der Bodenreibung, Konvektion). Die Höhe der atmosphärischen Grenzschicht variiert in Abhängigkeit von Ort, Tages- und Jahreszeit und den synoptischen Bedingungen. Über Mitteleuropa liegen charakteristische Werte im Winter bei einigen hundert Metern (Maximalwerte bei 1 bis 2 km), im Sommer bei 1,5 bis 2,5 km (maximal bis etwa 4 km).

Die atmosphärische Grenzschicht wird in drei Schichten eingeteilt:

- Laminare Unterschicht bis etwa 1 mm
- Prandtl-Schicht bis etwa 20-60 m
- Ekman-Schicht oberhalb der Prandtl-Schicht

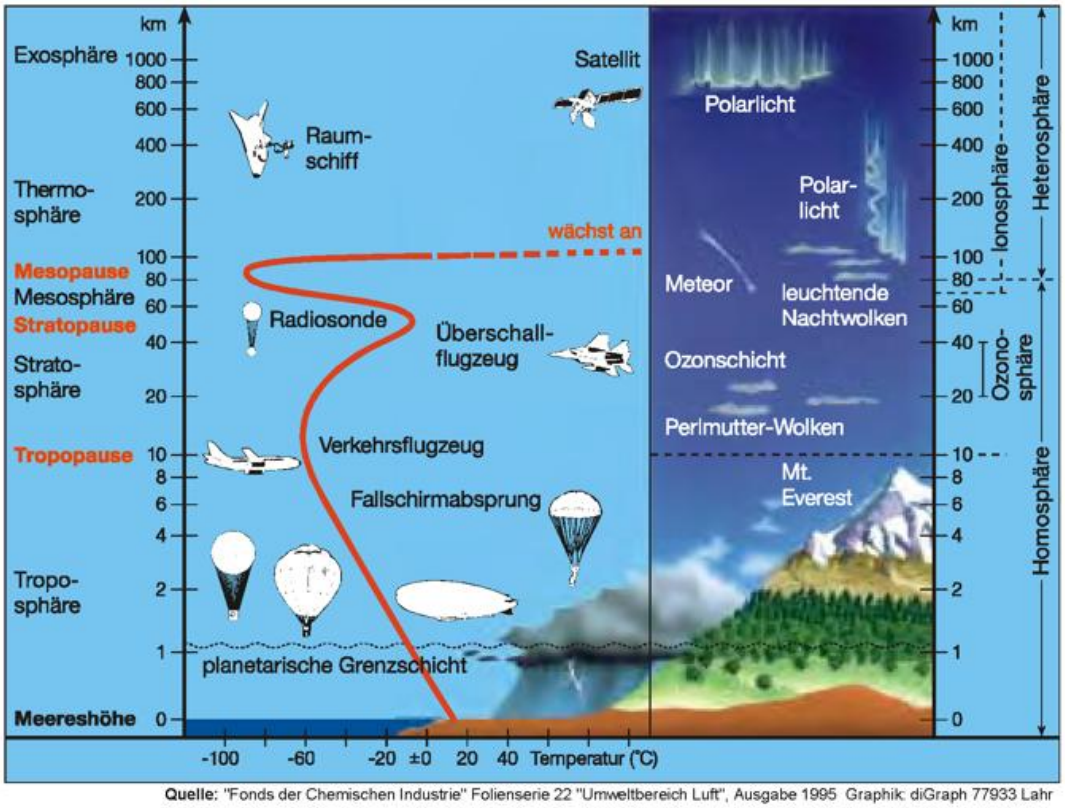
In der *laminaren Unterschicht* werden die Transportvorgänge von Impuls, Wärme und Feuchte von molekularen Vorgängen bestimmt.

In der darüber liegenden Schicht haben die Austauschvorgänge turbulenten Charakter und man spricht von der nach L. PRANDTL benannten *Prandtl-Schicht*, die je nach Windverhältnissen und Bodenrauigkeit bis 20-60 m reicht. Der vertikale turbulente Austausch von Impuls, fühlbarer und latenter Wärme ist in der Prandtl-Schicht nahezu konstant mit der Höhe. Es werden an der Obergrenze der Prandtl-Schicht bereits 50 bis 70% des reibungsfreien Windes erreicht. Die anschließende *Ekman-Schicht* beschreibt den Bereich, wo der vertikale turbulente Austausch von

Impuls, fühlbarer und latenter Wärme höhenabhängig wird (im Gegensatz zur Prandtl-Schicht). Detaillierte Beschreibungen zur atmosphärischen Grenzschicht sind z.B. in [1], [2] zu finden.

Im Bereich vom Boden bis ca. 3 km treten häufig Inversionen (Schichten mit Temperaturanstieg) auf, die die untere feuchte und wolkenreiche Troposphäre von einer oft sehr trockenen, oberen Troposphäre trennen. SCHNEIDER-CARIUS [3] führte den Begriff *Grundschicht* ein, die mit der Obergrenze der Dunstschicht zusammenfällt und je nach Wetterlage, z.B. für Lindenberg zwischen 1 und 4 km, schwankt. Diese Grundschicht enthält auch ca. 70% des atmosphärischen Wasserdampfes.

Die obere Troposphäre, die durch eine mittlere vertikale Temperaturabnahme von 6°C/km gekennzeichnet ist, dehnt sich in Höhenbereiche von 8 (Polargebiet) bis 18 km (Tropen) aus. Die mittlere Höhe der Troposphäre über Lindenberg der letzten 40 Jahre liegt bei ca. 10650 m. Dieser Bereich der Temperaturabnahme, der auch den Konvektionsraum der Wolken umfasst, wird nach oben durch die Tropopause, einer Sperrschicht abgeschlossen. Das Temperaturgefälle nimmt auf weniger als 2°C/km ab oder es sind *Isothermie* bzw. eine *Inversion* vorhanden. Die darüber liegende Schicht, die Stratosphäre, kann wiederum in 3 Bereiche eingeteilt werden, d.h. in eine isotherme Schicht zwischen 11 und ca. 20 km, eine Schicht mit einer Temperaturzunahme von 1°C/km bis ca. 32 km und 2,8°C/km bis ca. 48 km Höhe.



Quelle: "Fonds der Chemischen Industrie" Folienserie 22 "Umweltbereich Luft", Ausgabe 1995 Graphik: diGraph 77933 Lahr

Abb. 1a Schichtaufbau der Atmosphäre

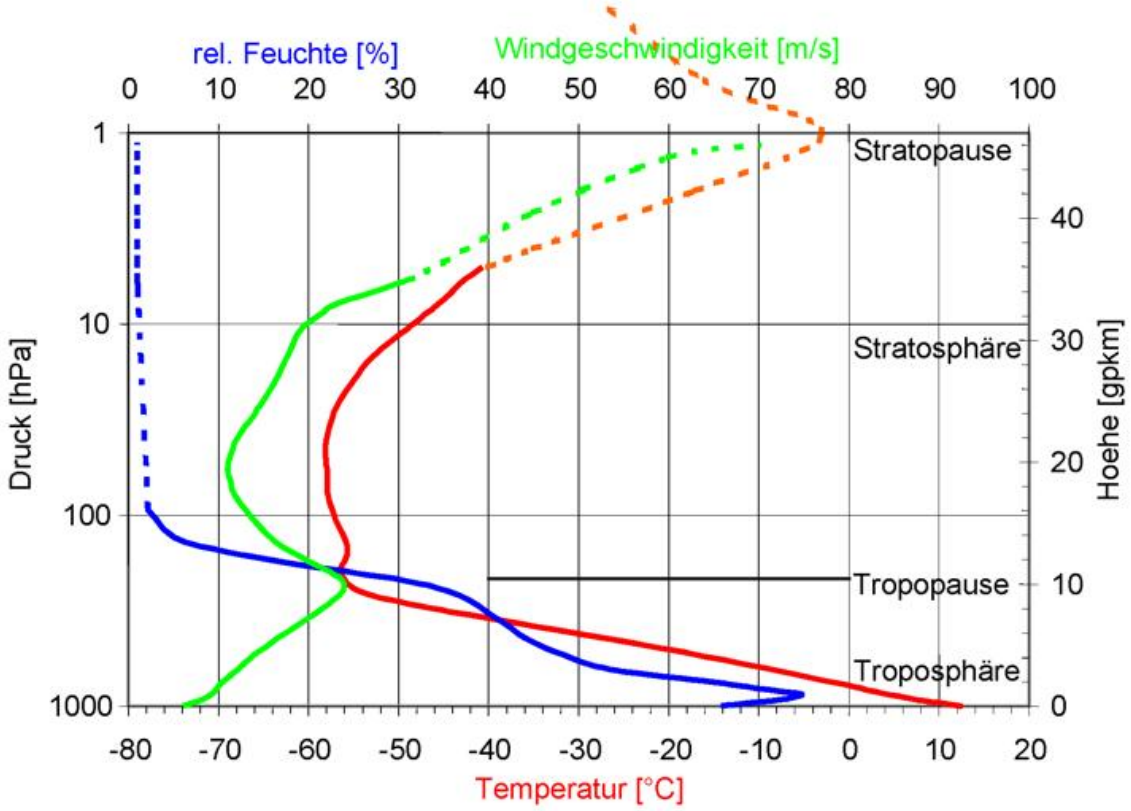


Abb. 1b Jahresmittel Radiosondierung 2000/12UTC

Diese Temperaturzunahme wird durch den Erwärmungseffekt der Ozonschicht in der Stratosphäre hervorgerufen. Die Temperaturzunahme (im Mittel bis auf -3°C) wird an der Stratopause in ca. 48 km Höhe beendet. Die nachfolgende Schicht wird *Mesosphäre* genannt (siehe Abb.1a) und ist gekennzeichnet durch eine erneute Temperaturabnahme bis auf ca. -86°C in ca. 90 km Höhe. Das Ende der Temperaturabnahme wird als *Mesopause* bezeichnet. Darüber (Bereich 90 bis 500 km) liegt die *Thermosphäre* mit einem extremen Temperaturanstieg auf einige 100°C. Der Begriff der Temperatur spiegelt auf Grund der sehr geringen Gasdichte nicht mehr die gemessene fühlbare Wärme wider, sondern die mittlere kinetische Energie der dort vorhandenen Luftmoleküle. Wird die mittlere freie Weglänge der Gasteilchen (Moleküle, Atome) zwischen zwei Zusammenstößen so groß, dass sie im Mittel nicht mehr zusammenstoßen, kommt man in die äußere Erdatmosphäre, die *Exosphäre*.

Die besprochene Schichteinteilung erfolgte im Wesentlichen nach dem Jahresmittel der Temperatur. Aus Abbildung 1b ist auch das mittlere Vertikalprofil der relativen Feuchte und der Windgeschwindigkeit für den Standort Lindenberg (Jahr 2000) erkennbar. In der Stratosphäre ist die relative Luftfeuchte in der Regel sehr gering (unter 1%). Die Windverhältnisse werden durch eine Windzunahme bis unterhalb der Tropopause charakterisiert, in der unteren Stratosphäre wird die Windgeschwindigkeit wieder geringer, um dann in der mittleren und oberen Stratosphäre erneut stark zuzunehmen.

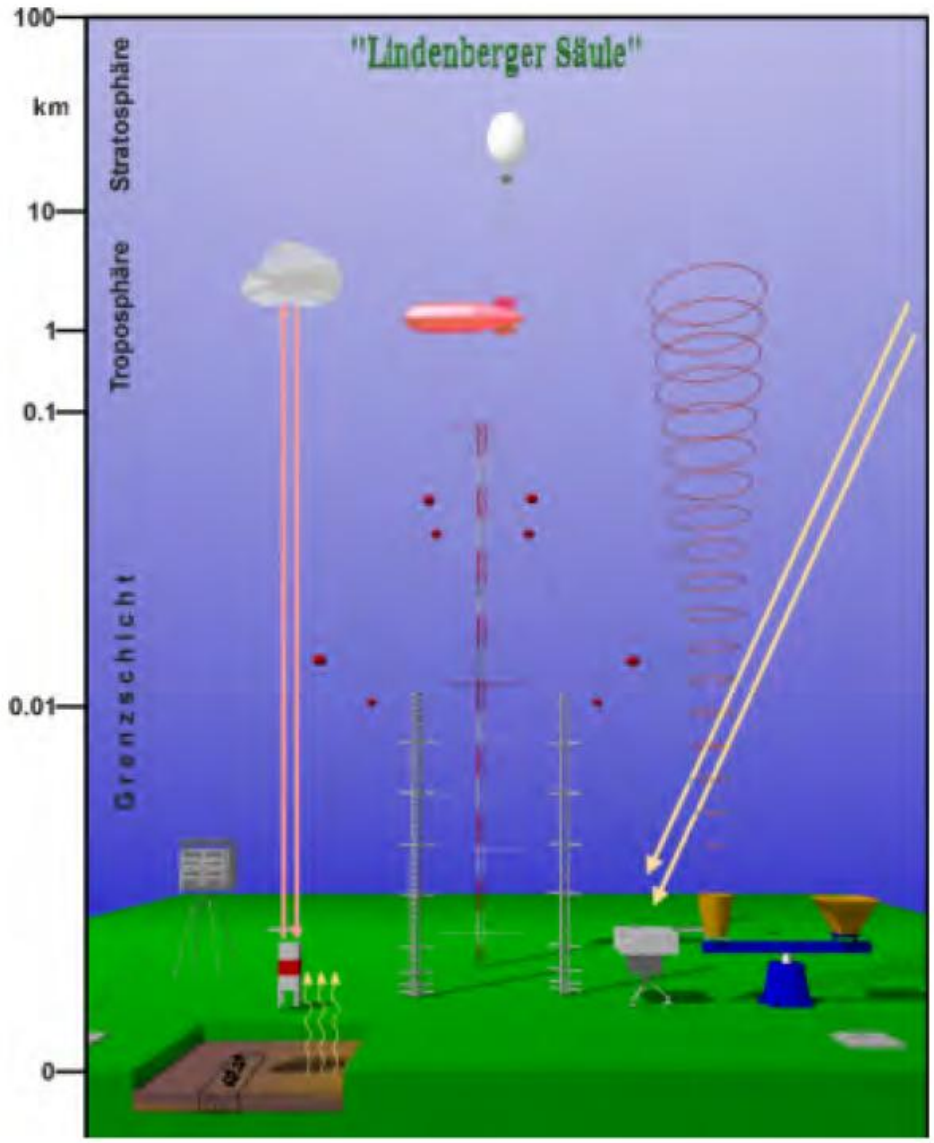


Abb. 2 Lindenberger Säule - Messsystem bestehend aus: Bodenbeobachtungen, aerologischen Messungen, aktiven und passiven Fernerkundungsmethoden.

Die Beobachtungstechniken am Observatorium Lindenberg

Grundlage für die Erforschung der meteorologischen Verhältnisse in der Atmosphäre ist eine geeignete Beobachtungstechnik, siehe auch STEINHAGEN [9] in diesem Beitrag. Abbildung 2 zeigt schematisch die Messsysteme, die zum Monitoring der atmosphärischen Parameter in Lindenberg eingesetzt werden: Messsysteme für Boden und bodennahe Luftschichten, Masten, Radiosonden für Temperatur, Feuchte, Wind und Ozonmessungen, Wolkenhöhenmesser (Ceilometer), Strahlungsmessungen (integral und spektral), indirekte Sondierungsverfahren (aktiv: Windprofiler/RASS, SODAR; passiv. Mikrowellenprofiler, GPS).

Langjährige aerologische Messreihen für die meteorologischen Parameter Temperatur, relative Luftfeuchte und Ozonpartialdruck

In den Abbildungen 3a, b, c sind die Zeitreihen für Temperatur, relative Feuchte und Ozon aus den vergangenen 4-Jahrzehnten (Dekaden) für drei typische Höhenregionen auf der Basis der Radiosondenmessungen des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg dargestellt.

In der Stratosphäre bei 50 hPa (Abb. 3a) wird eine Temperaturabnahme von ca. 0,45°C pro Dekade, entsprechend 1,8°C in ca. 40 Jahren beobachtet. Diese erhebliche Abkühlung der mittleren Stratosphäre korreliert mit der Abnahme des Ozonpartialdrucks von ca. 1,4 nbar pro Dekade. Gut sichtbar sind die vulkanischen Ereignisse, die gewaltige Sulfat- und Staubmengen in die Stratosphäre einbrachten. In relativ kurzem Zeitabstand nach dem Vulkanausbruch (0,5 bis 1,5 Jahre) führte dies zu einer Reduzierung der Ozonmenge und der damit verbundenen Abkühlung in der Schicht. Die negativen Temperaturabweichungen für die Jahre 1963 (Mt. Agung), 1983 (nach El Chicon) und 1992/93 (nach Pinatubo) sind gut zu erkennen. Auch die Ozonpartialdruck-Minima sind mit den Temperaturminima korreliert. Zusätzlich scheinen die Messreihen von zirkulationsbedingten Schwankungen überlagert zu sein. Die Temperaturdaten ab 1991 (Sonde RS 80) wurden mit +0,56°C für die Druckfläche 50 hPa korrigiert. Grundlage waren Vergleichmessungen mit der neuen Sonde RS 90, deren Temperatursensor (F-Thermocap) nur noch einen minimalen Strahlungsfehler hat. Die Temperatur-Messgenauigkeit der RS 90 ist besser als 0,1°C bis in Höhen von 30 km (10 hPa), wie von LUERS [7] gezeigt wird.

Messungen der relativen Feuchte bzw. des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses liegen aus diesem Höhenbereich über Lindenberg nicht vor. Allerdings zeigen ca. 20-jährige Messungen mit einem Frostpunkthygrometer in den mittleren Breiten (40°N, 105°W) über Boulder [4] eine Zunahme von 10% des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses, d.h. ca. 0,4 ppmv pro Dekade (bei einem Basiswert von ca. 4 ppmv im Jahr 1980). Diese Zunahme des Wasserdampfes bei ca. 20 km ist zusätzlich mit der genannten Temperaturabnahme gekoppelt, wodurch es dann zu einer verstärkten Zunahme der relativen Feuchte kommen muß. Damit nimmt die Häufigkeit der Bedingungen für das Entstehen stratosphärischer Wolken zu.

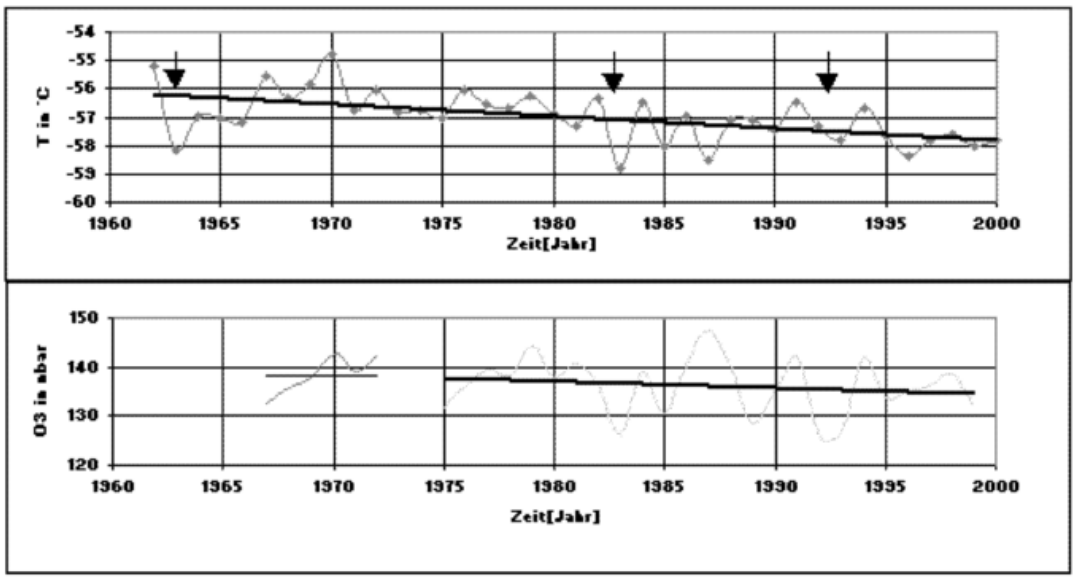


Abb. 3a Temperatur und Ozonpartialdruck bei 50 hpa.

In der oberen Troposphäre, direkt unterhalb der Tropopause bei 300 hPa (ca. 9 km), wird eine vergleichsweise (zu 50 hPa) geringfügige Temperaturzunahme von 0,1°C pro Dekade festgestellt (Abb. 3b). Die Abnahme des Ozonpartialdruckes mit 1,3 nbar pro Dekade ist absolut in gleicher Größenordnung wie in der Stratosphäre, relativ dagegen wesentlich stärker, wenn von einem Bezugswert von etwa 30 nbar im Jahr 1980 ausgegangen wird.

In Abb. 3b wird eine *homogenisierte* Zeitreihe der relativen Luftfeuchte für die obere Troposphäre über ca. 40 Jahre vorgestellt. Dabei wurden die generellen Probleme der Homogenisierung von Zeitreihen drastisch sichtbar. In der fast 40-jährigen Messreihe wurden verschiedene Typen von Feuchtesensoren verwendet, d.h. bis 1970 die deutsche Freiberg-Radiosonde mit einer *Haarharfe*, bis 1991 russische Sonden (RKS-2, RKS-5, MARZ 2.2) mit einer *Goldschlägerhaut* und ab 1992 finnische Sonden mit einem sog. *A-Humicap* (kapazitive Polymermessung). Da es in den letzten Jahren gelang, ein sehr genaues Referenz-Feuchtemessverfahren mit einer Absolutgenauigkeit von ±1% im gesamten Temperaturbereich der Troposphäre zu entwickeln [5], [6], konnten rückwirkend zunächst alle RS 80-Aufstiege korrigiert werden. Ausgehend von den Mittelwerten und unter Berücksichtigung der Trends der zeitlich davor liegenden Messperioden „Goldschlägerhaut", „Haarharfe" wurde eine korrigierte Feuchtemessreihe aufgebaut. Es ergibt sich eine geringe Feuchteabnahme von 0,8% pro Dekade für die obere Troposphäre. Eine plausible Interpretations-hypothese kann derzeit noch nicht gegeben werden. Auf Grund der Gesamtproblematik der Genauigkeit der Feuchtemessungen und der Schwierigkeiten bei der Homogenisierung der drei Teilstücke der Messreihe besteht noch Bedarf an weiteren Untersuchungen.

In der unteren Troposphäre, für die die Druckfläche von 850 hPa (ca. 1,5 km) repräsentativ ist, ergibt sich folgendes Bild (Abb. 3c): Die Temperatur steigt mit 0,1°C pro Dekade, dem allgemein anerkannten derzeitigen Erwärmungstrend der bodennahen Erdatmosphäre folgend.

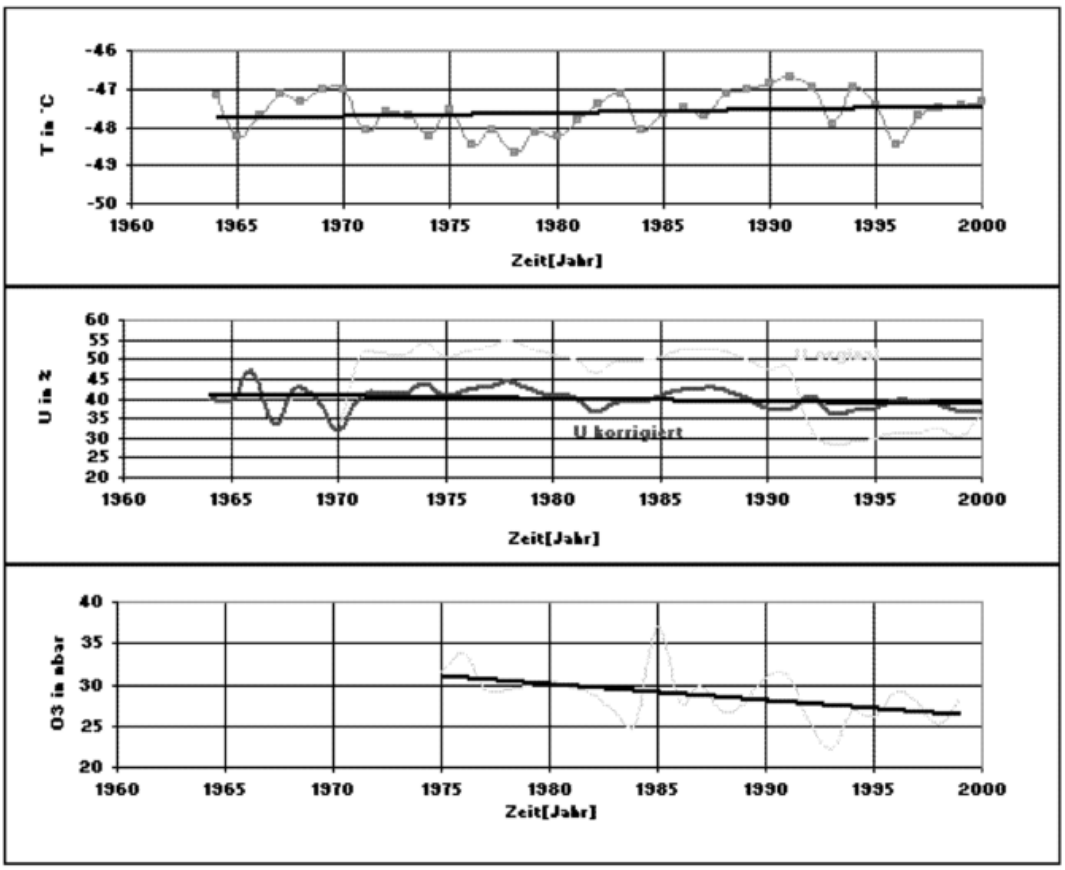


Abb. 3b Temperatur, rel.Feuchte und Ozonpartialdruck bei 300 hPa.

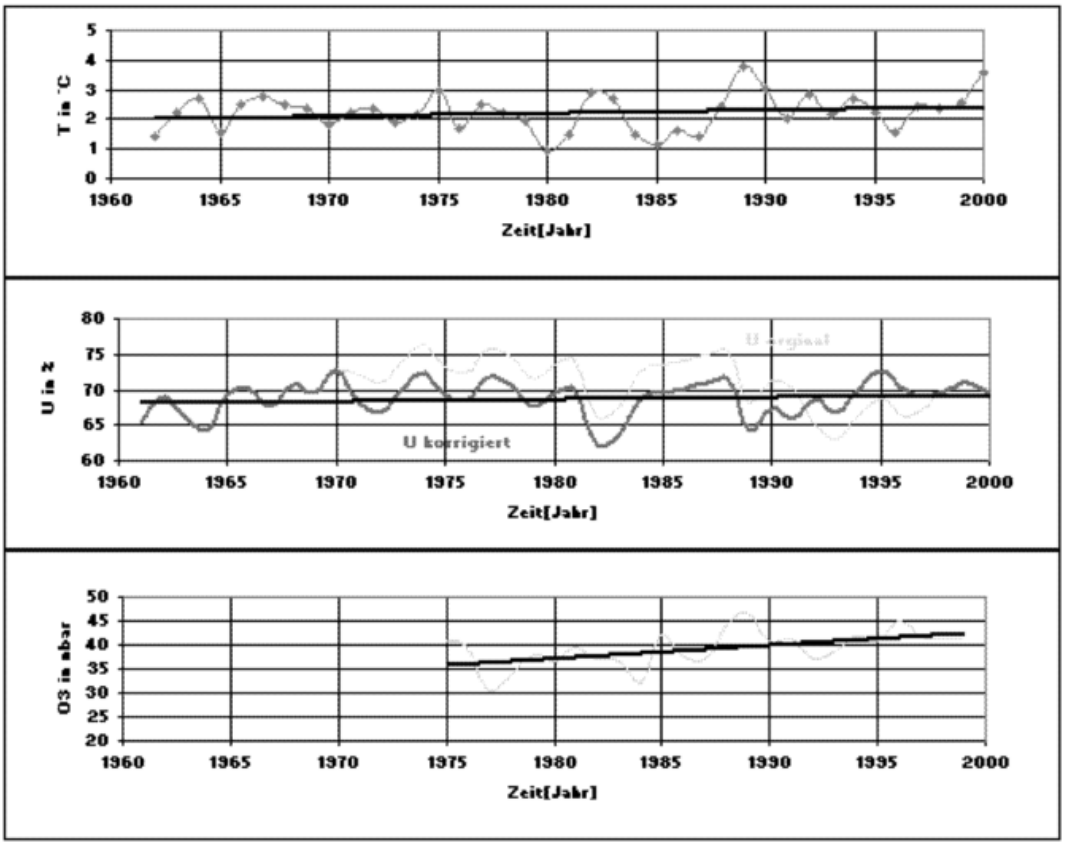


Abb. 3c Temperatur, rel.Feuchte und Ozonpartialdruck bei 850 hPa.

Der Partialdruck des Treibhausgases Ozon nimmt auch zu, und zwar erheblich mit 2,7 nbar pro Dekade, bzw. um 14% in den letzten 20 Jahren, wenn 37 nbar für 1980 als Bezugswert angesetzt werden. Die Ursachen (Zunahme der Stickoxidemissionen) sind bekannt. Auch die relative Feuchte erhöht sich, wie die korrigierte und homogenisierte Messreihe zeigt. Die Gesamtzunahme über 40 Jahre beträgt ca. 1,2%, d.h. 0,3% pro Dekade. Der Mechanismus, der zu einer Zunahme der mittleren relativen Feuchte führt, ist sehr komplex; die generelle Temperaturzunahme sowie zirkulationsbedingte Veränderungen könnten eine Rolle spielen. RAPP [8] konnte für den Wasserdampfpartialdruck in Bodennähe (ca. 2 m über Grund) über Mitteleuropa eine leichte Erhöhung nachweisen.

Literatur

[1] Allgemeine Meteorologie, 3. Auflage, Deutscher Wetterdienst, Offenbach Mai 1987 ISBN 3-88148-236-9

[2] The Climate Near the Ground, 5. Ed., R. Geiger, R.H: Aron, P. Todhunter, Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft, Wiesbaden 1995, ISBN 3-528-08948-2

[3] Die Grundschicht der Troposphäre K. Schneider-Carius, in Probleme der kosmischen Physik, Bd. 26, Geest & Portig Leipzig, 1953

[4] Increase in lower-stratospheric water vapour at a mid-latitude Northern Hemisphere site from 1981 to 1994 S. J. Oltmans, D.J. Hofmann Nature, Vol 374, March 1995, 146-149

[5] Improvements in Radiosonde Humidity Profiles Using RS 80/RS 90 Radiosondes of Vaisala U. Leiterer, H. Dier, T. NaebertBeitr. Phys. Atmosph., Nov. 1997, 319 - 336

[6] Method for Correction of RS 80-A-Humicap Humidity profiles. U. Leiterer, H. Dier, D. Nagel, T. Naebert, D. Althausen, K. Franke Report, Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg, 2000

[7] Temperature Error of the Vaisala RS 90 Radiosonde J. K. Luers J. of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 14, Dec. 1997, 1520-1532

[8] Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland J. Rapp Berichte des DWD, Nr. 212, 2000

[9] Messgeräte und –verfahren zur Vertikalsondierung H. Steinhagen Klimastatusbericht 2000, Deutscher Wetterdienst, Offenbach 2001.

Bodengebundene Fernerkundungssysteme zur Vertikalsondierung aerologischer Parameter für operationelle Anwendungen

H. Steinhagen

Einleitung

Die Leistungsfähigkeit bodengebundener Fernerkundungsmethoden ist hinsichtlich der verwendeten Interpretationsmethoden und der technischen Ausrüstung in der Vergangenheit wesentlich verbessert worden, so dass derzeit mit verschiedenen Messsystemen ein neuartiger Datentyp bereitgestellt werden kann, der den vertikalen Verlauf von Wind, Temperatur und Wasserdampf mit einer zeitlichen Auflösung im Bereich von 1 bis 60 Minuten beschreibt (Clifford et al., 1994, Engelbart and Steinhagen, 2000). Durch Anwendung dieser neuen Messverfahren werden einerseits neue Möglichkeiten für die Analyse und Interpretation der mesoskaligen Vertikalstruktur der Atmosphäre eröffnet. Andererseits kann durch die Bereitstellung entsprechender Daten für die Validierung und den Antrieb numerischer Vorhersage- und Ausbreitungsmodelle, für synoptische Kurzfristprognosen und Überwachungssysteme sowie für die Parametrisierung mesoskaliger Atmosphärenstrukturen den verschiedenartigen Anforderungen nach zeitlich und räumlich hochaufgelösten Messinformationen entsprochen werden. Dabei ist auch in Zukunft von einer Kombination direkter und indirekter Messverfahren in operationellen Messnetzen auszugehen.

Vorteile bodengebundener Fernerkundungsverfahren

Bei der Erfassung von atmosphärischen Strukturen bis hinunter in den Mikro-α Bereich zeigen die in dem weltweiten operationellen aerologischen Messnetz von ca. 800 Stationen täglich 2 – 4 mal durchgeführten Radiosondenmessungen einige nicht überwindbare methodische Mängel:

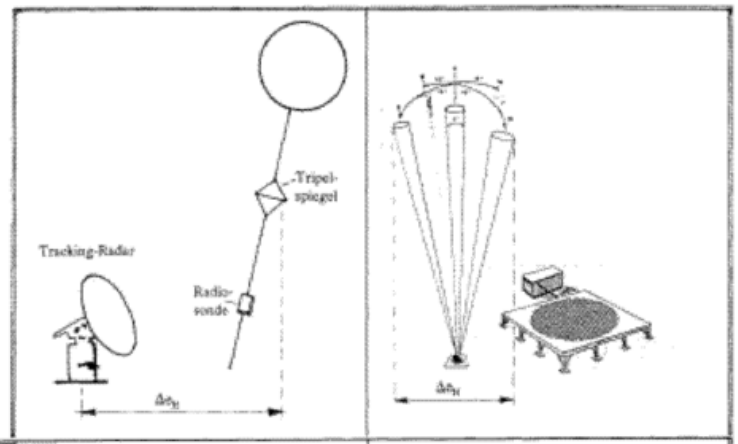
- Aufgrund der geringen Aufstiegsgeschwindigkeit der Radiosonde existiert zwischen der Messung in verschiedenen Schichten der Atmosphäre eine Zeitverzögerung. So vergehen bei einer Ballonsteiggeschwindigkeit von v_A = 5 m/s zwischen der Erfassung aerologischer Messgrößen in der bodennahen Schicht und einer Höhe von 30 km etwa 100 Minuten. Demzufolge können die atmosphärischen Strukturen in verschiedenen Schichten nicht zeitsynchron erfasst werden.
- Die horizontalen Windkomponenten führen zu einem räumlichen Verdriften der Radiosonde, so dass bei hochaufgelösten Modellen keine vollständigen Profile für einen Gitterpunkt gewonnen werden können. In Abhängigkeit von der horizontalen Windgeschwindigkeit v_H können die Radiosonden um 30 km (v_H=5m/s) bis 120 km (v_H=20m/s) verdriften (s.a. Abb. 1).

- Das standardgemäße Zeitintervall aufeinanderfolgender Radiosondenmessungen von 6 bzw. 12 Stunden ist für die Erfassung mesoskaliger Strukturen nicht ausreichend. Dieses Zeitintervall kann jedoch nur mit erheblichem logistischen Aufwand verringert werden.

Die genannten methodischen Mängel können durch den Einsatz bodengebundener Fernerkundungssysteme wie Windprofiler Radar (WPR), Radio-Akustischen Sondierungssystemen (RASS), Mikrowellenradiometern (MR) und akustischen Sondierungssystemen (Sodar) vermieden werden. Diese Messsysteme ermöglichen die Erfassung vertikaler Wind-, Temperatur- und Wasserdampfprofile in einer vertikalen Luftsäule mit hoher zeitlicher Auflösung von 1 bis 60 Minuten (s.a. Abb. 1). Überdies haben bodengebundene Fernerkundungssysteme für den Einsatz in meteorologischen Messnetzen den Vorteil, dass die laufenden Kosten für eine Messung im Vergleich zur Radiosondierung sehr gering sind und die Erzeugung der meteorologischen Daten, deren Qualitätskontrolle sowie die Systemüberwachung vollautomatisch ohne Bedienpersonal erfolgen kann. Durch Kombination verschiedener bodengebundener Fernerkundungssysteme ist es möglich, alle mit einer Radiosonde gemessenen meteorologischen Parameter bereitzustellen. Der gesamte vertikale Messbereich einer Radiosonde kann jedoch nur durch Kombination von boden- und satellitengebundenen Fernerkundungssystemen erfasst werden.

Bodengebundene Vertikalsondierung meteorologischer Parameter

In den vergangenen 20 Jahren wurden Windprofiler-Radar (WPR), die eine Messung von Vertikalprofilen des Windvektors mit hoher zeitlicher Auflösung auf der Grundlage der Rückstreuung von in die Atmosphäre abgestrahlten elektromagnetischen Wellen ermöglichen, zunehmend in der meteorologischen Forschung eingesetzt. Durch die erfolgreiche Implementierung des amerikanischen Windprofiler- Demonstrationsnetzes (NOAA, 1994) sowie eines europäischen, experimentellen Netzwerkes von WPR, das 1997 im Rahmen von FASTEX (Fronts and Atlantic Storm Track Experiment) und CWINDE (COST Wind Initiative for a Network Demonstration in Europe) von der europäischen COST 76 Aktion erstmals getestet wurde, konnten die Vorzüge eines operationellen Einsatzes dieser neuartigen Systeme aufgezeigt werden. Es gibt 3 WPR-Grundtypen, die in den Frequenzbereichen bei 50, 400 oder 1000 MHz arbeiten. In Abhängigkeit von diesen Frequenzen erfassen WPR verschiedene Höhenbereiche der Atmosphäre, die typisch mit 1,5-25 km (50 MHz), 0,5-16 km (400 MHz) oder 0,1-3 km (1000 MHz) angegeben werden können (Clifford et al., 1994). In Deutschland sind für diese Anwendungen Frequenzen von 53.5, 482 und 1290 MHz vorgesehen.



Sondierungsmethode	Radiosondierung	Windprofiler-Radar
Zeit für Einzelmessung	Δt = 100 min (v_A = 5 m/s)	Δt = 1 - 5 min
Horizontaler Meßbereich Δe_H	30 km bei v_H = 5 m/s 120 km bei v_H = 20 m/s	1,6 km bei: h = 3000 m, α = 15° 6,4 km bei: h = 12000 m, α = 15°
Zeitintervall für aufeinanderfolgende Messungen	ΔT = 6 (12) h ΔT_{min} = 2 h	ΔT = 60 min ΔT_{min} = 5 min

Abb. 1 Vergleich von Radiosondierung und bodengebundener Fernerkundung, speziell Windprofiler Radar, hinsichtlich der Zeit für eine einzelne Messung im gesamten vertikalen Messbereich, des horizontalen Messbereiches und des Zeitintervalls für aufeinanderfolgende Messungen.

Mit den Erprobungen der ersten europäischen 1290 MHz und 482 MHz WPR am Meteorologischen Observatorium Lindenberg (MOL) wurden die Voraussetzungen für den operationellen Einsatz dieser neuartigen Systeme im DWD geschaffen (Engelbart et al.,1996; Steinhagen et al., 1998). Das aufgrund seines Höhenmessbereiches für operationelle Anwendungen in Wetterdiensten prädestinierte 482 MHz WPR, arbeitet mit verschiedenen Höhen- und Zeitauflösungen. Typisch sind vertikale Auflösungen von 250 und 500 m. Dabei kann ein vertikaler Messbereich von 0,5-16 km mit einer 80%-Verfügbarkeit bei 12,8 km erfasst werden. Langzeitvergleiche der Windmessung mit dem 482 MHz WPR und entsprechenden Radiosondenmessungen zeigten, dass die Differenz der Horizontalgeschwindigkeit kleiner als 0,4 m/s im unteren und 0,7 m/s im oberen Höhenbereich und somit geringer als die durchschnittliche Messgenauigkeit beider Systeme ist (Görsdorf, 2000). Windmessungen in Höhen bis 500 m können vorteilhaft aus Sodarmessungen mit einer vertikaler Auflösung von ca. 20 m gewonnen werden (Engelbart et al., 1999).

Auf der Grundlage der Rückstreuung elektromagnetischer Wellen an akustischen Wellenstrukturen, die in die Atmosphäre ausgesandt wurden, können Vertikalprofile der virtuellen Temperatur mit hoher vertikaler und zeitlicher Auflösung gewonnen werden. Derartige Radio-Akustische SondierungsSysteme (RASS) können als Ergänzung sowohl zu einem WPR als auch zu einem Sodar implementiert und operationell betrieben werden. Dabei beruht die Bestimmung der Temperatur auf dem Zusammenhang zwischen Schallgeschwindigkeit und virtueller Temperatur. Der vertikale Messbereich von RASS wird in erster Linie durch die atmosphärische

Dämpfung akustischer Wellen bestimmt und beträgt etwa 0,4–4 km für das 482 MHz WPR/RASS und 30–300 m für ein Sodar/RASS (Steinhagen et al., 1998; Engelbart et al., 1999).
In den vergangenen 10 Jahren wurden auch Fernerkundungstechnologien entwickelt, um den für den Ablauf atmosphärischer Prozesse wichtigen Parameter Wasserdampf mit hoher zeitlicher Auflösung zu erfassen. Für wetterdienstliche operationelle Anwendungen hat sich der Einsatz von Mehrkanal-Mikrowellenradiometern, sogenannten Mikrowellenradiometer-Profilern (MRP), als besonders zweckmäßig erwiesen, weil diese Systeme unter Allwetterbedingungen, mit Ausnahme bei Regen, zuverlässig betrieben werden und überdies, unter der Voraussetzung der Implementierung entsprechender Empfangskanäle, neben Wasserdampfprofilen auch Vertikalprofile der Temperatur und des Flüssigwassers bereitstellen können.
Wegen der Bedeutung des Wasserdampfes für den Wasserhaushalt der Atmosphäre ist auf Vorschlag der Leitung des WCRP (World Climate Research Programme) vorgesehen, am MOL einen Validierungspunkt für boden- und satellitengebundene Fernerkundungssysteme zur Sondierung des Wasserdampfes im Rahmen des „Global Water Vapour Project" (GVaP) zu errichten. Mit der Implementierung eines MRP am MOL wurde ein erster wichtiger Schritt zur Erweiterung des MOL-Mess-programms zu einer GVaP-Referenzstation getan.

Integrierte Fernerkundungssysteme

Die Bereitstellung von Vertikalprofilen des Windes, der Temperatur und des Wasserdampfes mit hoher zeitlicher und vertikaler Auflösung kann nur durch Kombination verschiedener bodengebundener Fernerkundungssysteme erfolgen (Steinhagen et al. 2000), wie z.B. durch Kombination von WPR, RASS und MRP.
Abb. 2 zeigt ein integriertes Fernerkundungssystem bestehend aus 2 WPR jeweils kombiniert mit RASS, einem Sodar/RASS und einem MRP, wie es am MOL implementiert wurde, um für den Referenzpunkt der „Lindenberger Säule" sich ergänzende und z.T. überlappende Messinformationen in hoher zeitlicher und angepasster vertikaler Auflösung als Langzeitmonitoring bereitzustellen. Alle Messdaten werden in der Datenbank „Lindenberger Säule" gespeichert und stehen dort für weitere Auswertungen und Validierungen zur Verfügung. Für Echtzeit-Nutzer werden die WPR-/RASS-Daten auch real-time zum europäischen WPR-Datenzentrum nach Bracknell/UK sowie für die regionale Vorhersage zum RZ Potsdam und zur Fww Tempelhof übertragen. Real-time-Daten der MOL-WPR werden neben anderen europäischen WPR auch im Internet unter http://www.meteo.gov.uk/sec5/sec5pg5.html präsentiert.
Ausgehend von dem erreichten Entwicklungsstand bei der Anwendung von WPR/RASS hat der Deutsche Wetterdienst im Rahmen des Projektes „Messnetz 2000" entschieden, sein aerologisches Messnetz mit den sehr aufwendigen Ballonsondierungen durch zeitlich höher auflösende 482 MHz WPR-/RASS-Messungen zu ergänzen, so dass ab 2002-2004 die Bereitstellung dieser Messinformationen im aerologischen Messnetz des DWD vorgesehen ist (Lehmann et al., 1999; Lehmann et al. 2000).

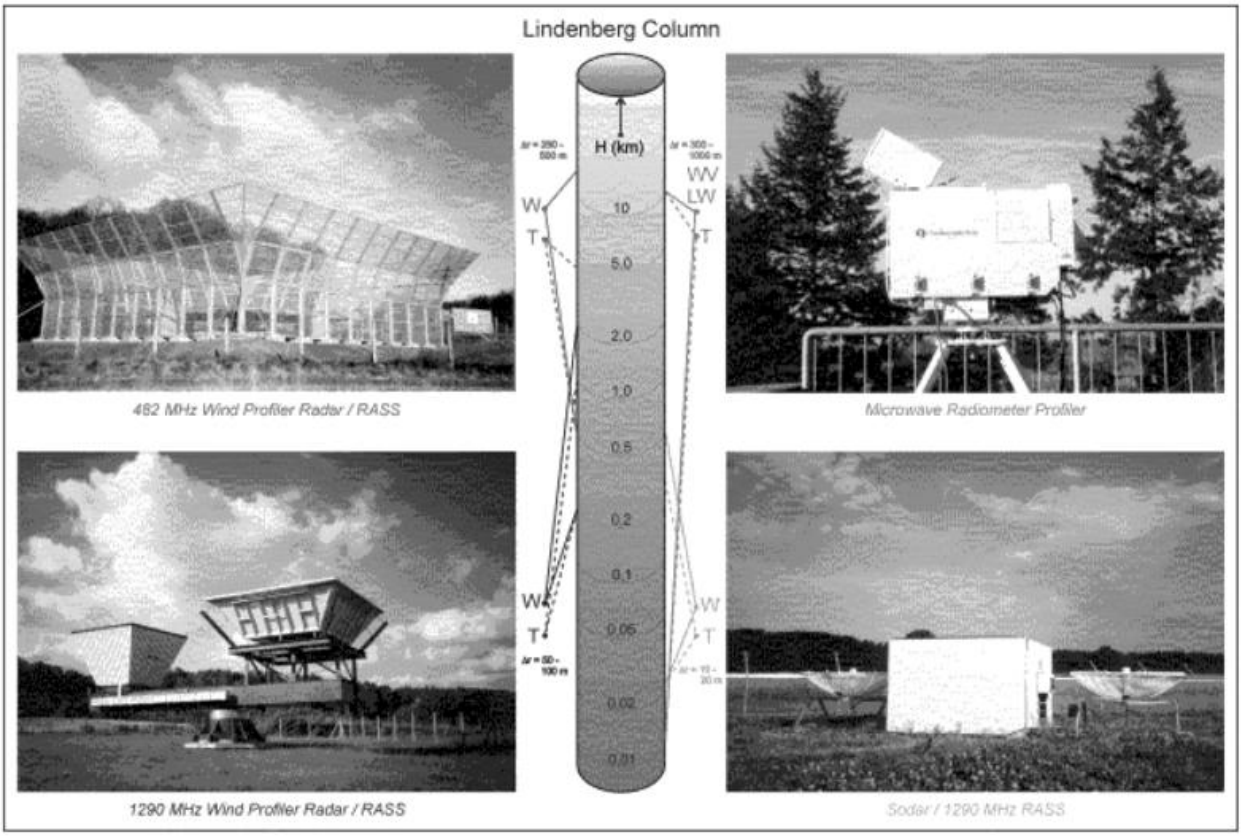


Abb. 2 Integriertes bodengebundenes Fernerkundungssystem bestehend aus 482 MHz WPR/RASS (links, oben), 1290 MHz WPR/RASS (links, unten) Sodar/ 1290 MHz RASS (rechts, unten) und MRP (rechts, oben) zur Vertikalsondierung des Windes (W), der Temperatur (T), des Wasserdampfes (WV) und des Flüssigwassers (LW) innerhalb der „Lindenberger Säule" mit einer zeitlichen Auflösung von 1 - 60 Minuten und einer variablen vertikalen Auflösung von Δr.

In Tabelle 1 sind für die am MOL implementierten bodengebundenen Fernerkundungssysteme aus Abb. 2 die wesentlichen anwenderspezifischen Merkmale (vertikaler Messbereich, vertikale Auflösung und Mittelungsintervall) im Vergleich zur Radiosondenmessung angegeben.

System	Vertikaler Messbereich			Vertikale Auflösung	Mittelungsintervall		
	Wind	Temp	Wasser-dampf		Wind	Temp	Wasser-dampf
Sodar/RASS	20-400m	30-300m	-	20m	10min	10min	-
1290 MHz WPR/RASS; Low-Mode	0,2-2km	0,2-1,0km	-	100m	25min	5min	-
482 MHz WPR/RASS; Low-Mode	0,5-7,5km	0,4-3km	-	250m	25min	5min	-
482 MHz WPR/RASS; High-Mode	2,6-16km	--	-	500m	25min	-	-
MWR	-	0,1-10km	0,1-10km	0,3-1km	-	10min	10min
Rawinsonde	0,3-35km	0-35km	0-35km	50-100m	-	-	-

Tab. 1 Vertikaler Messbereich, vertikale Auflösung und Mittelungsintervall bodengebundener Fernerkundungssysteme und der Radiosondenmessungen.

Fallbeispiel von Messungen bodengebundener Fernerkundungssysteme

Abb. 3 zeigt ein Fallbeispiel halbstündlich gemittelter 482 MHz WPR-Messungen als Zeit-Höhendarstellung vom 21.11.–22.11.2000, (12:00 UTC). In dieser Darstellung ist die Messung im „Low-Mode" (vertikale Auflösung: 250 m; Höhenmessbereich: 0.5-7.5 km) mit der Messung im „High-Mode" (vertikale Auflösung: 500 m; Höhenmessbereich: 2.6-16 km) kombiniert. Die Wettersituation an diesen Tagen war einerseits durch das über den Britischen Inseln liegende Tief TRACY und den nachfolgenden Wirbel WINNIE, der TRACY vollkommen in seine Zirkulation aufnahm und andererseits durch ein ausgeprägtes Hochdruckzentrum im Raum Murmansk/Archangelsk gekennzeichnet, das einen Kerndruck von mehr als 1040 hPa aufwies. Die okkludierenden Fronten der Tiefdruckgebiete kamen zunächst am 21.11. außerordentlich schnell nach Osten voran. In Abb. 3 ist der Jet am 21.11 von 12:00 bis 19:00 UTC im Höhenbereich von 6 bis 9.5 km mit einer maximalen Windgeschwindigkeit von ca. 40 m/s bei 7 km und süd-südwestlichen Windrichtungen deutlich zu erkennen. Im Höhenbereich bei 7 km drehte die Windrichtung am 21.11. zwischen 19:00 und 22:00 von Südwest auf Nordwest. Mit dem Durchgang eines Höhentroges zwischen 21:00 des 21.11. und 01:00 des 22.11. trat im Höhenbereich um 7 km eine maximale Windgeschwindigkeit von 32 m/s auf.

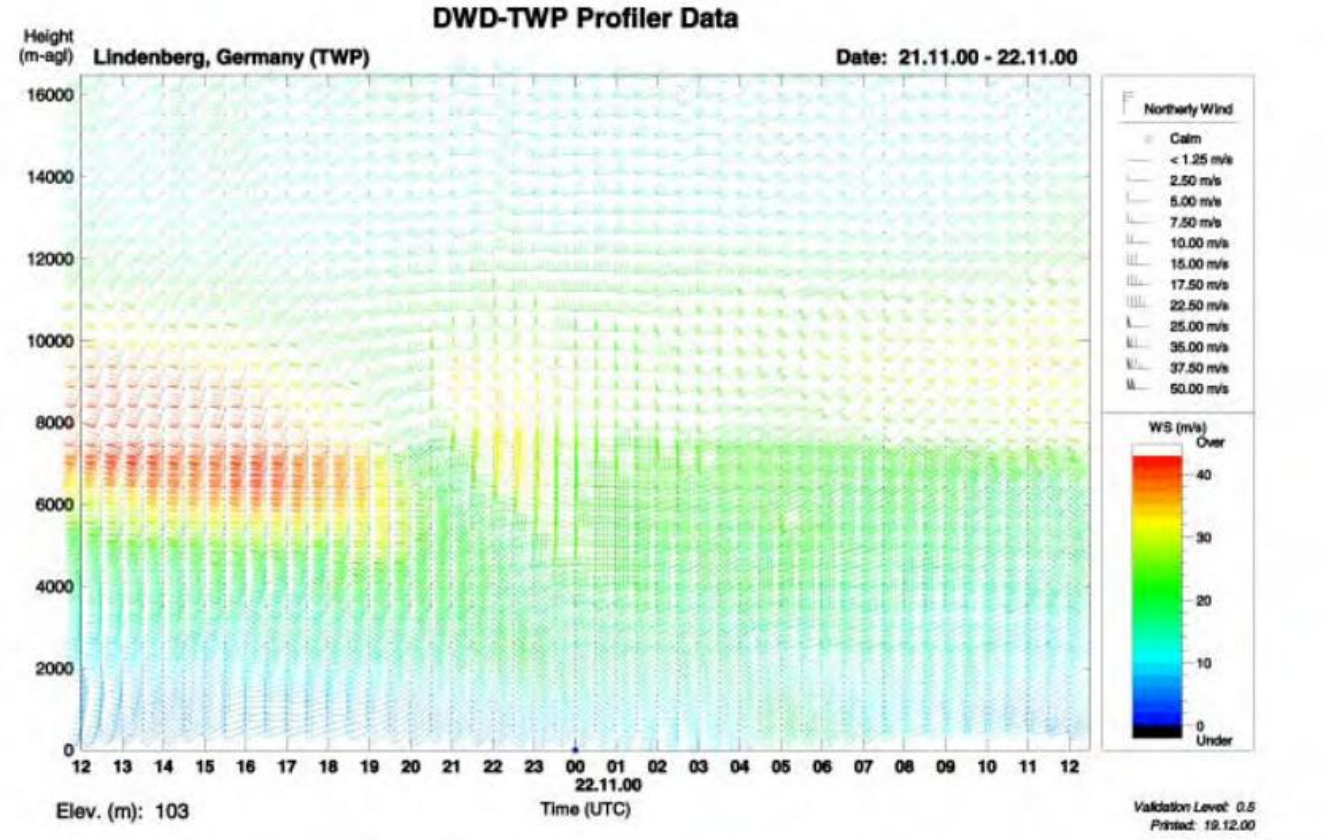


Abb. 3 Zeit-Höhendarstellung von halbstündlich gemittelten Windmessungen im Low- und High-Mode des 482 MHz WPR vom 21. November 2000, 12:00 UTC bis 22. November 12:00 UTC.

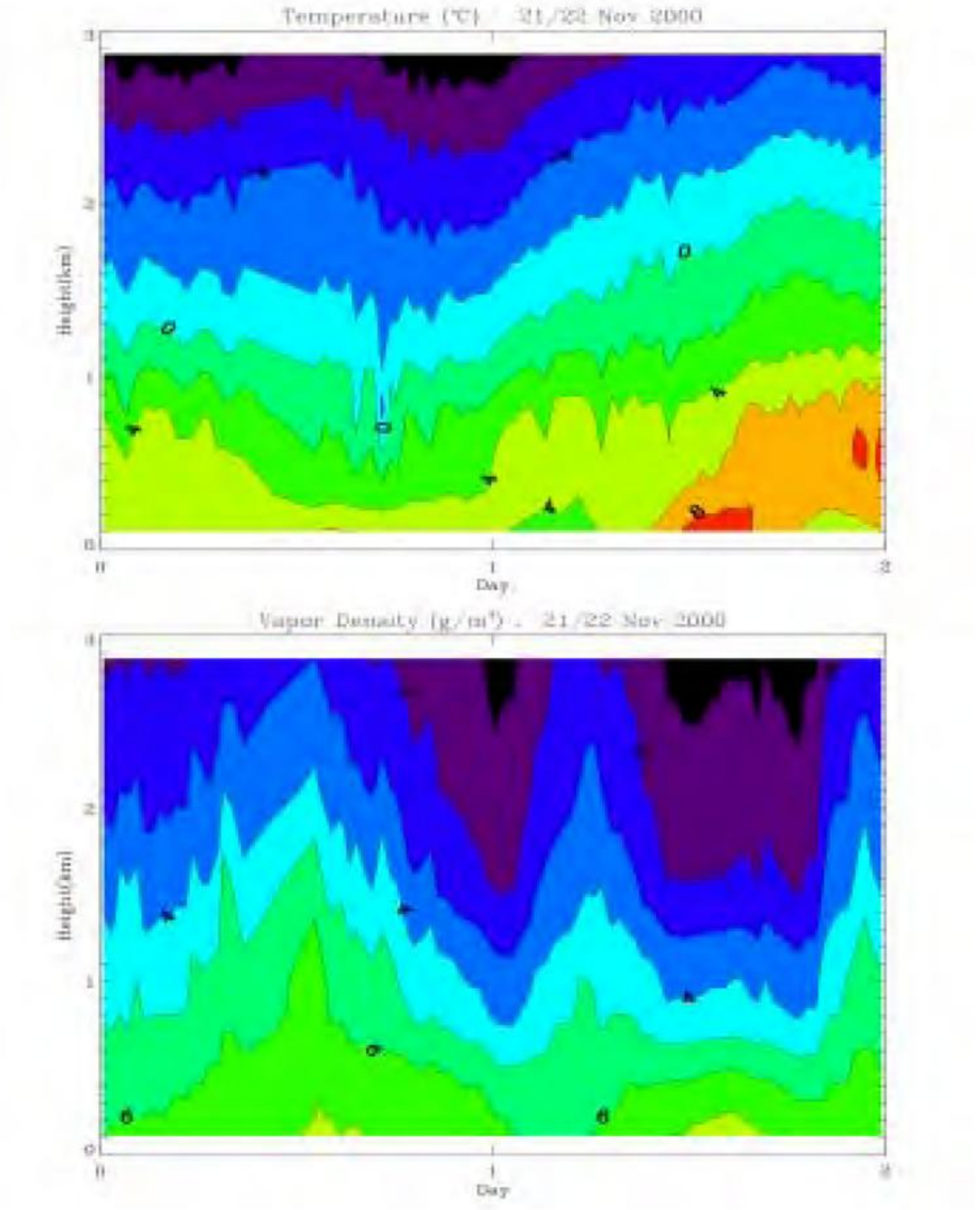


Abb. 4 Zeit-Höhendarstellung von halbstündlich gemittelten Temperatur- (oben) und Wasserdampfmessungen (unten) des Mikrowellenradiometer-Profilers vom 21. November 2000, 00:00 UTC bis 22. November 24:00 UTC.

Nach dem Trogdurchgang drehte der Höhenwind wieder auf südwestliche Windrichtungen zurück und die Windgeschwindigkeit verringerte sich in diesem Höhenbereich auf Werte um 20 m/s.
Abb. 4 zeigt die Zeit-Höhendarstellung der Temperatur (oben) und des Wasserdampfes (unten) aus halbstündlich gemittelten Messungen mit dem MRP für das betrachtete Fallbeispiel vom 21./22. November 2000. Das Eintreffen der okkludierenden Front des Tiefs TRACY am 21.11. gegen 15:00 ist besonders gut an dem Temperaturrückgang in 1 km Höhe zu erkennen. Nachfolgend werden durch die Winddrehung auf Südwest wieder wärmere Luftmassen zugeführt. Der Verlauf des Wasserdampfes (Abb. 4, unten) zeigt einen im wesentlichen durch die Advektion bestimmten Verlauf. Mit der Winddrehung von südwestlichen auf westliche Richtungen werden trockenere Luftmassen herangeführt, die am 21.11. bei 1 km Höhe zwischen 12:00 UTC und 24:00 zu einem Abfall des Wasserdampfes von 6 auf 3 g/m^3 führen. Durch die am 22.11. ab 00:00 UTC wiederum aus Südwest herangeführten feuchteren Luftmassen nimmt der Wasserdampfgehalt in Höhen bis zu 3 km wiederum zu.
Wie in diesem Fallbeispiel demonstriert, können im Gegensatz zu den Radiosondenmessungen durch halbstündlich gemittelte Messungen mit dem 482 MHz WPR und dem MRP, insbesondere bei hoher atmosphärischer Variabilität, die realen Wind-, Temperatur- und Wasserdampffelder mit hoher zeitlicher Auflösung exakt beschrieben werden.

Literatur

Clifford, S.F., J.C. Kaimal, R.J. Lataitis, and R.G. Strauch: Ground-based Remote Profiling in Atmospheric Studies: An Over view, Proc.IEEE, 82, 313-355, 1994.

Engelbart, D., H. Steinhagen, U. Görsdorf, J. Lippmann, and J. Neisser: A 1290 MHz Profiler with RASS for Monitoring Wind and Temperature in the Boundary Layer, Contr. Atmos. Phys., 69, 63-80, 1996.

Engelbart, D., H. Steinhagen, U. Görsdorf, J. Neisser, H.J. Kirtzel, and G. Peters: First Results of Measurements with a Newly Designed Phased-Array Sodar with RASS, Meteorol. Atmos. Phys., 71, 61-68, 1999.

Engelbart, D.A.M. and H. Steinhagen: Ground-based remote sensing of atmospheric parameters using Integrated Profiling Stations, Journ. Phys. And Chem.of the Earth, 2000, in press.

Görsdorf, U.: Genauigkeit und Verfügbarkeit von Windprofiler-/RASS-Messungen, Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 209, Selbstverlag des DWD, Offenbach am Main, 171, 2000.

Lehmann, V., U. Görsdorf, H. Steinhagen und M. Jaeneke: Forschungsbericht zur Erprobung des 482 MHz Windprofilers, Lindenberg, 268, 1999.

Lehmann, V., U. Görsdorf, T. Roschke, K.-J. Schreiber, H. Steinhagen und J. Weisbarth: Technische Konzeption für die 482 MHz Windprofiler im Messnetz 2000, Lindenberg, 91, 2000.

NOAA: Wind Profiler Assessment Report and Recommendations for future use, NOAA, Silver Spring, Maryland, 141, 1994.

Steinhagen, H., J. Dibbern, D. Engelbart, U. Görsdorf, V. Lehmann, J. Neisser, and J. Neuschaefer: Performance of the first European 482 MHz Wind Profiler Radar with RASS under operational conditions, Meteorol. Zeitschrift, 7, 248-261, 1998.

Steinhagen, H. S. Andersson, D. Engelbart, U. Görsdorf, J. Güldner, V. Lehmann, J. Neisser, H. Pisch, and P. Ulrych: Configuration of future operational upper-air remote sensing stations, Proceedings of 9th Int. Workshop on Techn. and Scientific Aspects of MST Radar and Final COST 76 Wind Profiler Workshop, Toulouse, 2000, in press.

Routinemäßige aeroklimatologische Produkte des Deutschen Wetterdienstes

H. Nitsche

Einleitung

Mit der Neuorganisation des DWD und der Einführung des Themenschwerpunkts Klimaüberwachung wurden im Rahmen der Bearbeitung der aerologischen Daten neue Produkte entwickelt bzw. Änderungen an bestehenden Produkten vorgenommen, die sowohl dem Schwerpunkt Klimaüberwachung als auch der technischen Entwicklung der Daten der freien Atmosphäre Rechnung tragen. Im folgenden werden die schon lange eingeführten Produkte (CLIMAT TEMP und Deutsches Meteorologisches Jahrbuch – Aerologischer Teil) sowie auch neuere Produkte (Monatliche Produkte zur Klimaüberwachung im Internet und regelmäßige Beiträge zum Klimastatusbericht) vorgestellt. Mit Ausnahme des Deutschen Meteorologischen Jahrbuches sind alle Produkte sogenannte Sofortprodukte, d.h. sie werden aus dem Datenmaterial erstellt, das aus den im GTS verbreiteten Meldungen in das Zeitreihenarchiv überführt wurden. Dabei werden diese Meldungen mit einem Computerprogramm auf formale und inhaltliche Fehler überprüft. Nicht plausible Aufstiege werden automatisch zurückgewiesen. Im Rahmen der Bearbeitung des Deutschen Meteorologischen Jahrbuches werden zusätzlich noch – sofern möglich – fehlende Daten ergänzt und ggf. noch vorhandene Fehler beseitigt. Dabei wird auf das per Post von den einzelnen Stationen auf Disketten eingegangene Datenmaterial zurückgegriffen.

CLIMAT TEMP

Der CLIMAT TEMP ist ebenso wie die CLIMAT-Meldung ein WMO-Fernmelde-Code für die Übermittlung monatlicher Mittelwerte. Aus Daten der täglichen Radiosondenaufstiege zu den Terminen 00 und 12 Uhr UTC werden für 9 deutschen Radiosondenstationen monatliche Mittelwerte an den Hauptdruckflächen berechnet und global verbreitet. Diese Daten werden in „Monthly Climatic Data for the World“ veröffentlicht.

Monatliche Produkte zur Klimaüberwachung im Internet

Die monatlichen Produkte zur Klimaüberwachung sollen einen schnellen Überblick über charakteristische klimatische Eigenschaften des gerade vergangenen Monats geben. Man findet diese Produkte im Internet unter
http://www.dwd.de/research/klis/produkte/Monitoring und weiter unter „Resultate der Klimaüberwachung in Deutschland“

Für die freie Atmosphäre werden derzeit monatlich zwei verschiedenartige Produkte bereitgestellt:

- Stationsmodelle für Mittelwerte aus speziellen markanten Punkten
- Thermohygrogramme

Stationsmodelle für Mittelwerte aus speziellen markanten Punkten

Stationsmodelle sind Darstellungen stationsspezifischer Ergebnisse in Symbolform analog wie auf einer Boden- oder Höhenwetterkarte. Während monatliche Mittel- und Extremwerte der Standarddruckflächen an anderer Stelle verfügbar sind (z.B. CLIMAT TEMP) werden hier Werte markanter Punkte bearbeitet. Verwendet werden die Aufstiege der beiden Termine 00 und 12 Uhr UTC.

Es werden 4 Stationsmodelle gezeigt:

- Für die 1. Tropopause
- Für die 2. Tropopause
- Für den 1. Maxwind
- Für die Grenzschicht

Markante Punkte

Die gemessenen vertikalen Profile der atmosphärischen Zustandsgrößen werden für die Verbreitung im internationalen Fernmeldenetz nach einheitlichen Kriterien, die seit Jahrzehnten im Wesentlichen unverändert sind, ausgewertet. Bei dieser Auswertung werden die Werte einerseits an festen Druckstufen (Hauptdruckstufen) und andererseits an markanten Punkten bestimmt. Markante Punkte sind „Knicke“ im Vertikalprofil. Für die Bestimmung markanter Punkte gibt es ebenfalls international festgelegte Kriterien in dem Sinne, dass eine bestimmte Mindestgenauigkeit erreicht wird, wenn man aus den markanten Punkten zwischenliegende Flächen interpoliert.

Tropopause

Die Tropopause ist die Trennschicht zwischen der Troposphäre, in der sich hauptsächlich unser Wettergeschehen abspielt und der Stratosphäre, in der andere, aber für Witterung und Klima ebenfalls höchst wichtige Prozesse stattfinden. Die Tropopause liegt über polaren Breiten bei rund 8 km Höhe und über den Tropen typischerweise bei ca. 17 km. In mittleren Breiten findet man die erste (untere Tropopause) in ca. 10 km Höhe. Oftmals findet man hier jedoch darüber noch eine zweite Tropopause, d.h. in unseren Breiten liegen häufig eine polare und eine subtropische Tropopause übereinander. Tropospäre und Stratosphäre stehen in Wechselwirkung miteinander, wobei solche sogenannten Tropopausensprünge eine wichtige Rolle spielen.

	Dies Stationsmodell zeigt den mittleren Windvektor (Windfahnensymbol), die mittlere Lufttemperatur (TM in Grad Celsius), den mittleren Luftdruck (PM in hPa) und das mittlere Geopotential (HM in gpm) für die erste Tropopause:

Abb. 1a Stationsmodell für die 1. Tropopause.

	Dies Stationsmodell zeigt den mittleren Windvektor (Windfahnensymbol), die mittlere Lufttemperatur (TM in Grad Celsius), den mittleren Luftdruck (PM in hPa) und das mittlere Geopotential (HM in gpm) für die zweite Tropopause und zusätzlich das mittlere Geopotential ($HM_{1|2}$) der ersten Tropopause für die Auswahl der Fälle mit einer zweiten Tropopause:

Abb. 1b Stationsmodell für die 2. Tropopause.

	Dies Stationsmodell gibt den mittleren Windvektor (Windfahnensymbol), den mittleren Luftdruck (PM in hPa) und das mittlere Geopotential (HM in gpm), sowie zusätzlich den Tag (TT), das Geopotential (HX), den Druck (PX) und die (skalare) Geschwindigkeit (FX in m/s) des höchsten Wertes des jeweils ersten Maxwindes.

Abb. 1c Stationsmodell für den 1. Maxwind.

	Dies Stationsmodell zeigt den mittleren Windvektor (Windfahnensymbol) in 850 hPa, die Anzahl (A_{BI}) der aufgetretenen nächtlichen Bodeninversionen und ihre mittlere Mächtigkeit (MBI in m), die Anzahl (A_{HI}) der aufgetretenen mittäglichen abgehobenen Inversionen und ihre mittlere Untergrenze (MHI in m) sowie die mittlere maximale Mischungsschichtdicke (ZM in m).

Abb. 1d Stationsmodell für die Grenzschicht.

Die 4 Stationsmodelle werden für 4 ausgewählte Stationen auf je einem Blatt gezeigt:

- Schleswig (10035)
- Lindenberg (10393)
- Essen (10400)
- Stuttgart (10739)

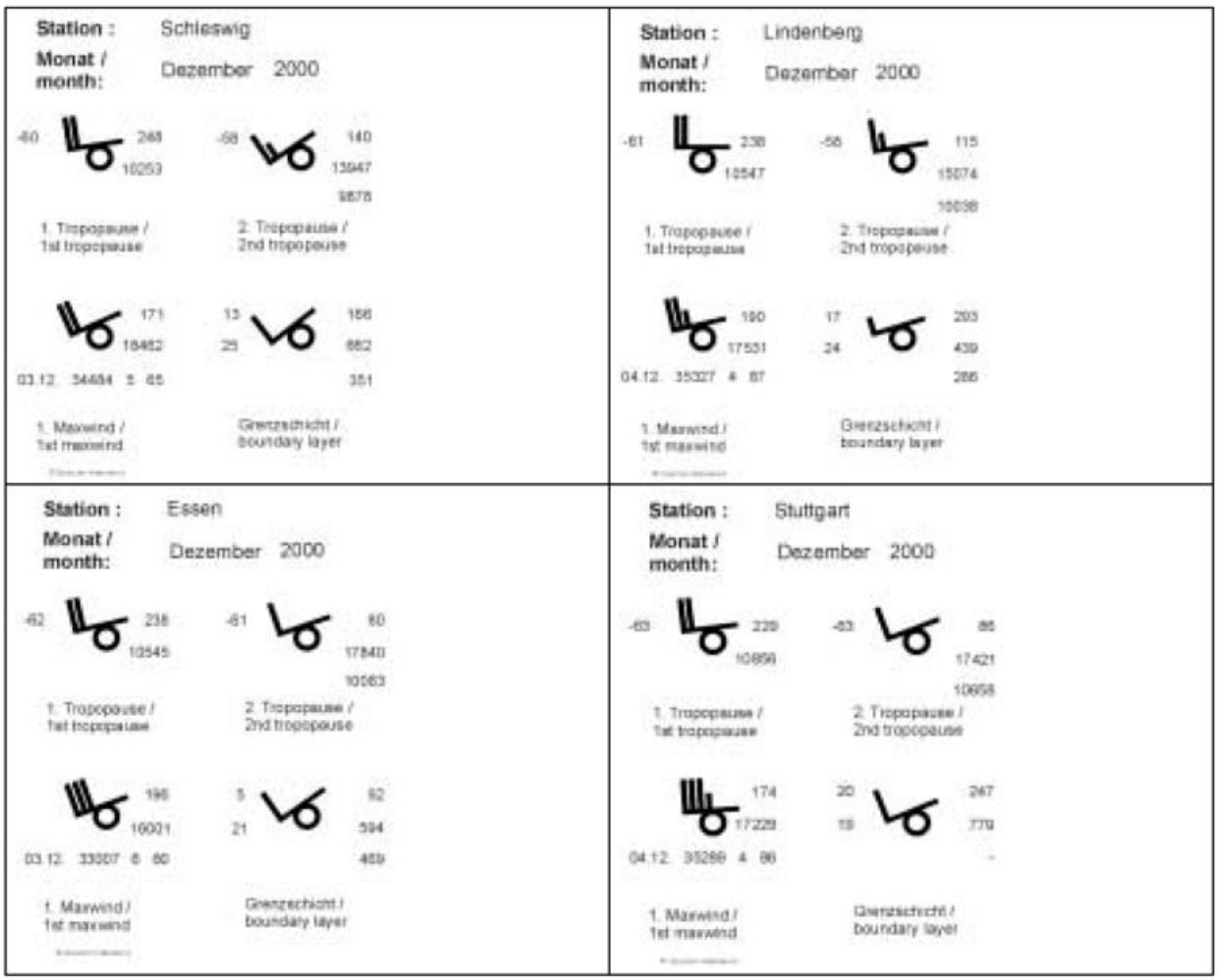


Abb. 2 Stationsmodelle für 4 Stationen.

Thermohygrogramme

Mit dem Thermohygrogramm haben wir eine Parallele in der freien Atmosphäre zum Thermopluviogramm am Boden. Ursprünglich ist ein Thermohygrogamm der Registrierschrieb eines Thermohygrographen. Wir verwenden diesen Begriff hier jedoch in folgender Weise: das Thermohygrogramm zeigt die Abweichung der mittleren Schichtmitteltemperatur und des mittleren niederschlagbaren Wassers derselben Schicht im betrachteten Monat zur WMO-Referenzperiode 1961-1990. Die x-Achse gilt für die Temperaturabweichungen, die y-Achse gilt für die Abweichungen des niederschlagbaren Wassers. Jeder Wert in dieser x/y-Ebene ist mit einem vom Ursprung (0,0) ausgehenden Pfeil gekennzeichnet. Es werden 4 ausgewählte Stationen (Schleswig, Lindenberg, Essen und Stuttgart) in einem Bild gezeigt. Es gibt drei Thermohygrogramme für die folgenden Schichten der unteren, der mittleren und der oberen Troposphäre:

- Boden bis 700 hPa
- 700 bis 500 hPa
- unter 500 hPa

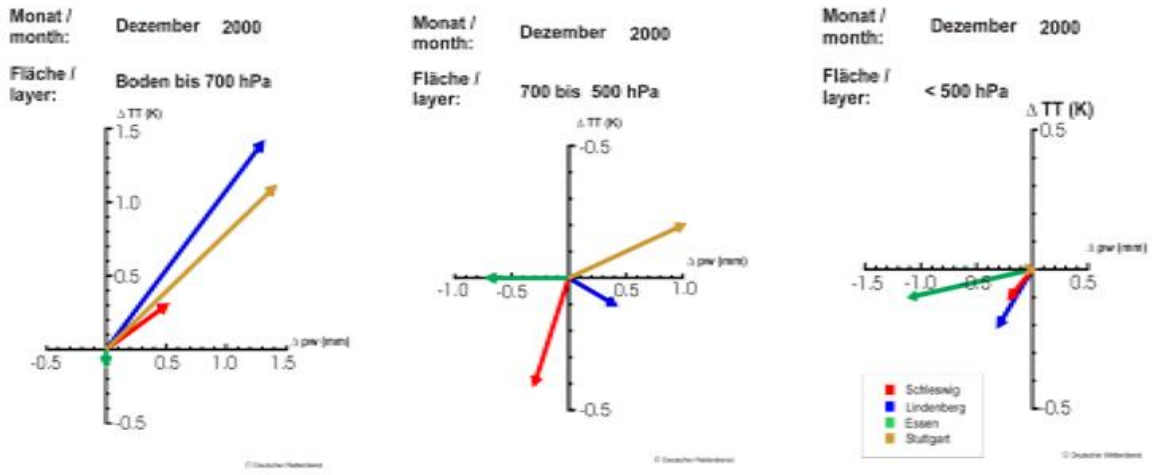


Abb. 3 Thermohygrogramme für 3 Schichten; bezogen auf WMO - Referenzperiode 1961 - 1990.

Im Dezember 2000 war es in der unteren Schicht zwischen Boden und 700 hPa überwiegend zu feucht und zu warm. In der mittleren Troposphäre war es im Norden und Westen etwas zu trocken, im Süden und Osten zu feucht und im Norden eher zu kühl, im Süden etwas zu warm. Die obere Troposphäre war insgesamt etwas zu kühl und trocken.

Der Klimastatusbericht

Der Klimastatusbericht enthält in seinem jährlich wiederkehrenden Teil einen Beitrag „Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre". Die folgende Tabelle gibt eine Übersicht über die regelmäßigen Abschnitte und ihre Inhalte:

Abschnitt	**Inhalt**
Zirkulation und Höhenwind	Monatliche Windvektoren und Beständigkeit an 14 Hauptdruckstufen; zwei Stationen; Normierte Abweichungen der monatlichen Windvektoren vom 30 - jährigen Mittel
Sommerliche Ostwindperioden	Eintritt und Dauer der sommerlichen stratosphärischen Ostwindzirkulation; Tabellarisch für 8 Radiosondenstatione für 20 und 50 hPa; graphisch für die jeweils letzten 25 Jahre und die Druckflächen 10, 30 und 70 hPa über Stuttgart.
Windmaxima im Winterhalbjahr	Monatliche Anzahl der Fälle mit erstem Windmaximum über 40 m/s im Winterhalbjahr, seit dem Winter 1974/1975. Wird alle zwei Jahre verlängert.
Monatsmittelwerte der Lufttemperatur	Abweichungen der mittleren Lufttemperaur (Mittelwert über 8 Radiosondenstationen) in 500 hPa und 50 hPa von 30 - jährigen Mittel in den Jahreszeiten.
Temperaturminima in der Stratosphäre	Ereignisse extremer Temperaturminima (mindestens –80 °C), aller Radiosondenstationen des Gemeinsamen Meßnetzes in Deutschland

Tab. 1 Übersicht über die Inhalte der regelmäßig wiederkehrenden Produkte aus Daten der freien Atmosphäre im Klimastatusbericht.

Die Ermittlung der sommerlichen Ostwindperiode erfolgt in zwei Schritten:

- zuerst wird anhand der mittleren monatlichen Windvektoren der Zeitabschnitt grob festgelegt. Dabei wird zur Bedingung gemacht, daß die Beständigkeit des Windes mindestens 50% beträgt;
- danach werden mittlere tägliche Windvektoren herangezogen, um die Periode am Anfang und am Ende zu verlängern.

Das Auswertekriterium für die sommerliche stratosphärische Ostwindzirkulation in dieser Form ist eine etwas willkürliche pragmatische Festlegung. Auch ist es nicht unempfindlich gegenüber leider immer wieder vorkommenden Datenlücken. Deshalb ist natürlich von Interesse, ob diese Auswertung in sinnvoller Beziehung zu anderen Auswertungen des Wechsels von der Winter- zur Sommerzirkulation in der Stratosphäre steht. Von der Freien Universität Berlin wird das Eintrittsdatum der sommerlichen Ostwindzirkulation seit dem Winter 1957/1958 verfolgt (Labitzke, pers. Mitt.). In Abbildung 4 sind die Zeitreihe der von der FU Berlin bestimmten Eintrittstage und die Zeitreihen der aus Daten von Schleswig bzw. Stuttgart für 30 hPa ermittelten Eintrittstage dargestellt. Das Eintrittsdatum an den deutschen aerologischen Stationen liegt gemäß ihrer geographischen Breite systematisch später als bei Daten der FU Berlin, die aus zonalen Mittelwerten in 60 Grad Nord ausgewertet werden. Mit dem Beständigkeitskriterium 50% wird eine mittlere Verspätung um 1-2 Wochen berechnet. Wenn man beispielsweise das Beständigkeitskriterium auf 70% setzt, läßt sich für einzelne Jahre eine Verbesserung der Übereinstimmung erreichen, jedoch nicht insgesamt über den ganzen Vergleichszeitraum. Die systematische Zeitverschiebung vergößert sich um gut eine Woche. Die jährliche Variabilität stimmt bei beiden Auswertungen recht gut überein.

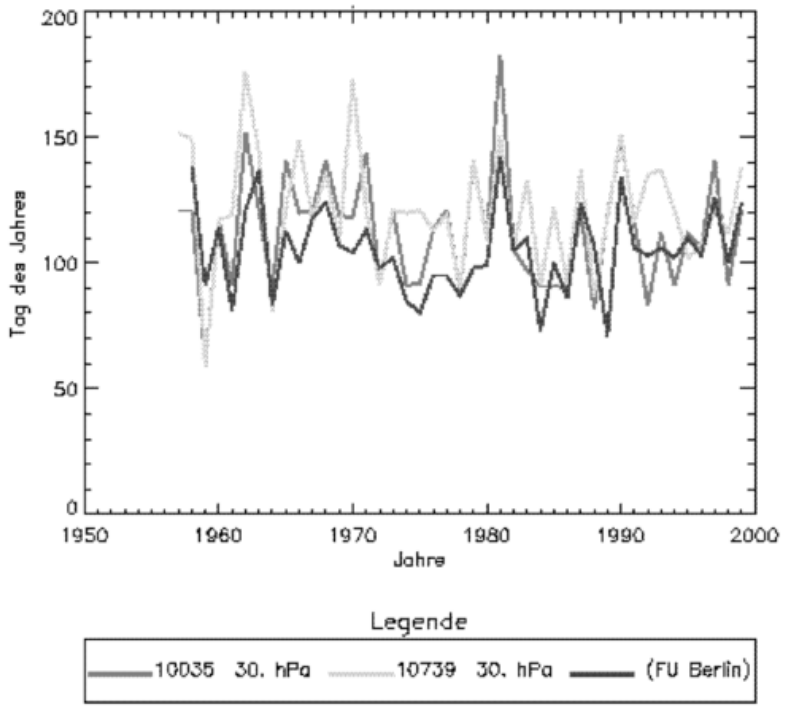


Abb. 4 Vergleich der Zeitreihen des Eintritts der stratosphärischen Ostwindzirkulation an zwei Radiosondenstationen mit der Auswertung der FU Berlin anhand von zonalen Mittelwerten in 60^0 Nord. (Schleswig und Stuttgart)

Tabelle	Inhalt
Monatliche Mittel- und Extremwerte für Druckstufen (00 und 12 Uhr UTC zusammen)	
Mittelwerte der geopotentiellen Höhe (des Luftdrucks am Boden) und Lufttemperatur	Boden und 15 Druckstufen bis 10 hPa, Monatsmittelwerte und Jahresmittelwert
Maximum und Minimum der Lufttemperatur	Boden und 15 Druckstufen bis 10 hPa, Monatsmittelwerte und Jahresmittelwert
Mittelwerte der relativen Feuchte; Anzahl der Fälle	Boden und 10 Druckstufen bis 100 hPa, Monatsmittelwerte und Jahresmittelwert
Mittlerer Windvektor und skalares Windmittel	Boden und 15 Druckstufen bis 10 hPa, Monatsmittelwerte und Jahresmittelwert
Anzahl der Fälle; getrennt nach Geopotential (bzw. Lufttemperatur) und Wind	Boden und 15 Druckstufen bis 10 hPa, Monatsmittelwerte und Jahresmittelwert
Monatliche Mittel- und Extremwerte für Druckstufen (06 und 18 Uhr UTC)	
Mittlerer Windvektor und skalares Windmittel 06 UTC	Boden und 7 Druckstufen bis 10 hPa, Monatsmittelwerte und Jahresmittelwert
Mittlerer Windvektor und skalares Windmittel 18 UTC	Boden und 7 Druckstufen bis 10 hPa, Monatsmittelwerte und Jahresmittelwert
Anzahl der Fälle um 06 UTC; Anzahl der Fälle um 18 UTC	Boden und 7 Druckstufen bis 10 hPa, Monatsmittelwerte und Jahresmittelwert
Monatliche Werte an ausgewählten markanten Punkten getrennt nach 00 und 12 Uhr UTC	
Absolutes Minimum der Lufttemperatur zwischen Boden und Gipfelhöhe, zugehörige geopotentielle Höhe und Datum	Pro Monat und Jahr
Mittel- und Extremwerte der Gipfelhöhe und zugehörige Lufttemperatur und Luftdruckwerte	Pro Monat und Jahr
Mittel- und Extremwerte der Lufttemperatur, des Luftdrucks und der geopotentiellen Höhe an der 1. Tropopause, Anzahl der Fälle	Pro Monat und Jahr
Mittel-und Extremwerte der Lufttemperatur, des Luftdrucks und der geopotentiellen Höhe an der 2. Tropopause ,Anzahl der Fälle	Pro Monat und Jahr
Anzahl der Fälle einer 3. Tropopause	Pro Monat und Jahr
Mittleres und extremes skalares Windmaximum, zugehörige geopotentielle Höhe, Anzahl der Fälle	Pro Monat und Jahr
Mittlere Dicke der Bodeninversion, mittlere Untergrenze der ersten abgehobenen Inversion, mittlere Temperaturgradienten für 3 Schichten, Anzahl der Fälle	Pro Monat und Jahr

Tab. 2 Inhalt des Tabellenteils im Deutschen Meteorologischen Jahrbuch, Teil V .

Das Deutsche Meteorologische Jahrbuch (DMJ)

Das Deutsche Meteorologische Jahrbuch dokumentiert die Meßnetze und Messprogramme des Deutschen Wetterdienstes mit ihrer technischen Entwicklung und stellt der interessierten Öffentlichkeit grundlegendes statistisches Material aufgrund geprüfter Daten bereit.

Im Deutschen Meteorologischen Jahrbuch werden im Teil V die Ergebnisse der aerologischen Aufstiege veröffentlicht. Die Form dieser Veröffentlichung wurde mit dem Berichtsjahr 1995 neu gestaltet. Im Erläuterungsteil sind die routinemäßigen Meßprogramme und die Radiosondentypen der Stationen des Gemeinsamen Messnetzes des Deutschen Wetterdienstes und des Geophysikalischen

Beratungsdienstes der Bundeswehr angegeben, die Ausfalltermine planmäßiger Aufstiege der Stationen des Deutschen Wetterdienstes und besondere Hinweise zum Stationsnetz. Damit ist das Deutsche Meteorologische Jahrbuch eine wichtige Quelle stationshistorischer Information.

Die Neugestaltung war eine Reaktion auf verschiedene Änderungen, die im Stationsnetz, in der Messtechnik und auch in den Aufgaben des Deutschen Wetterdienstes eingetreten waren. Sie betrifft hauptsächlich den Tabellenteil. Die Tabelle 2 gibt einen Überblick über die Tabelleninhalte des DMJ. Die Anzahl der Hauptdruckflächen wurde für alle Zustandsgrößen erhöht; Geopotential, Lufttemperatur und Wind werden bis 10 hPa dargestellt, die relative Feuchte bis 100 hPa. Für die Bildung der Monatsmittelwerte wurden die beiden Pflichttermine 00 und 12 Uhr der TEMP-Meldungen zusammengenommen, während für die Mittelbildung der PILOT-Beobachtungen die Termine 06 und 18 Uhr getrennt behandelt werden; bei diesen Meldungen gibt es häufiger Änderungen im Aufstiegsprogramm. Die Auswertungen der Tropopausen konnten auf 2 Tropopausen und die Zählung der Fälle einer 3. Tropopause erweitert werden. An der Tabelle der Mittel-und Extremwerte in Gipfelhöhe ist der insgesamt erfreulich hohe technische Stand der routinemäßigen Radiosondenaufstiege zu erkennen. So konnte z.B. im Jahr 1998 ein besonders markanter Fall einer plötzlichen stratosphärischen Erwärmung (von Zahn et al., 1998) dokumentiert werden.
Inhaltlich unverändert geblieben sind die Abbildungen „Jährlicher Gang des vertikalen Gradienten der Lufttemperatur nach monatlichen Mittelwerten“ und „Jährlicher Gang des Höhenwindes nach monatlichen Mittelwerten“. Hier hat sich nur im Zusammenhang mit der Anwendung graphischer Software die Darstellungsart ein wenig geändert. Die Abbildungen werden für 4 Stationen (Schleswig im Norden, Stuttgart im Süden, Essen im Westen und Lindenberg im Osten) veröffentlicht.

Ausblick

In Zukunft werden für die Klimaüberwachung auch andere Quellen für Daten der freien Atmosphäre erschlossen werden. Im Rahmen eines Projektes wird daran gearbeitet, unterschiedliche Informationen des atmosphärischen Wasserdampfes aus Satellitenmessungen zu validieren und zu täglichen Profilen an Gitterpunkten zusammenzusetzen.

Literatur

Von Zahn, U; Fiedler, J; Naujokat, B; Langematz, U; Krueger, K (1998): A note on record-high temperatures at the northern polar stratoshere in winter 1997/1998 Geophysical Research Letters, 25, p 4169-4172

Geschichte der Aerologie in Deutschland

H. Nitsche, A. Jaeger

Einleitung

Die Erforschung der freien Atmosphäre hat schon eine über 100jährige Geschichte. Auch Messungen der Zustandsgrößen mit Geräten an freifliegenden Ballonen werden schon seit über 100 Jahren durchgeführt. 1987 feierte man den 85. Jahrestag der Entdeckung der Stratosphäre, wobei 1902 das Jahr ist, in dem man erkannte, dass die auch schon früher gefundene Temperaturumkehr in rund 10 km Höhe Realität und kein Messfehler ist. Das Vorhandensein langer Reihen aerologischer Daten spiegelt allerdings diese Sachverhalte nicht wider. Die längste Reihe von DV-verfügbaren Daten des Deutschen Wetterdienstes beginnt 1947. Eine 93-jährige Reihe (Monatsmittelwerte der Temperatur und des Geopotentials 1901-1993) für Deutschland wurde nur für Berlin aufbereitet (Pantzke)
Im folgenden Aufsatz sollen historische Daten unter dem Gesichtspunkt zusammengestellt werden, dass das Verständnis des verfügbaren Datenmaterials und die richtige Einschätzung seiner Bedeutung für die Klimaüberwachung erleichtert wird. Mit der Darstellung in mehreren thematischen Tabellen wurde ein Kompromiss zwischen größtmöglicher Information und notwendiger Vereinfachung versucht. Viele interessante Details konnten hier aus Platzgründen nicht berücksichtigt werden. Für Einzelheiten wird auf die entsprechende Literatur verwiesen. Die unten angegebenen Hinweise enthalten z.T. noch umfangreiche Verzeichnisse weiterer Quellen.

Wesentliche Voraussetzung für die Gewinnung einwandfreier Messungen der Temperatur und Luftfeuchte in der freien Atmosphäre war die Entwicklung des Aspirations-Psychrometers durch Assmann (1887). Ein weiterer großer Fortschritt war die Einführung von Gummiballonen 1901 ebenfalls durch Assmann.

Datum	Ereignis
1902	Entdeckung der Tropopause (Tesserenc de Bort; Assmann)
1904 bis 1909	Erforschung der Struktur der Passatschicht (Hergesell)
20er und 30er Jahre des 20.Jhdt.	Entdeckung der Ozonschicht in der Stratosphäre durch Dobson, Goetz und Regener
1952	Entdeckung der plötzlichen Stratosphärenerwärmung (Berliner Phänomen, Scherhag)
1961	Entdeckung der Richtungswechsel stratosphärischer Winde über dem Äquator mit 26 monatiger Periode (QBO) (Reed et al., Veryard and Edbon)
1964/1965 (IQSY)	Erster Nachweis großräumig vertikaler Kopplungen von Stratosphäre und Mesosphäre
1969	Entdeckung des Zusammenhangs zwischen der Frühjahrsumstellung der stratosphärischen Zirkulation und den plötzlichen Stratosphärenerwärmungen
1985	Entdeckung des Ozonlochs über der Antarktis (Farman)

Tab. 1 Aeroklimatologisch bedeutsame Entdeckungen.

Zeitabschnitt	Meßtechnik	Mittlere Höhe (rund)	Maximale Höhen
1905-1931	Drachen (Lindenberg)	2300 m bis 4000 m,	4260 m bis 9750 m
1936-1941	Drachen (Lindenberg)	Um 4000 m	7000 m bis 7800 m
1905-1931	Fesselballone (Lindenberg)	1700 m bis 4300 m	2560 m bis 9200 m
1936-1941	Fesselballone (Lindenberg)	3500 m bis 4000 m	5000 m bis 7000 m
1905-1916 und 1924 bis 1931	Registrierballone (Lindenberg)	10600 m bis 16200 m (19 bis 62 Aufstiege im Jahr)	17000 m bis 32000 m
1914 bis 1931 ohne 1919	Pilotballone (Lindenberg)	3000 m bis 7000 m (57 bis 568 Aufstiege im Jahr)	10200 m bis 36100 m
1921-1931	Flugzeugaufstiege Lindenberg	3100 m bis 5800 m (14 bis 246 Aufstiege im Jahr)	5150 m bis 7310 m
30er Jahre	Wetterflugzeuge	5000 m bzw. 500 hPa	
1951	Radiosonde	100 hPa	
1955	Radiosonde	50 hPa	
1962	Radiosonde	20 hPa	
1974	Radiosonde	10 hPa	

Tab. 2 Entwicklung der durchschnittlichen Aufstiegshöhen bei in-situ Sondierungen der Atmosphäre.

Datum	Programm/Anlaß	Ereignis/Wirkung
1882/1883	Internationales Polarjahr	Zahlreiche Aerologische Sondierungen
1906	Tagung der Intl. Kommission für wissenschaftliche Luftfahrt	Einführung d. Begriffs „Aerologie“ (Köppen)
1932/1933	Internationales Polarjahr	Vorläufige „Routinereife“ der ersten Radiosondenmodelle (Duckert, Moltchanoff und Bureau)
1957/1958	Internationales Geophysikalisches Jahr (IGY)	Intensivierung der Radiosondenmessungen, Vorverlegung der internationalen Aufstiegstermine um 2 Stunden
1964/1965	Internationales Jahr der ruhigen Sonne (IQSY)	Start des Projekts „Hochaufstiege“ in Berlin; Rekordhöhe 9.6.1966: 51388 m (0.78 hPa) Einführung der STRATALERT-Reports
1992	Einrichtung des weltweiten Klima-Beobachtungssystems der WMO (GCOS)	Aufbau eines weltweiten Radiosondennetzes (GUAN=GCOS Upper Air Network) aus 150 Stationen mit besonderen Anforderungen für die Klimaüberwachung
1992	Beginn des Weltklima-Forschungsprogramms	Projekt SPARC (Stratosphärische Prozesse und ihre Rolle für das Klima)

Tab. 3 Wichtige (internationale) Programme/Ereignisse.

Jahr	Instrument/Methode
20er Jahre des 20. Jhdt.	Dobson-Spektrometer (weltweites Meßnetz von rund 100 Stationen)
1940	Offizielle Einführung des Begriffs RADAR
1977	Erste Demonstration eines Windprofilers (Ecklund et al.)
1978	TOMS (Gesamt-Ozon Überwachuns-Spektrometer) auf NIMBUS
1979	TOVS (Tiros Operational Vertical Sounder)
1987-1993	COST-74-Aktion Nutzung von UHF/VHF RADAR Windprofilern zur Verbesserung der Wettervorhersage in Europa
1994-2000	COST-76-Aktion zur Entwicklung von VHF/UHF Windprofilern und Vertikalsondierern zum Gebrauch in Europäischen Beobachtungsnetzen

Tab. 4 Entwicklung von Fernerkundungsmethoden.

Datum	Ereignis
1896	Erster Versuch gleichzeitiger Registrierballonaufstiege in Berlin, München, Paris, St. Petersburg, Straßburg, Warschau auf Anregung von Assmann
1898	Einrichtung einer Drachenstation der Deutschen Seewarte bei Hamburg durch Köppen
1899	Baubeginn für das Aeronautische Observatorium in Berlin-Reinickendorf als Abteilung des Königlich Preußischen Meteorologischen Instituts
1905	Verlegung des Observatoriums nach Lindenberg Lkrs. Beeskow
1908	Einrichtung einer Drachenstation Friedrichshafen durch Hergesell
ab 1922	Wetterflüge von Berliner Flugplätzen aus
1937	Empfehlung der IMO zur Einrichtung eines globalen Radiosondennetzes von 50 Stationen
ca 1939	Beginn regelmäßiger Radiosondenaufstiege in Berlin
1945	Radiosondenstationen Flensburg, Berlin-Tempelhof
1946	Empfehlung der Direktorenkonferenz der Meteorologischen Dienste für 13 Radiosondenstationen in Deutschland
1947	Radiosondenstationen Lindenberg, Wernigerode, Dresden, Berlin, Erlangen, München (Neubiberg, später M-Riem)
1948	Radiosondenstation Greifswald
1953	Radiosondenstationen Hannover, Emden
1954	Radiosondenstation Schleswig (Flensburg aufgelöst)
1957	Radiosondenstation Stuttgart (Erlangen aufgelöst)
1960	Radiosondenstation Köln
1965	Radiosondenstation Essen (Köln aufgelöst)
1969	Radiosondenstation Meiningen (Wernigerode aufgelöst)
1973	Radiosondenstation Emden aufgelöst
1978	Radiosondenstation Oberschleißheim (München-Riem aufgelöst)
1993	Radiosonde Berlin aufgelöst
1995	Stuttgart als GUAN-Station gemeldet
1997	Radiosondenstationen Bergen/Hohne, Kümmersbrück und Idar-Oberstein im gemeinsamen Netz; Emden wieder eingerichtet, Hannover aufgelöst
1998	Beginn Ausbau von Lindenberg als Referenzstation für Validierung von Feuchtemessungen im Rahmen von GVaP (GEWEX Wasserdampf Programm)
2000	Automatische Radiosondenstation Oppin (Dresden aufgelöst); Essen und Stuttgart automatisiert.

Tab. 5 Entwicklung des routinemäßigen aerologischen Meßnetzes.

Für die Klimaüberwachung sind nicht allein Daten aus der Troposphäre bzw. der unteren Stratosphäre von Interesse; vielmehr ist die Klimatologie an Daten aus einem möglichst großen Höhenbereich interessiert. Deswegen soll in der Tabelle oben ein Überblick über die Entwicklung bei den erreichten Meßhöhen vertikaler Aufstiege gegeben werden. Erwünscht ist ein möglichst häufiges Erreichen oder Unterschreiten von 5 hPa. Dies ist auch in den letzten Jahren vielfach erreicht und im Deutschen Meteorologischen Jahrbuch dokumentiert worden.

Bei der Feuchte ist die Sondierung in sehr großen Höhen wegen des geringen Feuchteanteils und der niedrigen Temperaturen problematisch. Im Deutschen Wetterdienst wird seit Einführung der Sonde RSG (ab 1988) die Feuchte routinemäßig bis 100 hPa ausgewertet. Vorher endete die Feuchteauswertung an der ersten Tropopause bzw. bei maximal 200 hPa. Seit dem 1.12.2000 sind die von Lindenberg verbreiteten Feuchteprofile operationell geprüft (Groundcheck) und temperaturabhängig korrigiert.

Neben der in-situ-Messung mit ballongetragenen oder gefesselten Sonden sind heute Fernerkundungsmethoden aus der Aerologie nicht mehr wegzudenken. Sie

bieten den großen Vorteil einer zeitlich kontinuierlichen Messung, erfordern jedoch größeren Auswerteaufwand und sind teilweise nicht bei allen Wettersituationen (Niederschlag) einsetzbar bzw. haben eingeschränkte Reichweiten.

Schon sehr früh wurde versucht, durch Einrichtung von Bergobservatorien Erkenntnisse über den Zustand der freien Atmosphäre zu erhalten. 1781 wurden die Observatorien Hohenpeißenberg und St. Gotthard gegründet, 1851 ein Observatorium auf dem Obir, 1886 das Sonnblick-Observatorium und das Observatorium Pic du Midi, 1887 das Observatorium Säntis, 1895 das Bergobservatorium Brocken, 1900 die Bergobservatorien Zugspitze und Schneekoppe und 1913 das Observatorium Kl. Feldberg im Taunus.
Seit 1997 wird das aerologische Messnetz in Deutschland im Zuge des Projekts Messnetz 2000 umorganisiert. Dazu gehört die Aufnahme einiger Stationen des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr in das gemeinsame Netz, die Automation mehrerer Stationen durch Autolauncher sowie die zukünftige Einführung von Fernerkundungsmethoden wie Windprofiler/RASS-Systemen an einigen Standorten. Eine Karte der geplanten Netzkonfiguration ist z.B. im Internet http://www.dwd.de/general/projects/mn2000/statkart/netzaero.html zu finden.

Literatur

Assmann,R. (1901) Der Aspirations-Meteorograph; Das Wetter, Nr. 18, S. 241-246

Assmann,R; Berson,A. (1899-1900): Wissenschaftliche Luftfahrten; 3 Bände, Vieweg Verlag Braunschweig 1899,1900,1900

Bell, B. (1990): Beiträge zur Geschichte der Aerologie: (Aus Anlaß des 85. Jahrestages der Entdeckung der Stratosphäre) Zeitschrift für Meteorologie, 40, (1990),2 , S. 74-79

Das Observatorium Hohenpeißenberg 1781-1955 ; Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 36 (1957)

Deutsches Meteorologisches Jahrbuch, seit 1935, Abschnitt V: Übersicht der aerologischen Aufstiege

Dubois, P. (1993): Das Observatorium Lindenberg in seinen ersten 50 Jahren 1905-1955

Fink, C. (1989): Änderungen der Geopotentiale und der Temperaturen im Luftdruckbereich von 850 bis 10 hPa bei der Station München in der Zeit von 1951 bis 1988 Deutscher Wetterdienst, Aerologische Forschungs- und Erprobungsstelle München

Geschichte der Meteorologie in Deutschland, Band 1, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

Hesse, W. (1961) Handbuch der Aerologie Akademische Verlagsgesellschaft Geest &Portig, Leipzig

Lauter, E.A. (1979): 30 Jahre Physik der mittleren Atmosphäre in der DDR Zeitschrift für Meteorologie , Band 29, Heft 4, S. 197-211 http://region.hagen.de/OZON/ozon_3.htm

Pantzke, E. (1994): Vorläufige monatliche Mittel-und Extremwerte der Temperatur für Standarddruckflächen über Berlin 1901-1993, interner Bericht

Pantzke, E. (1994): Vorläufige monatliche Mittel-und Extremwerte des Geopotentials für Standarddruckflächen über Berlin 1901-1993, interner Bericht

Pelz, J (1998): Zur Geschichte der Berliner Aerologie (Teil I, von den Anfängen bis 1945), Beilage zur Berliner Wetterkarte, 6.11.1998

Pelz, J (1999): Zur Geschichte der Berliner Aerologie (Teil II, von 1945 bis 1993), Beiträge des Instituts für Meteorologie der Freien Universität Berlin zur Berliner Wetterkarte vom 16.6.1999

Trenduntersuchungen der Temperatur in 500 und 50 hPa für verschiedene Zeiträume ab 1961

H. Nitsche

Zusammenfassung

Im jährlich wiederkehrenden Teil des Klimastatusberichtes werden die jährlichen Abweichungen der Temperatur in 500 hPa und in 50 hPa vom 30-jährigen Mittelwert 1961-1990 dargestellt. Um diese Darstellungen besser bewerten zu können, werden im Folgenden Trenduntersuchungen der Temperatur dieser beiden Druckflächen für mehrere deutsche Radiosondenstationen behandelt. Die Ergebnisse stimmen gut mit denen anderer Autoren überein. Jedoch müssen sie als vorläufig angesehen werden, weil trotz einer Nachbearbeitung und Ergänzung der archivierten Zeitreihen noch nicht alle Lücken gefüllt und nicht alle Mängel beseitigt werden konnten. Die Abkühlung in der Stratosphäre um ca –0.8 K in 10 Jahren zeigt sich deutlich und signifikant. Die Erwärmung in der Troposphäre ist ebenfalls nachweisbar, aber auf dieser individuellen Druckfläche mit +0.1 K bis +0.3 K in 10 Jahren (je nach Auswertezeitraum) schwächer ausgeprägt und nicht an allen Stationen und in allen Zeitabschnitten signifikant. Während die stratosphärische Temperaturabnahme nicht nur im Jahresmittel sondern auch in allen Jahreszeiten vorhanden ist, verhält sich in der Troposphäre der Herbst gerade gegenläufig zum Erwärmungstrend. Zur Ergänzung und Veranschaulichung der troposphärischen Erwärmung wurde auch die Veränderung der Höhe der Tropopause betrachtet. Mit der troposphärischen Erwärmung geht grundsätzlich eine Erhöhung der mittleren Tropopausenhöhe um einige Dekameter bis zu Hektometern in 10 Jahren einher. Im Herbst nimmt dagegen die Tropopausenhöhe entsprechend dem gegenläufigen Temperaturtrend ab. Jedoch sind die Werte der Tropopausenhöhen offenbar nicht allein von der Temperatur sondern auch von messtechnischen Effekten beeinflußt.

Das Datenmaterial

Für die Auswertungen wurden die Daten der routinemäßigen Radiosondenaufstiege von 00 und 12 Uhr UTC deutscher Radiosondenstationen herangezogen. Diese sind in Zeitreihen stationsweise im Klima-Archiv des Deutschen Wetterdienstes verfügbar. Eine wichtige Frage dabei ist zunächst diejenige nach der Homogenität des Datenmaterials. Zeitreihen meteorologischer Daten können aus den verschiedensten Gründen inhomogen sein: durch Stationsverlegung, durch instrumententechnische Änderungen, durch Änderungen der Auswertevorschrift oder durch unterschiedliche Quellen einzelner Abschnitte der Zeitreihen. Vor 1978 wurden nämlich die aerologischen Daten nicht mit dem Ziel einer Zeitreihenuntersuchung in das Klima-Archiv eingebracht, sondern es wurden zunächst für verschiedene anwendungsbezogene Fragestellungen Datensätze erfaßt. Diese waren infolgedessen nach Themen getrennt (Druckstufen, Höhenstufen, markante

Punkte,..) und wurden erst später zu Zeitreihen zusammengesetzt und teilweise durch Nacherfassungen ergänzt.
Für diese Untersuchungen wurden die Zeitreihen der verwendeten Stationen nach den folgenden Prinzipien noch einmal neu zusammengestellt und überarbeitet:

- Im Zeitraum 1967-1975 wurden die im Meteorologischen Rechenzentrum des DWD (DMRZ) gespeicherten gemeldeten Werte an Hauptdruckflächen (TEMP A und TEMP C) sowie die in der Meldung enthaltenen (ersten) Tropopausen verwendet.
- Ergänzend wurden vorhandene nacherfaßte Daten (vornehmlich in den Jahren 1972 und 1973) an markanten Punkten und nachberechnete Tropopausen hinzugenommen.
- Vor 1967 und ab 1976 wurden die im Zeitreihenarchiv vorhandenen Daten verwendet.

Eine Homogenisierung des Datenmaterials konnte jedoch noch nicht durchgeführt werden.
Ausgewertet wurden soweit vorhanden die Aufstiege von 00 und 12 Uhr UTC. Die verwendeten Monatsmittelwerte sind Mittelwerte aus beiden Terminen. Die Frage, ob eine Beschränkung auf den Aufstiegstermin 00 Uhr UTC (um einen Strahlungsfehler auszuschalten) zu anderen Ergebnissen führen würde, wurde anhand der Station Stuttgart untersucht. Die Ergebnisse waren jedoch gleich.
Leider konnten trotz der Nachbearbeitung noch nicht alle Mängel in den verwendeten Zeitreihen beseitigt werden. So sind insbesondere bei einigen Stationen noch Datenlücken in den 60er Jahren vorhanden. Davon ist am stärksten München betroffen, wo selbst nach 1967 bis 1973 noch Daten fehlen. Wo die Datenlücken die Trendberechnung offensichtlich verfälschten, wurde kein Wert angegeben.

Stationsspezifische Angaben

Die Station München wurde 1976 von München-Riem (10866) nach Oberschleißheim (10868) verlegt. Die Station Hannover (10338) wurde 1997 aufgelöst. Für die Folgejahre wurden die Werte der Station Bergen (10238) verwendet. An der Station Dresden (10486) wurde zeitweise anstelle von 00 Uhr ein Aufstieg um 06 Uhr durchgeführt.

Ergebnisse von Trenduntersuchungen

Für 7 deutsche Radiosondenstationen wurden Trenduntersuchungen der Zeitreihen von jährlichen und jahreszeitlichen Mittelwerten der Temperatur der 500 hPa Fläche und der 50 hPa Fläche sowie der Höhe der ersten Tropopause durchgeführt. Die zeitlichen Verläufe dieser Daten an allen Stationen sind in den Abbildungen 2-6 dargestellt. Für die Trendanalyse wurde der Mann/Kendall-Test auf Vorhandensein und Signifikanz eines Trends durchgeführt und der Trend nach linearer Regression für drei Auswertezeiträume berechnet. Die Ergebnisse sind in den Tabellen 1 bis 3 zusammengestellt und in Abb. 1 zusammengefaßt. Die linearen Trends sind im Mittel

über die vorhandenen Stationen als Zu-oder Abnahme in 10 Jahren angegeben. Zusätzlich ist die Spanne der ermittelten Trendwerte eingetragen. Die letzte Spalte enthält jeweils die Anzahl der Stationen mit einem signifikanten Trend nach dem Mann/Kendall-Test. Die Schwelle der gezählten signifikanten Fälle ist mindestens 90 % bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 10 %, in den meisten Fällen wurde 95 % bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% erreicht. Am signifikantesten ist die Temperaturabnahme in der Stratosphäre; hier werden vielfach 99 % bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von höchstens 5 % erreicht.

Jahreszeit	Auswertezeitraum	Trend (K/10 a) im Mittel über 4 bis 7 Stationen	Trend (K/10 a) Spanne	Anzahl der Stationen mit signifikantem Trend
Jahr	1961-1999	+0.1	-0.1 bis +0.3	3 von 6
	1967-1999	+0.2	+0.1 bis +0.3	1 von 6
	1978-1999	+0.3	+0.3 bis +0.4	0 von 7
Frühjahr	1961-1999	+0.2	0.0 bis +0.4	1 von 6
	1967-1999	+0.4	+0.3 bis +0.5	4 von 7
	1978-1999	+0.5	+0.3 bis +0.9	3 von 7
Sommer	1961-1999	+0.1	-0.1 bis +0.3	1 von 6
	1967-1999	+0.1	0.0 bis +0.4	1 von 6
	1978-1999	+0.4	+0.2 bis +0.6	0 von 7
Herbst	1961-1999	-0.2	0.0 bis –0.4	2 von 6
	1967-1999	-0.1	0.0 bis –0.2	0 von 7
	1978-1999	-0.5	-0.2 bis –0.7	1 von 7
Winter	1961-1999	+0.4	+0.2 bis +0.6	1 von 6
	1967-1999	+0.5	+0.3 bis +0.8	2 von 7
	1978-1999	+0.8	+0.7 bis +1.1	0 von 7

Tab. 1 Trend der Lufttemperatur in 500 hPa im Jahresmittel und in den Jahreszeiten.

Jahreszeit	Auswertezeitraum	Trend (K/10 a) im Mittel über 4 bis 7 Stationen	Trend (K/10 a) Spanne	Anzahl der Stationen mit signifikantem Trend
Jahr	1961-1999	-0.8	-0.7 bis –1.1	6 von 6
	1967-1999	-0.8	-0.5 bis –1.2	6 von 6
	1978-1999	-0.8	-0.7 bis –1.0	5 von 7
Frühjahr	1961-1999	-0.6	-0.4 bis –1.0	4 von 4
	1967-1999	-0.6	-0.4 bis –0.8	4 von 5
	1978-1999	-0.7	-0.7 bis –1.0	4 von 7
Sommer	1961-1999	-0.7	-0.6 bis –0.9	4 von 4
	1967-1999	-0.7	-0.4 bis –1.1	6 von 6
	1978-1999	-0.7	-0.6 bis –1.0	7 von 7
Herbst	1961-1999	-0.6	-0.3 bis –1.0	4 von 4
	1967-1999	-0.4	-0.2 bis –0.7	3 von 5
	1978-1999	-0.5	-0.4 bis –0.7	4 von 7
Winter	1961-1999	-0.9	-0.7 bis –1.0	4 von 4
	1967-1999	-1.1	-0.9 bis –1.5	4 von 5
	1978-1999	-1.1	-0.9 bis –1.4	1 von 7

Tab. 2 Trend der Lufttemperatur in 50 hPa im Jahresmittel und in den Jahreszeiten.

Jahreszeit	Auswertezeitraum	Trend (gpm/10 a) im Mittel über 4 bis 7 Stationen	Trend (gpm/10 a) Spanne	Anzahl der Stationen mit signifikantem Trend
Jahr	1961-1999	+18	-21 bis +72	1 von 6
	1967-1999	-1	-107 bis +55	1 von 6
	1978-1999	111	83 bis 155	4 von 7
Frühjahr	1961-1999	+47	+27 bis +89	1 von 6
	1967-1999	+53	-31 bis +105	3 von 6
	1978-1999	+190	+123 bis +251	7 von 7
Sommer	1961-1999	+7	-34 bis +68	1 von 6
	1967-1999	-33	-164 bis +67	0 von 7
	1978-1999	+140	103 bis 172	2 von 7
Herbst	1961-1999	-62	-102 bis +7	1 von 6
	1967-1999	-99	-207 bis –43	2 von 6
	1978-1999	-128	-210 bis –61	0 von 7
Winter	1961-1999	+82	+15 bis +133	1 von 6
	1967-1999	+75	-50 bis 126	0 von 7
	1978-1999	+247	+168 bis +335	4 von 7

Tab. 3 Geopotentielle Höhe der ersten Tropopause im Jahresmittel und in den Jahreszeiten.

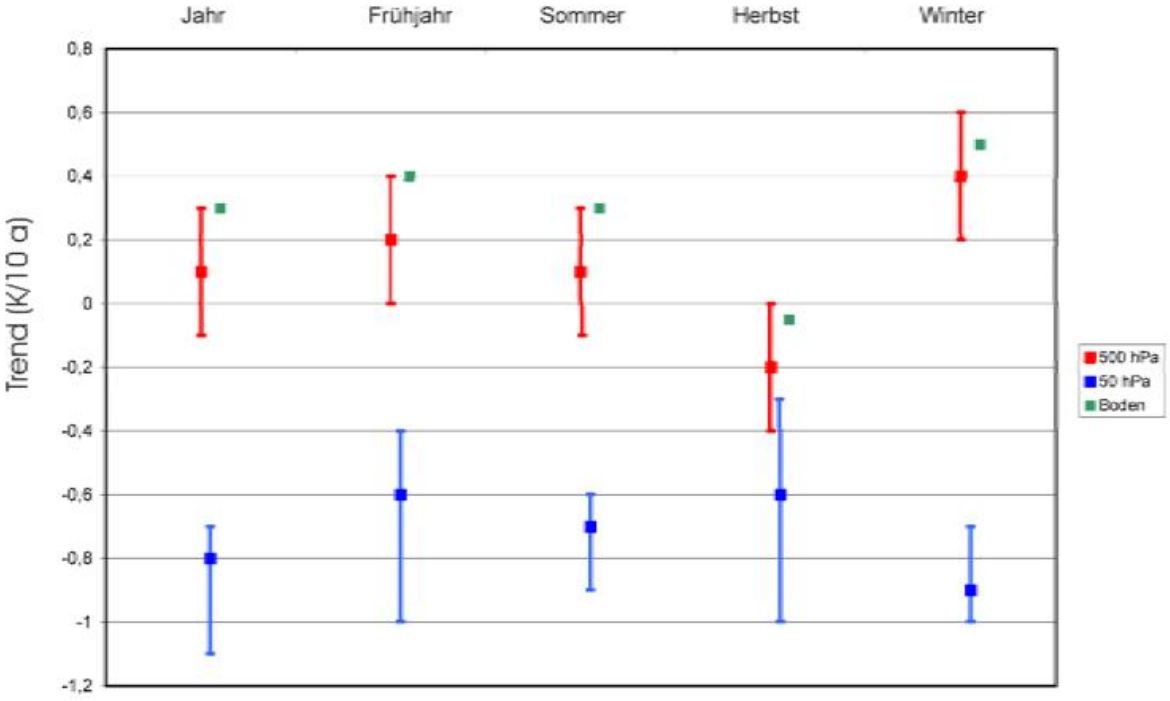


Abb. 1 Trend der Lufttemperatur in K pro Dekade für den Auswertezeitraum 1961-1999 für die Jahreszeiten und das gesamte Jahr in drei Höhen (Boden (Gebietsmittelwerte aus Rasterdaten), 500hPa, 50 hPa).

Für die geopotentielle Höhe der Tropopause erwartet man, daß mit der Erwärmung der Troposphäre eine Erhöhung der Tropopause einhergeht. Das ist auch grundsätzlich der Fall; insbesondere wird für den Herbst entsprechend dem Abkühlungstrend auch eine Erniedrigung der Tropopausenhöhe gefunden. Dass das

Bild trotzdem etwas unübersichtlicher ist als erwartet und insbesondere bei den Auswertezeiträumen 1961-1999 und 1967 bis 1999 nicht immer der Erwartung entspricht, dürfte auch auf Fehlerquellen in der Höhenbestimmung zurückzuführen sein. Wo die Höhe aus dem gemessenen Druck und der Temperatur und Feuchte nach der barometrischen Höhenformel bestimmt wurde, setzt sich der Fehler aus diesen drei Meßgrößen zusammen. Wo jedoch die Höhe z.B. aus einer Radarmessung bestimmt wurde, sind Brechungsfehler zu berücksichtigen.

Ergebnisse anderer Autoren

Zum Vergleich liegen sowohl Untersuchungen einzelner Radiosondenstationen (Hohenpeißenberg, München) als auch Untersuchungen ausgewählter Radiosondenkollektive der Nordhemisphäre sowie Ergebnisse satellitengestützter Fernerkundungsverfahren (Mikrowellensondierer) vor. Die verwendeten Auswertezeiträume wurden schon mit Blick auf diese in der Literatur vorhandenen Untersuchungen gewählt, sodass die Ergebnisse trotz geringfügiger Abweichungen der Zeiträume miteinander verglichen werden können. Die folgende Tabelle gibt einen Überblick:

Autor	**Station/ Region**	**Daten-material**	**Auswertezeitraum**	**Höhe(n) - bereich**	**Größe (Einheit)**	**Trend (in 10 Jahren)**
Fink	München	RS, 00 Uhr	1961-1988	500/300 hPa	T (K)	+0.15
				50/30 hPa	T (K)	-0.5
Steinbrecht	Hohenpeißenberg	RS	1967-1998 (?)	5 km	T (K)	+0.7
				Untere Stratosph.	T (K)	-0.5
				Tropopause	H (gpm)	+150
Angell	Nordhemisphäre	RS	1959-1998	850-300 hPa	T (K)	+0.11
	Nordhemisphäre	RS	1979-1998	850-300 hPa	T (K)	+0.09
	Nordhemisphäre	MSU	1979-1998	850-300 hPa	T (K)	+0.11

Tab. 4 Ergebnisse anderer Autoren

Die Ergebnisse stimmen mit den hier vorgestellten Ergebnissen recht gut überein, insbesondere wenn man berücksichtigt, daß die hier angegebenen Trends Mittelwerte aus 4 bis 7 über Deutschland verteilten Radiosondenstationen sind, während es sich bei den beiden Veröffentlichungen von Fink bzw. Steinbrecht um die süddeutschen Stationen München und Hohenpeißenberg handelt. Es wurde darauf verzichtet, die Einzelergebnisse der Radiosondenstationen zu tabellieren bzw. räumlich zu interpretieren, weil nur maximal 7 Stationen untersucht wurden und auch das Datenmaterial noch nicht abschließend überarbeitet werden konnte. Letzteres ist auch die Ursache für die unterschiedlichen Ergebnisse in „Aerologischer Schichtaufbau in der Atmosphäre und Trends" von Leiterer et a. in diesem Heft. Jedoch sind Unterschiede zwischen den Stationen zu erkennen, die sich in die z.B. von Rapp vorgestellten regionalen Verteilungen der Trends und ihrer Signifikanzen einfügen. Die Trendbeträge sowie die Signifikanzen nehmen nach Südsüdwest hin zu.

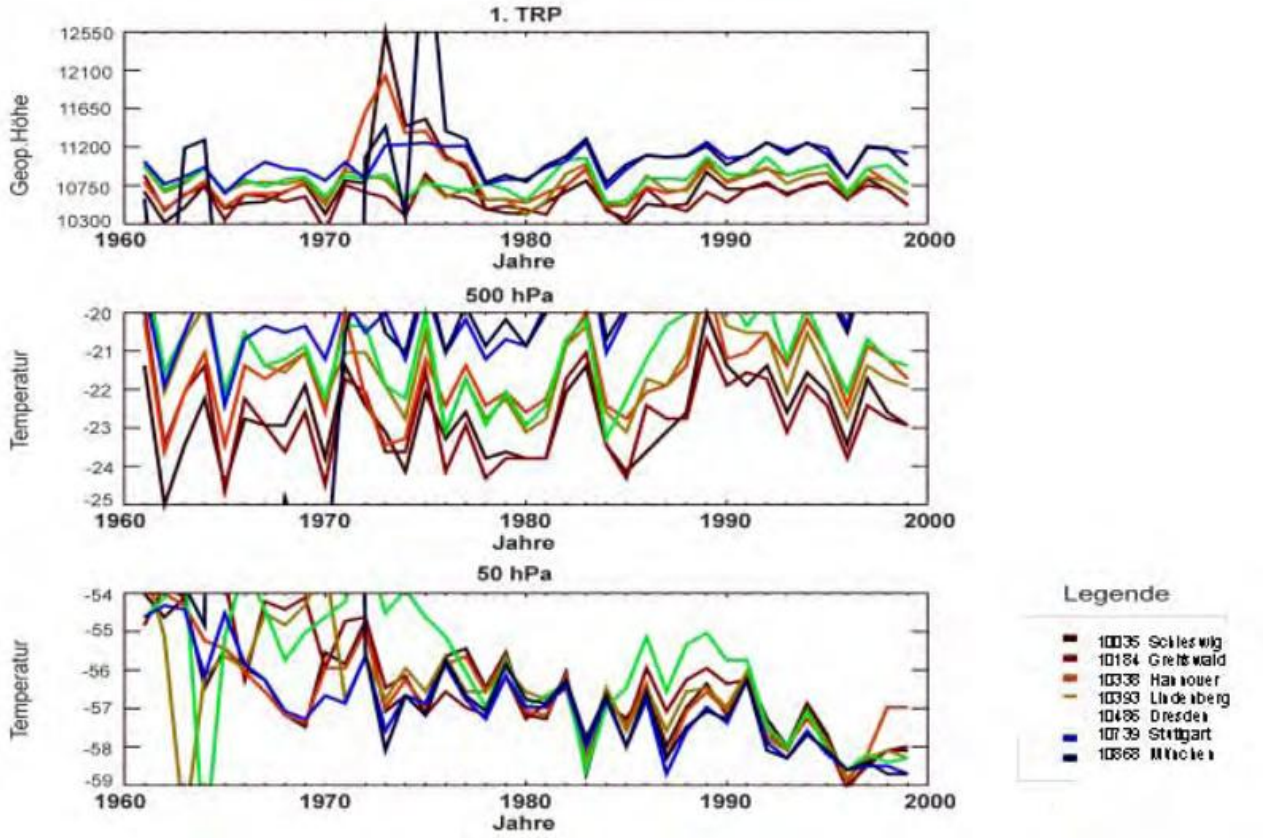


Abb. 2 Zeitreihen von Zustandsgrößen der freien Atmosphäre für 7 Stationen, Jahr.

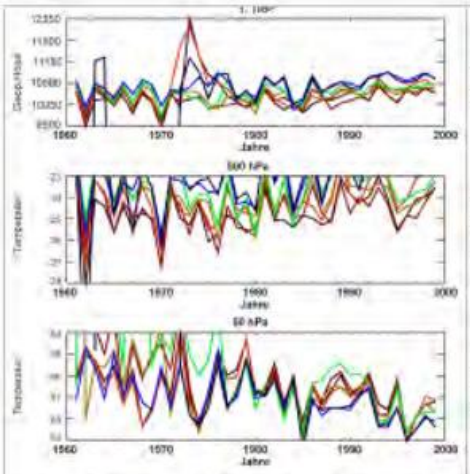


Abb. 3 Zeitreihen von Zustandsgrößen der freien Atmosphäre für 7 Stationen, Frühjahr.

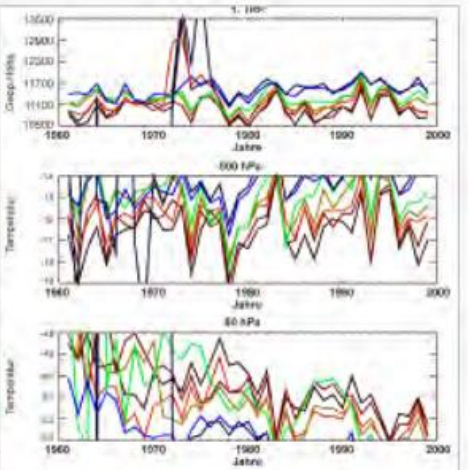


Abb. 4 Zeitreihen von Zustandsgrößen der freien Atmosphäre für 7 Stationen, Sommer.

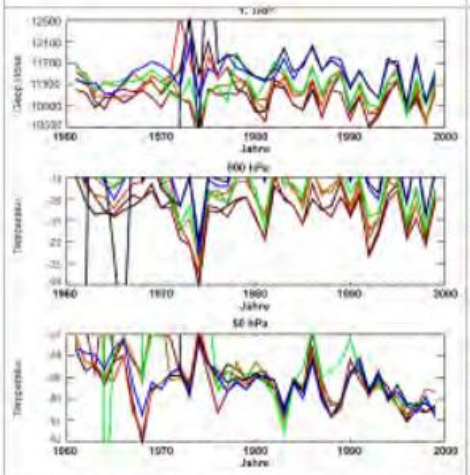


Abb. 5 Zeitreihen von Zustandsgrößen der freien Atmosphäre für 7 Stationen, Herbst.

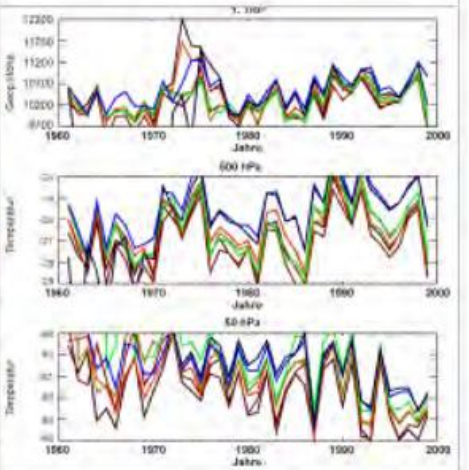


Abb. 6 Zeitreihen von Zustandsgrößen der freien Atmosphäre für 7 Stationen, Winter.

Literatur

Angell, J.K. (2000): Difference in radiosonde temperature trend for the period 1979-1998 of MSU data and the period 1959-1998 twice as long Geophysical Research Letters, Vol 27, No 15, PP 2177-2180

Fink,C. (1991): Trendwerte der Temperatur in der Stratosphäre und der Tropospäre für den Zeitraum 1961 bis 1988, nach Messungen der aerologischen Station München, Meteorologische Rundschau, Bd. 44, S. 184-188

Rapp, J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 212, Selbstverlag

Sneyers, R.(1992): On the use of statistical analysis for the objective determination of climate change Meteorologische Zeitschrift, N.F., 1992, S. 247-256

Steinbrecht, W.; Winkler, P (2000): Untersuchung der Zusammenhänge zwischen Ozon und Temperatur in der Stratosphäre Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 210, Selbstverlag

Beobachtungen dynamischer und thermodynamischer Variablen in der Atmosphäre auf Basis von Radiosondenaufstiegen

A. Hense, R. Hagenbrock, M. Göber, F. Ament

Einleitung

Die klassische Form der Auswertung von Radiosondenaufstiegen („Temps“) ist die Ableitung gewisser thermodynamischer Variablen zur Abschätzung der atmosphärischen Stabilität und die Analyse der vertikalen Windscherung, um so eine Aussage zum Massen- und Temperaturfeldgradienten orthogonal zur Windrichtung zu gewinnen. Langzeitanalysen von Radiosondenmessungen sind in der Literatur nur vergleichsweise rar zu finden (Fraedrich et al., 1979; Fink, 1991). Will man heute die Struktur atmosphärischer Variabilität in Raum und Zeit beschreiben, stehen mit den Reanalysedaten (z.B. die NCEP Reanalysen Kalnay et al. (1996) oder die EZMW ERA-15 Reanalysen) Datensätze vierdimensionaler Natur zur Verfügung, deren Umfang und Detailreichtum zum Teil verblüffend sind. Allerdings zeigt es sich auch, dass die gegenwärtigen Reanalysedaten nicht das non-plus-ultra sind, da viele Variablen (wie z.B. die des hydrologischen Zyklus) sehr stark von den Parametrisierungen des die Daten assimilierenden Modells dominiert werden. Damit stellt sich die Frage, ob Zeitreihen von Radiosondenaufstiegen auch noch im Zeitalter der Reanalysen einen sinnvollen Beitrag zur Klimatologie der freien Atmosphäre leisten können. Ziel der folgenden Präsentation ist es, anhand von Material, das vorwiegend aus Arbeiten am Meteorologischen Institut der Universität Bonn entnommen ist, dies zumindestens teilweise zu bejahen.

Zeitreihenanalyse einzelner Radiosondenstationen

Bereits die konzentrierte Analyse einzelner Radiosondenstationen kann Einblicke in die kohärenten Variationen atmosphärischer Variablen als Funktion der Höhe und der Zeit liefern. Exemplarisch wird dies an den Messungen der Station Lindenberg von 1971 bis 1990 für gewisse kinematische Eigenschaften des Windfeldes $\vec{v}$ = (u,v) vorgeführt. Details dieser Arbeit sind in Göber und Hense (1995) zu finden. Lindenberg ist als Station besonders geeignet, weil hier 4 Aufstiege pro Tag (alle 6 Stunden) durchgeführt werden, so dass man die langzeitliche Analyse auf verschiedenen Zeitskalen konzentrieren kann:

- die monatliche/jahreszeitliche Skala ausgedrückt durch die 30/90 Tage Mittelwerte der betrachteten Variablen zonale $\overline{u}$ und meridionale Windgeschwindigkeit $\overline{v}$, Temperatur $\overline{T}$, Geopotential $\overline{\Phi}$ und spezifische Feuchte $\overline{q}$.
- die innermonatliche/innerjahreszeitliche Skala zwischen 2 und 30/90 Tagen, wobei hauptsächlich der synoptische Bereich zwischen 2 und 8 Tagen bedeutsam ist, ausgedrückt als Abweichungen u', v', T', Φ', q'.

- der hochfrequente Anteil mit einer Skala zwischen 12 Stunden und 2 Tagen mit der Bezeichnung u'', v'', T'', Φ'',q''

Damit kann jede der Variablen zerlegt werden in $x = \bar{x} + x' + x''$ mit den Nebenbedingungen $\overline{x'} = \overline{x''} = 0$ und $\overline{x'x''} = 0$ wobei der Querstrich auch wiederum die zeitliche Mittelung über 30/90 Tage andeutet. Da eine bloße Betrachtung der Mittelwerte der Messgrößen nahezu keinen physikalischen Einblick in die Dynamik der unterschiedlichen Zeitskalen liefert, ist es sinnvoll auch die so genannten zweiten Momente (Varianzen und Kovarianzen der innermonatlichen bzw. hochfrequenten Anteile) im Mittel über einen Monat oder eine Jahreszeit zu untersuchen, die auch direkte physikalische Interpretationen haben. So ist die (halbe) Summe der Varianz des zonalen u'^2 und meridionalen Windfeldes v'^2 die kinetische Energie der synoptischen Störungen der betrachteten Aufstiege und somit ein direktes Mass für die synoptische Aktivität an der Station in verschiedenen Höhen. Die Kovarianzen $\overline{u'v'}$ und $\overline{v'T'}$ werden als Impuls bzw. Wärme-Transporte durch die synoptischen Störungen bezeichnet, da sie kohärente und damit gerichtete Fluktuationen der Einzelvariablen zusammenfassen. In Tabelle (1) findet sich ein Überblick über die verschiedenen zweiten Momente und ihre physikalische Interpretation. Da man diese Werte für jeden Monat bzw. jede Jahreszeit bestimmen kann, ergibt sich bei einer Langzeitbetrachtung eine Schätzung des mittleren Zustands und seiner typischen Änderungen im Laufe der Beobachtungszeit.

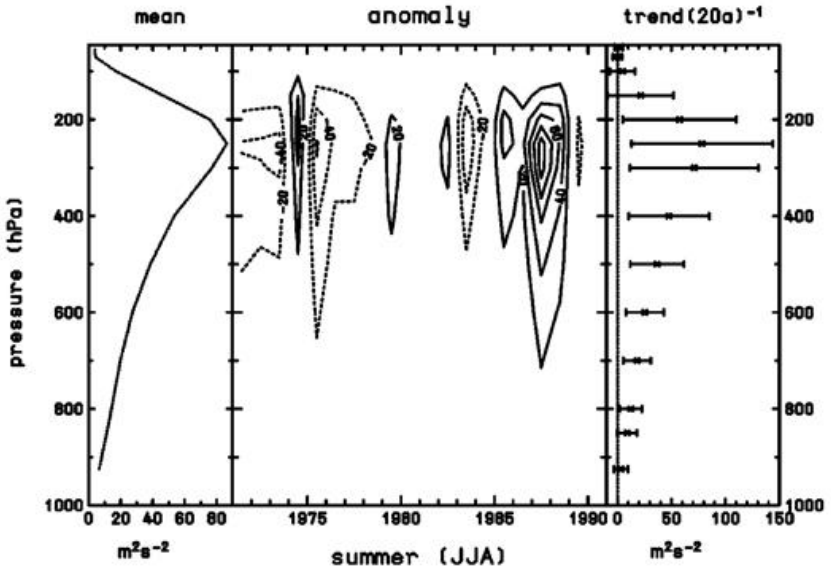
Zweites Moment	Interpretation
$\frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2})$	kinetische Energie
$\overline{u'v'}$	Meridionale Transport von zonalem Impuls
$c_p \overline{v'T'}$	Meridionaler Transport von Wärme
$\overline{v'(c_p T' + \Phi' + lq')}$	Meridionaler Transport von feuchtstatischer Energie

Tab. 1 Die bestimmbaren zweiten Momente der Fluktuationen der Radiosondenmessungen und ihre physikalische Interpretation.

In Abb.(1) findet man eine Zusammenstellung des mittleren Zustands (linke Teilabbildung) und der typischen langfristigen Änderungen (mittlere Teilabbildung) und des Trends (rechte Teilabbildung) in dem betrachteten Zeitraum (1971-90) für die kinetische Energie der mittleren Strömung (Abb.(1(a)) und der kinetischen Energie der synoptischen Störungen (Abb.1(b)) in den Sommermonaten Juni, Juli, August. Man erkennt die höchsten Niveaus beider Größen in Tropopausenhöhe, wo sich auch die größten Anomalien und auch die stärksten Trendwerte finden. Dicke Balken in den Teilabbildungen zum Trend geben die Druckhöhen an, in denen die Nullhypothese „Kein Trend vorhanden" zu einem 5% Irrtumsniveau abgelehnt wird. Demnach ist sowohl die mittlere Strömung als auch die synoptische Aktivität über

Lindenberg in den Jahren 1971-90 signifikant stärker geworden. Dies ist auch durch Untersuchungen anderer Variabler bestätigt worden (Fink, 1991; Flohn et al., 1992). Bei den Anomalien der kinetischen Energie der mittleren Strömung dominiert ferner der zonale Windanteil, der entsprechend auch einen Trend zu stärkeren Westwinden aufweist. Dementsprechend findet man z.B. auch deutliche Zunahmen der Energie- und Wassertransporte durch die mittlere Strömung. Dies Beispiel demonstriert, dass nicht alle (langfristigen) Änderung im Klimasubsystem Atmosphäre unabhängig voneinander stattfinden, sondern durch die Abhängigkeiten infolge der verschiedenen Bilanzgleichungen bestimmt werden. Eine Analyse von Klimaänderungsignalen erfordert deshalb nicht die univariate Betrachtung einzelner Grössen sondern eine Zu-

(a)



(b)

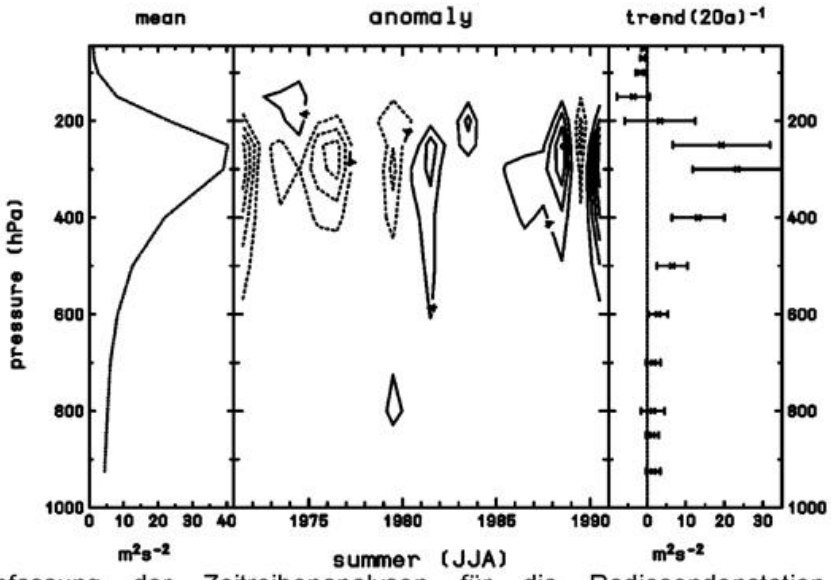


Abb.1 Zusammenfassung der Zeitreihenanalysen für die Radiosondenstation Lindenberg Sommermonate Juni, Juli, August 1971-1990 für die variable kinetische Energie der mittleren Strömung (a) bzw. kinetische Energie der synoptischen Störungen (b), linke Teilabbildung mittlerer Zustand, zentrale Teilabbildung: Zeitreihe der Anomalien individueller Sommermonate, rechte Teilabbildung: geschätzte Trendwerte und Konfidenzintervalle, bei den dicken schwarzen Balken wird die Nullhypothese mit einem Irrtumsniveau von 5% abgelehnt.

sammenschau bzw. multivariate Untersuchung z.B. mit Hilfe der Bilanzgleichungen für Energie (Tandetzki, 1997) und Wasser.
Interessante Ergebnisse bezüglich der Datenqualität ergeben sich noch aus den Untersuchungen der hochfrequenten Anteile. Zunächst sind alle Kovarianzen vom Type $u''v''$ nahezu Null, d.h. diese Fluktuationen finden unabhängig voneinander statt, deren Stärke durch die Varianzen gemessen wird. Da das Geopotential durch die Vertikalintegration der hydrostatischen Grundgleichung aus den Temperatur und Druckmessungen gewonnen wird, kann man aufgrund der Fehlerfortpflanzung eine Zunahme des Geopotentialfehlers mit der Höhe, wegen der Verbesserung der Messtechnik jedoch eine Abnahme mit der Zeit erwarten. Abb.(2) zeigt den Mittelwert und den Trend der hochfrequenten Geopotentialvarianz mit exakt diesem antizipierten Verhalten. Auch die Analysen der anderen Variablen legen es nahe, dass die Fluktuationen in diesem Zeitskalenbereich durch die Messfehler dominiert werden. Konsequenterweise sollte man deshalb alle Radiosondendaten, die zu weiteren Untersuchungen z.B. zur Beschreibung der Variabilität durch geeignete Tiefpassfilterung um diesen hochfrequenten Anteil reduzieren.
Thermodynamische Untersuchungen an Radiosondenaufstiegen z.B. zur Beschreibung der konvektiven Stabilität wurden in jüngster Zeit von Yano et al. (2000) für das TOGA-COARE Gebiet im westlichen Zentralpazifik durchgeführt. Als Stabilitätsmaß wurde die sogenannte *convectively available potential energy* CAPE bestimmt, die ein Vertikalintegral der Differenz zwischen der gemessenen Temperatur und einem feuchtadiabatischen Aufstieg eines Luftvolumens aus der tropischen Grenzschicht ist. Die Spektren dieser Zeitreihen zeigen charakteristische Merkmale, die ein starkes Indiz dafür sind, dass Konvektion in den Tropen und die großskalige atmosphärischen Zirkulation ein nicht-lineares gekoppeltes System bilden und nicht - wie bislang oft angenommen - Konvektion im Quasigleichgewicht mit der großskaligen Atmosphäre ist.

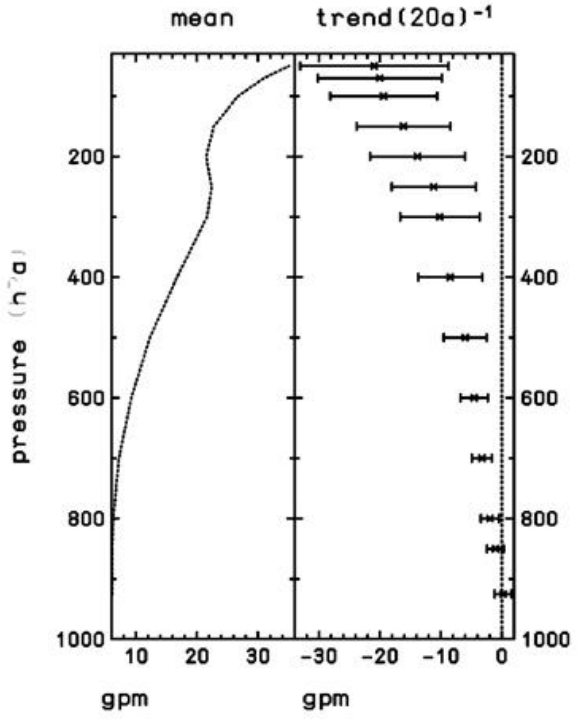


Abb. 2 Varianz des hochfrequenten Anteils des Geopotentials, links mittlerer Zustand 1971-90, rechts Trend an der Radiosondenstation Lindenberg.

Zeitreihenanalysen in einem Netz von Radiosondenmessungen

Wir haben im ersten Abschnitt gesehen, dass sich aus den Radiosondenmessungen die Massen-, Energie- und Feuchteflüsse bestimmen lassen, u.U. getrennt für verschiedene Zeitskalenbereiche. Wir haben aber auch gesehen, dass langzeitliche Variationen dieser Größen nicht unabhängig voneinander untersucht werden können, sondern immer mit dem Bezug zur jeweiligen Bilanzgleichung. Dies wäre die Kontinuitätsgleichung für die Massenflüsse, der Erste Hauptsatz der Thermodynamik bei den Energieflüssen und die Kontinuitätsgleichung für die atmosphärische Wassermasse im Fall der Feuchteflüsse. Dabei sind nicht so sehr die absoluten Werte der Transporte entscheidend, sondern deren Divergenzen in horizontaler und vertikaler Richtung. Diese sind aber anhand einer einzelnen Radiosonde nicht bestimmbar genausowenig wie eventuell interessante Transporte von Vorticity oder Divergenz. Der übliche Weg ist es, die an den Radiosondenstationen verfügbaren Daten auf ein regelmäßiges Gitter zu interpolieren und dann auf diesem Gitter die Transporte und deren Divergenzen zu bestimmen. Eine zweite Möglichkeit wird von Peixoto und Oort (1992) beschritten. Die Flüsse werden dazu an den Stationen bestimmt (in völliger Analogie zu Abschnitt 1) und dann auf ein regelmässiges Gitter interpoliert, das die Berechnung der Divergenzen erlaubt. In den letzten 5 Jahren ist am Meteorologischen Institut ein neues Verfahren zur Auswertung von Radiosondenmessungen entwickelt worden, bei dem die Daten zu keiner Zeit auf ein regelmäßiges Gitter interpoliert werden und das dennoch eine fehlerkontrollierte Berechnung von Massen-, Energie- und Wasserflüssen erlaubt. Seit langem in der meteorologischen Literatur beschrieben ist das Problem, aus einem Netz von fehlerbehafteten Windbeobachtungen bzw. horizontalen Massenflüssen die vertikale Komponente durch vertikale Integration der horizontalen Massenflussdivergenzen zu bestimmen. Die typischen Fehler in den horizontalen Windbeobachtungen sind so groß, dass aufgrund des Fehlerfortpflanzungsgesetzes der Fehler der horizontalen Winddivergenz genauso groß (oder sogar größer) ist wie die eigentliche Divergenz. Dieser Fehler kann sich auch noch weiter fortpflanzen, setzt man die fehlerbehafteten Windbeobachtungen zur Berechnung der Divergenzen der Energie- und Wassertransporte ein. Schafft man es jedoch, die Fehler in den Windbeobachtungen so geschickt umzuverteilen, dass das resultierende Windfeld exakt die Kontinuitätsgleichung erfüllt, heben sich die Fehler bei der horizontalen Divergenzberechnung gegenseitig auf und die sich ergebenden horizontalen und vertikalen Windfelder sind zwar nicht um die Fehler reduziert (gefiltert) aber zumindestens auf mit der Kontinuitätsgleichung konsistente Fehler abgeändert worden. Man spricht dann von balancierten Windfeldern. Mathematisch wird diese Methode durch ein variationelles Verfahren erzielt, das die Windbeobachtungen im Sinne der kleinsten Fehlerquadrate abändert unter der Nebenbedingung einer exakten Erfüllung der Kontinuitätsgleichung. Formal kann das Verfahren auf jeder Art von Gitter durchgeführt werden z.B. auch auf dem unregelmässigen, das durch die Radiosondenmessungen definiert wird. In diesem Fall muss die Diskretrisierung des kontinuierlichen Variationsverfahrens mit Hilfe von finiten Elementen oder finiten Volumen erfolgen, die durch ein dreidimensionales Tetraeder - Gitter festgelegt werden. Der einfachste Fall von drei Radiosonden mit Messungen in zwei Höhen definiert zunächst ein vertikal stehendes Prisma, das nochmals in drei Tetraeder zerfällt (Abb.(3)).

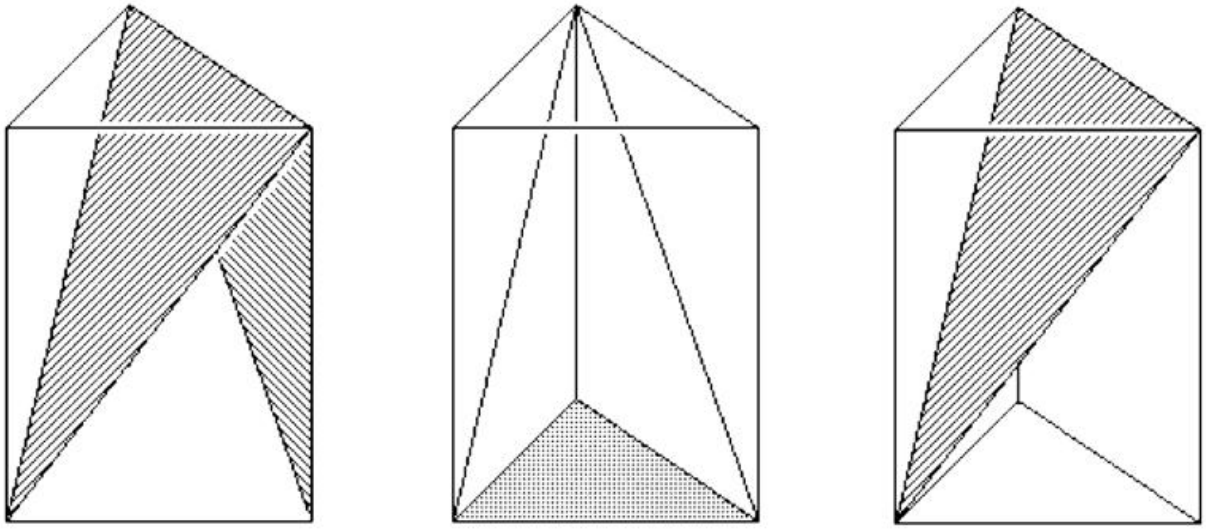


Abb. 3 Triangulierung eines atmosphärischen Volumens, das durch drei Radiosondenaufstiege mit Messungen in zwei Höhen begrenzt ist.

Es ist unmittelbar klar, dass die Messungen nicht notwendigerweise auf gemeinsamen Höhen (z.B. Standarddruckflächen) liegen müssen. Auch müssen die horizontalen Positionen der Radiosonden in der Vertikalen nicht übereinstimmen, so dass im Prinzip auch die Verdriftung der Radiosonden in Betracht gezogen werden kann. Ebenso sollte die Berücksichtigung anderer punktweiser Datenquellen wie Raketenmessungen in der oberen Stratosphäre oder Mesosphäre (Siehe Beiträge von Labitzke und Bremer im gleichen Bericht) prinzipell möglich sein.
Die vollständige Triangulierung eines Gesamtnetzes ist aber dennoch nicht-trivial und auch nicht eindeutig. Allerdings gibt es aus der Angewandten Mathematik verfügbare Verfahren, die auf die meteorologischen Bedingungen angepasst werden können. Das Variationsverfahren zur Bestimmung balancierter Windfelder führt auf ein lineares Gleichungssystem, das die abgeänderten Werte der Massenflüsse aus den beobachteten Werten herleitet. Da diese neuen Grössen an den gleichen Punkten bestimmt werden, an denen auch die Beobachtungen von Temperatur, Geopotential und Feuchte vorliegen, kann man dann in einem zweiten Schritt die Transporte nach den im ersten Abschnitt beschriebenen Verfahren herleiten. Die Finite Elemente bzw. Volumenmethode liefert dann auch sofort die Vorschrift, wie aus den Transporten die Divergenzen berechnet werden können, so dass schliesslich die Elemente der Bilanzgleichungen an den Messorten der Radiosonden bestimmt werden können.
Angewandt wurde das Verfahren auf das Radiosondenmessnetz der Nordhemisphäre nördlich von 45°N zur Berechnung des Wasserhaushaltes der arktischen Atmosphäre 70°N – 90°N im Zeitraum 1979-1993 aus 12-stündig verfügbaren Aufstiegen. Die Arbeit wurde durch das BMBF im Rahmen des ACSYS (Arctic Climate System Study) Programms der WMO / WCRP gefördert. In Abb.(4) ist die Triangulierung für einen bestimmten Tag zu sehen mit einer vergleichweise feinen Auflösung in Europa aber einer groben Abtastung in der zentralen Arktis. Unser Verfahren ist ideal geeignet, die russischen Radiosondenaufstiege zu nutzen, die von driftenden Eisstationen in der inneren Arktis durchgeführt wurden.
Abb.(5) zeigt schliesslich als ein Beispiel der möglichen Ergebnisse die atmosphärische Wasserbilanz als Funktion des Jahresgangs (unterer Teil der

Abbildung) berechnet aus den Radiosondendaten. Ein positiver Wert zeigt einen Transport von Wassermasse über den 70.ten Breitengrad in die Arktis hinein an, der nur durch einen Niederschlagsüberschuss relativ zur Verdunstung ausgeglichen werden kann, wenn man die Speicherung von Wassermasse in der Atmosphäre als gering annimmt. Die Variationen der Wasserbilanz im Jahresmittel finden sich in oberen Teil der Abb.(5). Im Flächenmittel verliert die arktische Atmosphäre 0.44 mm Wassersäule pro Tag und Einheitsfläche in Form von Niederschlag.

Um die Qualität der Rechnungen abschätzen zu können, wurden aus den NCEP Reanalysedaten für den gleichen Zeitraum zum einen die Wasserbilanz der arktischen Atmosphäre direkt bestimmt (vergl. auch Cullather et al., 2000, Abb.(6), die NCEP und die EZMW Reanalysen liefern nahezu identische Wasserbilanzen für die Arktis) und zum anderen aus den EZMW Reanalysen an den Positionen der Radiosondenmessungen die Werte der Messungen abgegriffen (simulierte Radiosondenaufstiege) und der Orginalprozedur wie oben beschrieben unterzogen. Die Ergebnisse zur Wasserbilanz für diesen Fall finden sich in Abb.(7).

Der Vergleich zeigt, dass sowohl die Orginalradiosondendaten als auch die aus den Reanalysefeldern simulierten Radiosondenmessungen vergleichbare Ergebnisse zur Wasserbilanz liefern (Jahresmittel ~ 0.44 mm/Tag), was die Amplitude und die Phase des Jahresganges und auch die Variabilität von Jahr zu Jahr angeht. Markante Unterschiede bestehen jedoch zu den Wasserbilanzen, die aus den vollständigen Reanalysefeldern bestimmt werden. So ist der jährlich gemittelte Wasserverlust 0.58 mm Wassersäule pro Tag und Einheitsfläche, etwa 20% mehr als die beiden anderen Abschätzungen liefern. Dies lässt den Schluss zu, dass diese Differenzen durch die Eigen-schaften des Reanalyse Datenassimilationsmodells oder durch die Beobachtungen unterhalb der Radiosondenskala (z.B. Satelliten) oder durch die Berücksichtigung der zeitlichen Komponente bei der Assimilation der Beobachtungen in das EZMW Reanalyse-Modell erzeugt werden. Welche der in den Abb.(5) bis (7) präsentierten Wasserbilanzen also die korrekte ist, ist deshalb z.Z. noch nicht abschliessend geklärt. Die Hinzunahme der Niederschlagsmessungen in der Arktis aus dem Arctic Precipitation Data Archive APDA des Weltniederschlagszentrum beim DWD kann eventuell diese Diskrepanzen auflösen.

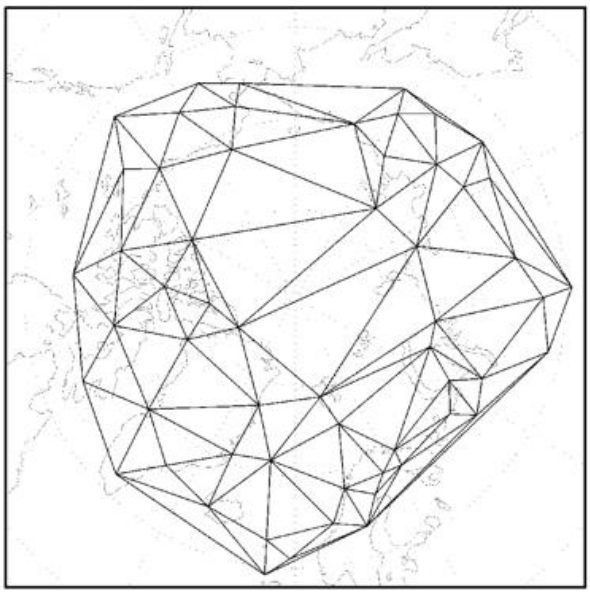


Abb. 4 Triangulierung der Atmosphäre durch die verfügbaren Radiosondenmessungen auf dem Standarddruckniveaus 850 hPa am 1.1.1990, in der Vertikalen erfolgt die Triangulierung gemäss Abb.(3)

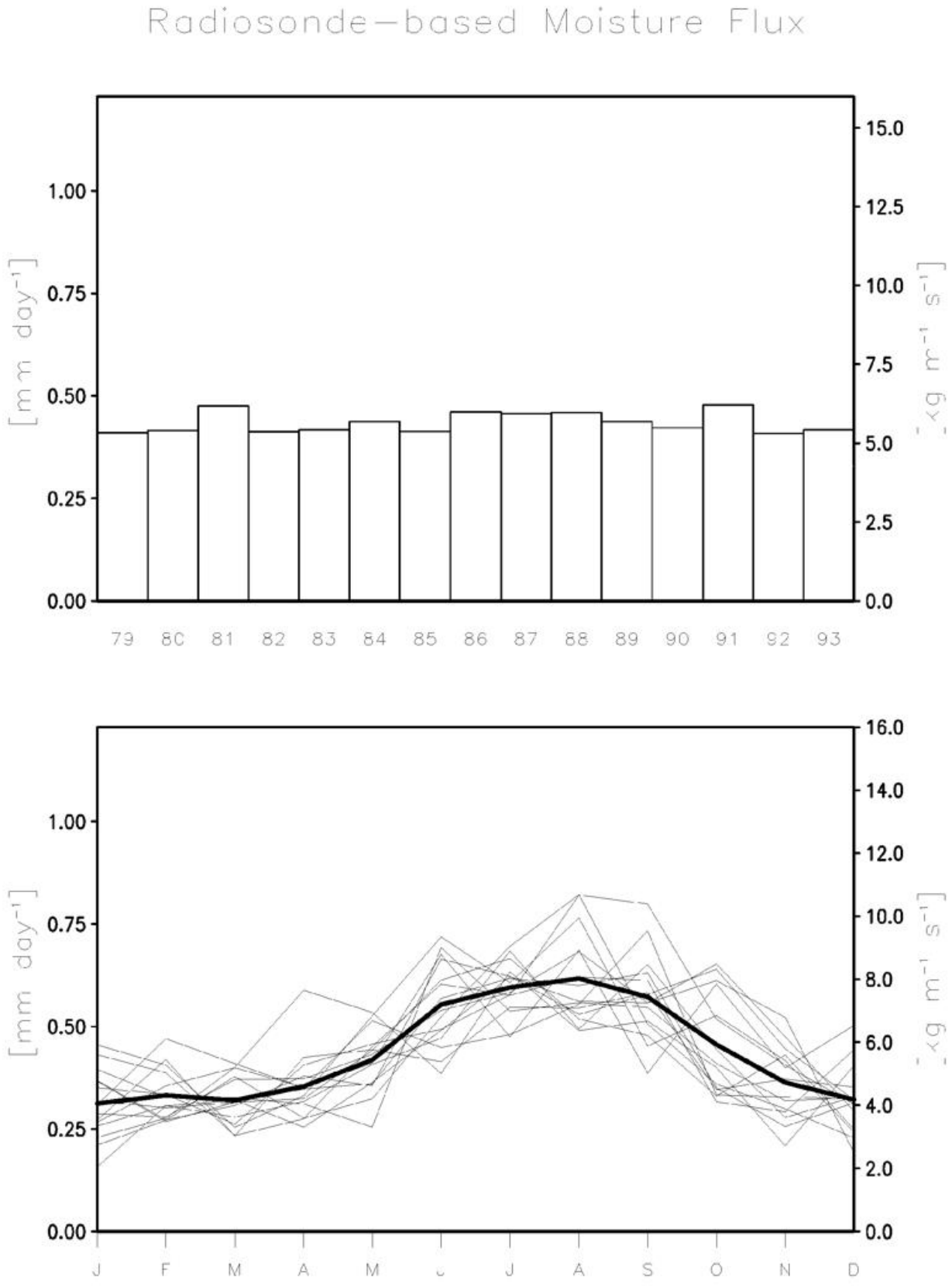


Abb. 5 Wasserbilanzen in mm/Tag der Arktischen Atmosphäre zwischen Januar und Dezember, jeweils Monatsmittel der Jahre 1979-1994, Daten Radiosondenmessungen (unten); Zeitreihe der jährlich gemittelten Wasserbilanz (in mm/Tag) für den gesamten Beobachtungszeitraum

(oben).

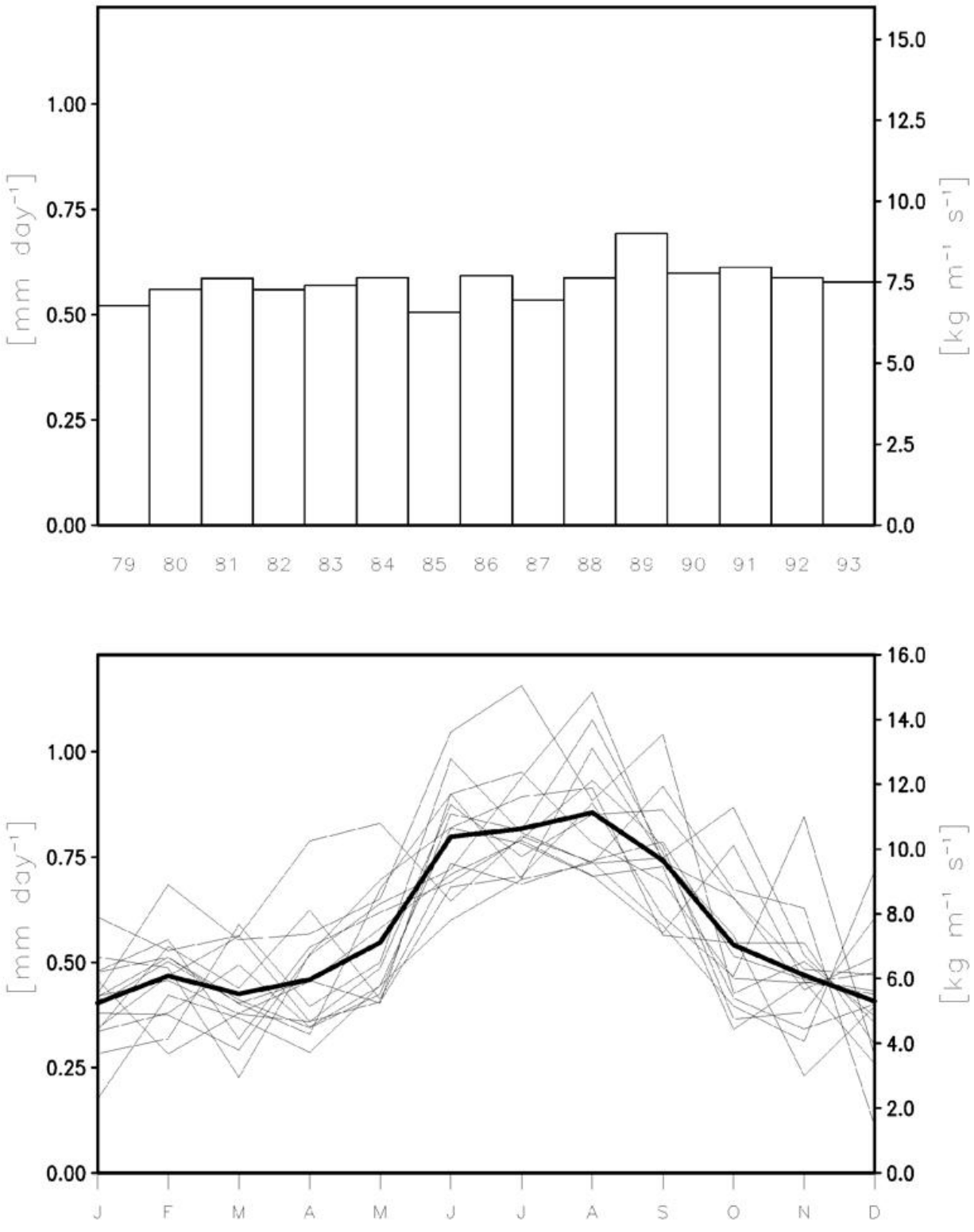


Abb. 6 wie Abb.(5), jedoch bestimmt aus den NCEP Reanalysen.

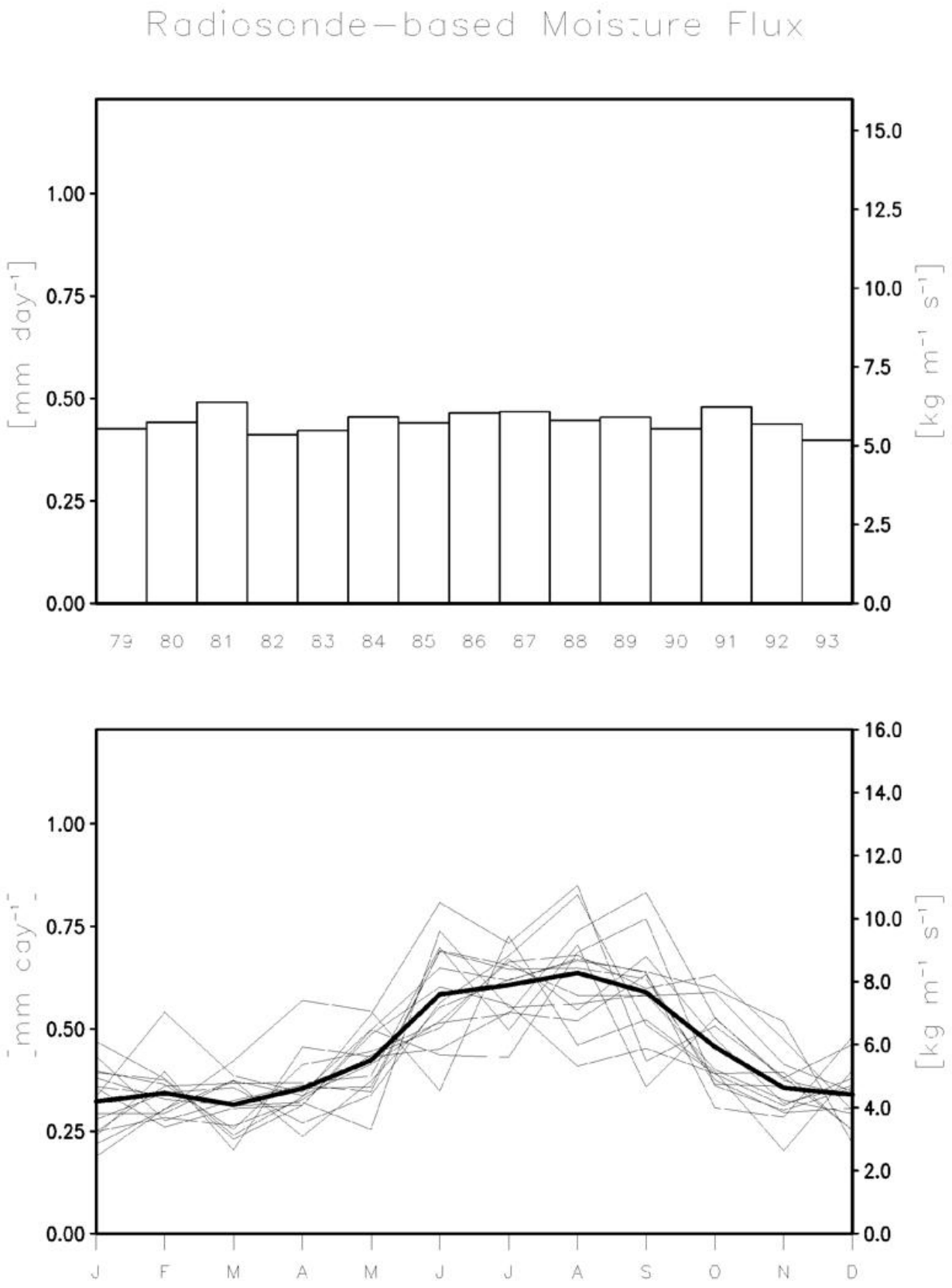


Abb. 7 wie Abb.(5), jedoch bestimmt aus den EZMW Reanalysen abgegriffen an den Radiosondenmesspunkten.

Zusammenfassung

Dieser Beitrag zum Klimastatusbericht 2000 des DWD sollte einen Überblick geben, welche Aussagen auch in der Ära der Reanalyse aus langen Radiosondenmessungen gefunden werden können bezüglich der raum-zeitlichen Struktur von großräumigen atmosphärischen Zirkulationsschwankungen. Dabei sollte die Auswertung von Zeitreihen einzelner Radiosondenmessungen zurückgestellt werden zugunsten der Auswertung eines gesamten Netzes unter Berücksichtigung der physikalischen Beziehungen wie Massenerhaltung und Energieerhaltung. Dies entspricht natürlich einem Reanalysemodell intermediärer Komplexität, da es über die univariate Betrachung deutlich hinausgeht aber an die Komplexität der vollen Reanalysemodelle auf keinen Fall herankommt. Aber genauso wie in der Klimaforschung die Erdmodelle intermediärer Komplexität signifikante Beiträge liefern können, können nach unserer Ansicht auch Datenanalysemodelle des hier vorgestellten Typs einen Beitrag zur Klimadiagnose leisten.

Literatur

Cullather R.I., Bromwich D.H. und Serreze M.C. (2000): The atmospheric hydrological cycle over the Arctic basin from reanalyses, Part I: Comparison with observations and previous studies, J. Clim., 13, 923-937

Fink A., (1991): Trendwerte der Temperatur der Stratosphäre und der Troposphäre für den Zeitraum 1961-1988, nach Messungen der aerologischen Station München, Meteorol. Rdsch., 44, 184-188

Flohn H., Kapala A., Knoche R., Mächel H. (1992): Water vapour as an amplifier of the greenhouse effect : new aspects, Meteorol. Zeitschrift, NF, 1, 122-138

Fraedrich K., Böttger H., Dümmel, T. (1979): Evidence of short, long and ultra-long period fluctuations and their related transports in Berlin Rawinsonde data, Beitr. Phys. Atmosph., 52, 348-361

Göber M. und Hense A., (1995): Longterm variations of atmospheric synoptic variability: a study based on radiosonde data from Lindenberg (Germany), Meteorol. Zeitschrift, NF, 4, 51-61

Kalnay et al. (1996): The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis project, Bull. Americ. Meteorol. Soc., Vol.77, 437-471

Peixoto J.P. und Oort, A.H. (1992): Physics of Climate, American Institute of Physics, New York, 520pp

Tandetzki J. (1997): Statistisch-dynamische Untersuchungen von täglichen Analyse- und Modelldaten unter besonderer Berücksichtigung des quasigeostrophischen Lorenz-Energiezyklus, Dissertation Mathematisch-Naturwiss. Fakultät der Universität Bonn, 147pp

Yano, J.-I., Fraedrich K. und Blender R. (2000): Tropical convective variability as *1/f* noise, preprint, 16pp

Austausch von Luftmassen durch die Tropopause

A. Ebel, J. Kowol-Santen

Einleitung

Die Kenntnis des Austauschs von Luftmassen zwischen Troposphäre und Stratosphäre und der ihn steuernden Prozesse ist von besonderer Bedeutung für die Bewertung des gegenwärtigen Klimazustandes und seiner künftigen Entwicklung. Der stratosphärisch-troposphärische Austausch (kurz: ST-Austausch) wird in seiner großskaligen Wirkung durch die allgemeine Meridionalzirkulation der Atmosphäre geprägt. Er hat signifikanten Einfluss auf die globale Verteilung von Spurengasen – in besonderer Weise von Ozon – und infolgedessen auch auf deren Wirkung auf den Strahlungshaushalt. Beim Ozon ist es im kurzwelligen Bereich die Abschirmung von schädlicher UV-Strahlung und im infraroten Bereich sein Beitrag zum Treibhauseffekt. Der ST-Austausch führt zum Eintrag von natürlich und durch menschliche Aktivität erzeugten Luftbeimengungen aufwärts in die Stratosphäre sowie in umgekehrter Richtung von stratosphärischen Spurengasen, vor allem Ozon und Stickstoffoxiden (NO_x), in die Troposphäre.

In mittleren Breiten verläuft der größte Teil der Fernflugrouten in der Tropopausenregion, die damit durch Emission von Verbrennungsprodukten der Flugzeuge belastet wird. Hierbei sind es besonders NO_x, Wasserdampf und Aerosole, die mit unerwünschten Wirkungen in den Spurenstoff- und Strahlungshaushalt einzugreifen vermögen. Mesoskalige Dynamik in der Tropopausenregion, die Luftmassenaustausch und damit eine „Reinigung“ dieser Region begünstigt, kann erheblich zur Entlastung der Flugkorridore von chemischen Folgewirkungen der Emissionen beitragen.

Stratosphärisch-troposphärischer Austausch von Luftmassen und Brewer-Dobson-Meridionalzirkulation

Der mittlere meridionale Luftmassentransport in der Stratosphäre wird durch die Brewer-Dobson-Meridionalzirkulation beschrieben (WMO, 1985). Sie besteht aus einem aufsteigenden Ast in niederen Breiten, gespeist durch hochreichende tropische Konvektion, und aus einem absteigenden Ast in mittleren und hohen Breiten, getrieben durch Strahlungsabkühlung der aus niederen Breiten herangeführten wärmeren Luftmassen in der mittleren und oberen Stratosphäre (Abb. 1). Haynes et al. (1991) und Holton et al. (1995) sehen in diesem Abkühlungsvorgang den eigentlichen Motor der Brewer-Dobson-Zirkulation und damit des ST-Austauschs, der in diesen Breiten die Rückführung stratosphärischer Luft in die Troposphäre bewirkt. Dieser Prozess beeinflusst die Höhe der Tropopause sowie die globale Ozonverteilung (stratosphärisches Maximum vom äquatorialen Bildungsbereich polwärts und abwärts verschoben).

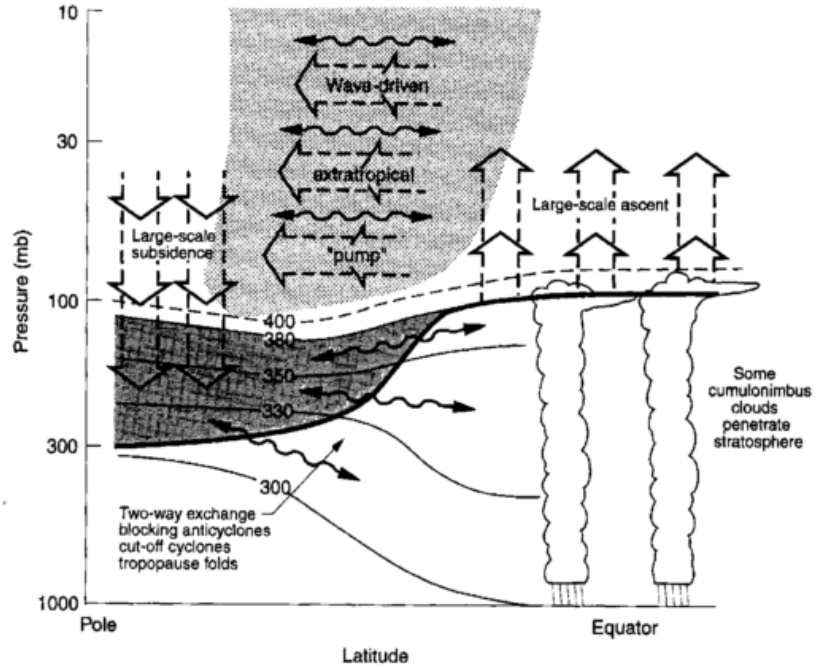


Abb. 1 Schematische Darstellung der Tropopause (dicke Linie) und des ST-Austauschs. Die dünnen Linien stellen isentrope Flächen dar, mit Angabe der potentiellen Temperatur in Kelvin. Der dunkelgraue Bereich repräsentiert die unterste Stratosphäre, aus der die isentropen Flächen in die Troposphäre niederer Breiten hineinreichen. Die globale Meridionalzirkulation mit aufsteigender Luft in niederen Breiten und absinkender Luft in hohen Breiten ist durch breite Pfeile markiert. Im hellgrauen Bereich tragen Wellen zum Antrieb der Zirkulation bei (hier als extratropische Pumpe apostrofiert). Die gewellten Pfeile unterhalb der Tropopause kennzeichnen mesoskalige ST-Austausch-Vorgänge (Tropopausenfalten u. a.). Aus Holton et al. (1995)

Bei der Betrachtung des ST-Austausches aus globaler Sicht kann man auf mesoskalige Details der Luftmassenzuführung in die Stratosphäre und des Rückflusses in die Troposphäre verzichten (Holton et al. 1995). Diese Details sind in Abb. 1 durch gewellte Pfeile angedeutet. Ihre Kenntnis, d. h. das Wissen um die entsprechenden mesoskaligen Phänomene und die sie steuernden Prozesse, ist jedoch unabdingbar, wenn man die dynamischen und luftchemischen Wirkungen auf die Übergangsregion zwischen Tropo- und Stratosphäre verstehen und bewerten will. In diesem Aufsatz beschränken wir uns bei der Betrachtung dieser Fragen auf die mittleren Breiten mit ihren interessanten besonderen Phänomenen der Tropopausendynamik.

In Abb. 1 ist erkennbar, dass die Tropopause zu den Polen hin deutlich absinkt, und zwar von ca. 16 km in den Tropen auf ca. 8 km in hohen Breiten. Dabei durchschneidet sie eine Reihe von isentropen Flächen (potentielle Temperatur zwischen etwa 300 und 380 K). Bei der Neigung der Atmosphäre zu isentropem Transport folgt, dass die Schnittstellen gute Voraussetzungen für den Übergang stratosphärischer Luft aus höheren Breiten in die Troposphäre niederer Breiten bieten. Da üblicherweise die Vorstellung herrscht, dass in mittleren Breiten ST-Austausch nur in Richtung von der Stratosphäre in die Troposphäre erfolgt, sei hier betont, dass der Luftmassenaustausch auch in umgekehrter Richtung recht effektiv

sein kann. Der Teil der Stratosphäre, aus dem Isentropenflächen in die Troposphäre hineinreichen, wird als „unterste Stratosphäre“ bezeichnet.

Um zu troposphärischer Luft zu werden, muss intrudierte stratosphärische Luft ihre Eigenschaften ändern. Bei der Beurteilung der Änderung kommt es darauf an, wie die entsprechenden Luftmassen charakterisiert werden. Eine gewisse Unschärfe der Begriffe und Ansätze mag den Leser der gegenwärtigen wissenschaftlichen Literatur zu diesem Thema gelegentlich verwirren, besonders wenn die Zusammensetzung der Luft (Mischungsverhältnis von Ozon, Stickstoffkomponenten, Wasserdampf u. a.) als Kriterium herangezogen wird. Wir beschränken uns hier der Einfachheit halber auf die dynamische Grösse der Ertelschen potentiellen Vorticity (PV) als charakteristischen Parameter zur Unterscheidung troposphärischer (niedrige PV) und stratosphärischer Luft (hohe PV) und benutzen dabei die Einheit PVU (engl.: potential vorticity unit, 1 PVU = 10^{-6} m^2 s^{-1} K kg^{-1}). Die PV bietet eine vorteilhafte Möglichkeit, die Tropopause in mittleren und höheren Breiten dynamisch zu definieren. Nach WMO-Empfehlung (WMO 1985) ist dies die 1,6-PVU-Fläche. Im Vergleich mit der thermischen Tropopause ergibt sich nach neueren Untersuchungen (z. B. Grewe und Dameris 1996) ein etwas höherer Wert (2 – 3,5 PVU). Die Wahl einer Fläche mit konstanter PV (z. B. 2 PVU) ist zugleich eine Festlegung der Transformationsbedingung für die Luft, die von einer Region in die andere eindringt und in dieser irreversibel verbleibt. So muss die hohe PV stratosphärischer Luft auf eine Stärke unterhalb des Tropopausenwertes reduziert werden, bevor sie der troposphärischen Luft zugerechnet werden kann. Diese Transformation ist der eigentliche Vorgang der Intrusion. Prozesse, die dies leisten, sind diabatische Temperaturänderungen und Mischung mit Luft niedrigerer PV-Werte.

Intrusionen

Intrusionen ereignen sich in Verbindung mit Höhenkaltlufttrögen und –fronten, wobei sich tiefreichende, oft die 500-hPa-Fläche durchdringende Tropopausenfalten bilden können. Ferner sorgen Höhenkaltlufttropfen (englisch: cut-off low, kurz: CoL) für intensiven Austausch durch die Tropopause. Auch blockierende Antizyklonen können den ST-Austausch verstärken. Schmalbandige Strukturen intrudierender Luft werden als Streamer und Filamente bezeichnet (Appenzeller und Davies, 1992). Abb. 2 zeigt die hohe räumliche Variabilität der Tropopause (als 2-PVU-Fläche) während einer kräftigen Tropopausenfaltung, die u. a. zu starkem Ozonfluss aus der Stratosphäre in die Troposphäre führte. Die hohe räumliche Variabilität wird von entsprechenden zeitlichen Änderungen begleitet. Ein Zeithöhenschnitt durch die Faltung ist zusammen mit einer Lidar-Ozonmessung in Abb. 3 wiedergegeben. Die Ähnlichkeit der PV- und Ozonprofile belegt die enge Korrelation zwischen PV und Ozonmischungsverhältnis in der untersten Stratosphäre, die vorteilhaft zur Abschätzung des Ozonflusses in die Troposphäre im Verlauf von Intrusionsereignissen benutzt werden kann. Die Tropopause wird im dargestellten Fall bis etwa 6 km Höhe heruntergedrückt. Aus der Stratosphäre stammende Luftmassen können, wie andere Fälle zeigen, bis in die untere Troposphäre, gelegentlich bis in Bodennähe, vordringen. Beobachtungen von

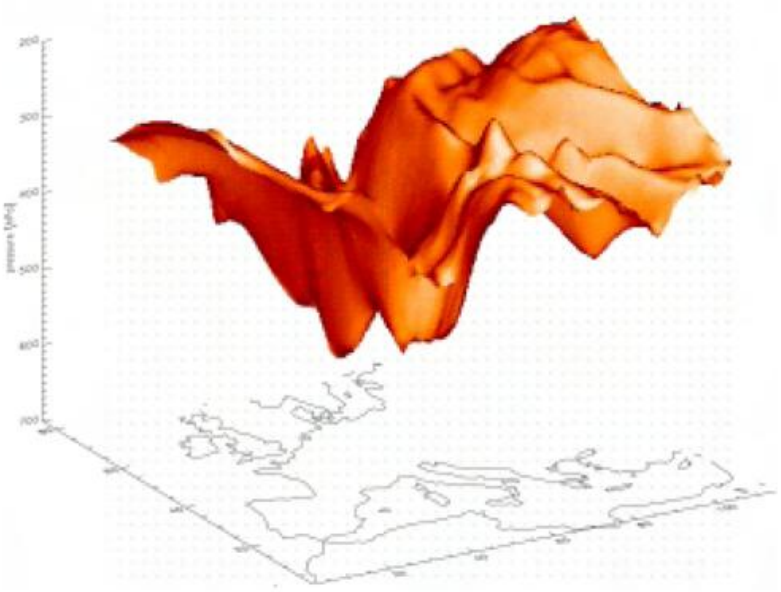


Abb. 2 Tropopausenfaltung am 5. März 1995, 00 UTC, über Westeuropa. Simulation mit dem mesoskaligen meteorologischen Modell MM5. Darstellung der 2 PVU- Fläche (Kowol-Santen 1998).

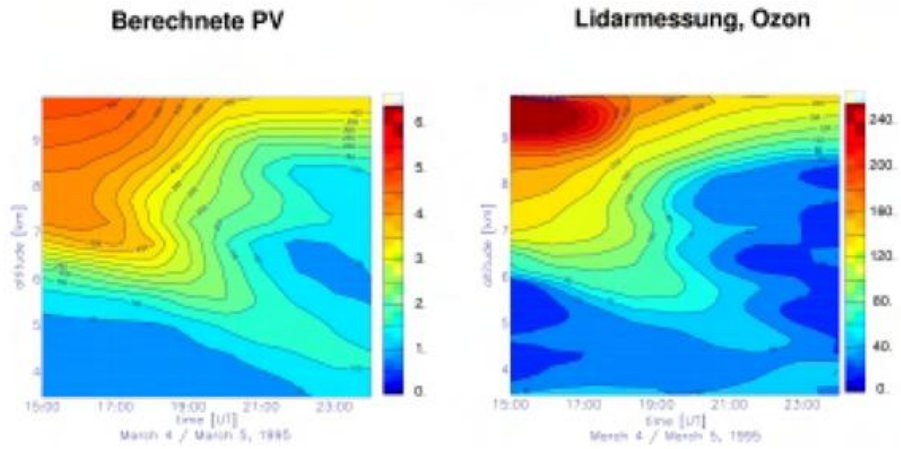


Abb. 3 Zeit-Höhen-Schnitte des Ozons und der potentiellen Vorticity für das Observatoire de Haute Provence (OHP; 43,9 °N, 5,7 °E) am 4. März 1995 beim Durchgang einer Tropopausenfalte (Abb. 2). Rechts: Lidarmessung des Ozonmischungsverhältnisses in ppbv (Ravetta et al. 1999) Links: Mit dem meteorologischen Modell MM5 berechnete potentielle Vorticity (PVU). Nach Kowol-Santen 1998.

Ozon, Beryllium (^{7}Be) und Wasserdampf mit für die Stratosphäre charakteristischen Werten belegen, dass solche tiefreichenden Ereignisse ein häufiges Phänomen sind. Intrusionen verändern nicht nur die räumliche Verteilung der PV, sondern auch diejenige von Spurengasen. In Vertikalprofilen des Ozons, die mit in-situ-Messungen durch Ozonsonden oder mit Fernerkundungsverfahren gewonnen werden, sind sie durch stark erhöhte Mischungsverhältnisse, oft als relative Maxima auftretend, erkennbar (z.B. Beekmann et al. 1997, Stohl und Trickl 1999). Feinere Strukturen, d.h. Streamer und Filamente, werden u. a. in Satellitenbildern als Zonen mit niedrigen Mischungsverhältnissen des Wasserdampfes sichtbar. Ihre dynamische Entwicklung kann gut durch numerische Simulation unter Anwendung der Methode

der Konturadvektion (Kowol-Santen 1998) nachvollzogen werden. Mit Hilfe mesoskaliger Modelle konnte gezeigt werden, dass durch Falten und CoLs nicht nur abwärts gerichteter Luftmassenfluss erzeugt wird, sondern dass auch kräftiger Transport in umgekehrte Richtung, von der Troposphäre in die Stratosphäre, erfolgt (Ebel et al. 1996, Meyer 1997). Im Mittel ist der Aufwärtstransport in mittleren und hohen Breiten etwas schwächer, so dass sich dort als Nettoeffekt ein Luftmassengewinn für Troposphäre ergibt. Wegen seiner hohen Konzentration in der Stratosphäre ist der Gewinn von Ozon noch ausgeprägter. Die Modellrechnungen zeigen ferner, dass die Flüsse um so schwächer werden, je weiter man sich in der untersten Stratosphäre aufwärts bewegt. Die Wirkung der mesoskaligen Austauschprozesse klingt also nach oben hin ab.

Statistische Betrachtungen

Es wurden zahlreiche Untersuchungen über die lokale, regionale und globale Häufigkeit von Intrusionsereignissen durchgeführt. Die Ergebnisse streuen erheblich. Das liegt einerseits an der starken Variabilität der Atmosphäre in der Tropopausenregion, andererseits an den mitunter beträchtlichen Unterschieden der Kriterien, die verschiedene Autoren bei der Identifikation von Falten und CoLs angewandt haben. Den Versuch einer Studie mit vergleichenden und homogenisierten Ansätzen haben Beekmann et al. (1997) unternommen. Diese Arbeit sei hier besonders empfohlen.

Analysen von Spurengasmessungen (^{7}Be, Ozon, Wasserdampf) auf der Zugspitze (Reiter et al. 1971, Elbern et al. 1997) deuten auf einen Jahresgang von eindeutig identifizierbaren tiefreichenden Intrusionsereignissen mit einem Maximum im Herbst/Winter von im Mittel rund drei Ereignissen je Monat und einem Minimum im Sommer von etwa einem Ereignis hin. Diese Ergebnisse können als exemplarisch für mittlere nördliche Breiten gelten.

Hendricks (1993) und Elbern et al. (1998) haben mit Hilfe von PV-Verteilung und Q-Vektor-Divergenz (Hoskins et al. 1978) in der oberen Troposphäre, abgeleitet aus den ECMWF-Analysen, Tropopausenfalten und CoLs identifiziert und dafür eine globale Statistik für den Zeitraum Dezember 1983 bis November 1993 erstellt. Diese zeigt in Übereinstimmung mit Ergebnissen anderer Verfahren und Autoren, dass die Breitenverteilung der Häufigkeit von Tropopausenfalten ihr Maximum zwischen 50 und 70 Grad nördlicher und südlicher Breite hat. Zwischen rund 20° N und 20° S wurden keine Falten gefunden. Abb. 4 (oben, dunkle Balken) illustriert dies für die Monate Dezember bis Februar. Als besonderes Ergebnis fällt auf, dass die Südhemisphäre in Bezug auf Faltenbildung – und damit Tropopausendynamik – weitaus weniger aktiv ist als die Nordhemisphäre. Die Höhenkaltlufttropfen, die deutlich seltener auftreten als die Falten (etwa 5% der Faltenzahl), zeigen eine identische Breiten- und Höhenabhängigkeit. Für beide Intrusionsarten findet man reduziertes Auftreten im Sommer, was in Abb. 4 (unten, dunkle Balken) besonders gut in den Ergebnissen für die Nordhalbkugel erkennbar ist. Ähnliche statistische Analysen sind uns für Streamer nicht bekannt.

Die unterschiedliche Stärke von Intrusionsereignissen, d. h. von Faltungen und CoLs, lässt sich mit der Q-Vektor-Divergenz bewerten. Diese Bewertung ist wichtig für quantitative Abschätzungen der Austauschwirkung, die im folgenden Abschnitt behandelt wird. Die hellen Balken in Abb. 4 geben das Resultat für die mit der Divergenz gewichteten Faltungsereignisse wieder. Das Verhältnis von gewichteten zu ungewichteten Häufigkeiten variiert mässig mit Jahreszeit und Breite und bewegt sich um 2:1.

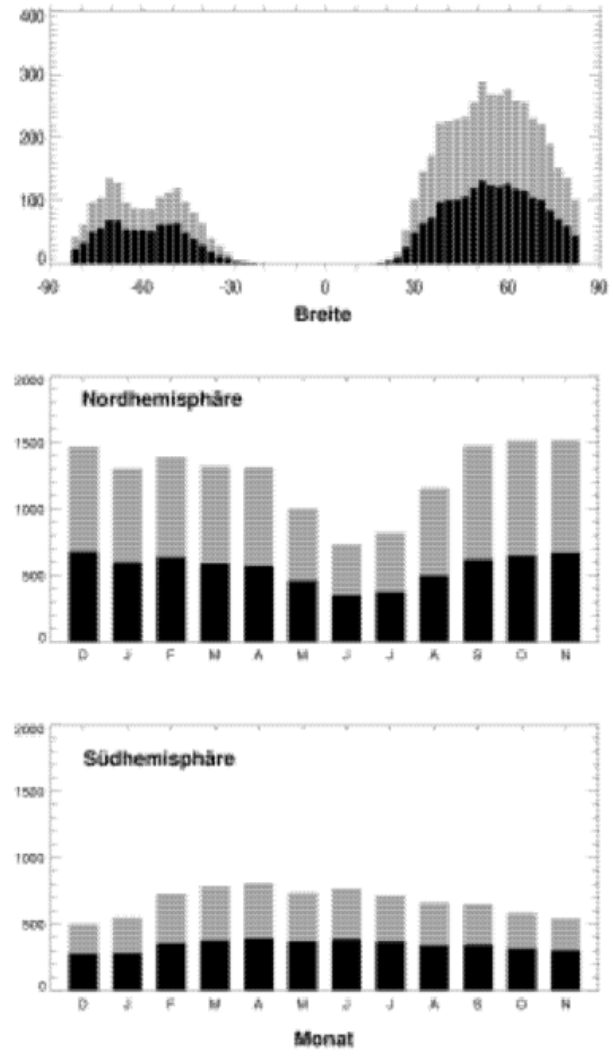


Abb. 4 Oberes Bild: Breitenverteilung der Häufigkeit von Faltungsereignissen (dunkle Balken) und daraus abgeleitete Faltungsaktivität (helle Balken, siehe Text) in den Monaten Dezember bis Februar während des Zeitraums Dezember 1983 bis November 1993. Intervallbreite 2,8 Grad. Untere Bilder: Jahreszeitliche Verteilung von Faltungsereignissen (dunkel) und Faltungsaktivität (hell) während desselben Zeitraums für die Nord- und Südhemisphäre. Nach Elbern et

Weltkarten der Verteilung von Falten und CoLs zeigen eine deutliche polwärtige Bewegung der Zone, in der solche Ereignisse nicht beobachtet werden, vom Winter (30 Grad Breite) zum Sommer (30 Grad Breite, am klarsten ausgeprägt auf der Nordhalbkugel). Erhöhte Intrusionsaktivität findet man in nördlichen Breiten über Ostkanada, dem nordwestlichen Atlantik, dem Nordpazifik, über Nord- und Osteuropa sowie über Japan. In mittleren und nördlichen Beiten findet man rund 5 Ereignisse je Monat auf einer Fläche von $8 \cdot 10^5$ km^2. Unter der Annahme, daß zwei davon in der Höhe der Zugspitze bemerkt werden können, findet man für diese Station als durchaus plausiblen Wert einen Wahrnehmungsradius für Intrusionen von etwa 500 km.

Luftmassen- und Ozonflüsse durch die Tropopause

Eines der häufig diskutierten und bis heute noch nicht völlig geklärten Probleme ist die Grösse der Luftmassen- und Ozonflüsse durch die Tropopause. In der Literatur findet man zahlreiche Studien, die sich sowohl auf der globalen Skala (siehe Zitate bei Grewe und Dameris 1996) als auch auf der Mesoskala (siehe Zitate bei Beekmann et al. 1997) mit der Quantifizierung des stratosphärisch-troposphärischen

Austauschs befassen. Vergleicht man die Ergebnisse der einzelnen Arbeiten miteinander, so zeigen die Werte jedoch wie bei der Statistik der Intrusionen eine breite Streuung. Die Berechnung der Flüsse durch die Tropopause erfolgt dabei beispielsweise direkt mit Hilfe meteorologischer Analysen oder unter Anwendung dynamischer Prinzipien (z.B. mit dem "downward control principle", Haynes et al. 1991), aus Beobachtungen von Ozon, NOx und anderen Spurenstoffen (z. B. Danielsen 1968) oder der Simulation mit meteorologischen und Chemie-Transport-Modellen (z. B. global: van Velthoven und Kelder 1996; mesoskalig: Kowol-Santen et al. 2000). Die mit hemisphärischen und globalen Ansätzen ermittelten Luftmassenflüsse auf der Nordhalbkugel variieren zwischen 0,7 x 10^{17} und 10,7 x 10^{17} kg/Jahr . Die Schätzungen der Ozonflüsse weisen Werte zwischen 3 x 10^{10} und 10 x 10^{10} Moleküle je cm^2 und Sekunde auf.

Wie bereits in Abschnitt 2 erwähnt, ist für die Bewertung des Spurenstoffhaushaltes der Tropopausenregion der mittleren Breiten die Kenntnis der mesoskaligen Austauschraten unabdingbar. Die Menge der Luft, die pro Tag und pro 10^6 km^2 aus der Stratosphäre in die Troposphäre transportiert wird, kann in Tropopausenfalten und Streamern einen Wert von rund 30 x 10^{13} kg erreichen. Der mittlere Wert für Tropopausenfalten liegt bei ca. 10 x 10^{13} kg/Tag/10^6 km^2. Die Stärke der aufwärts gerichteten Flüsse steht zu derjenigen der abwärts gerichteten Flüsse typischerweise in einem Verhältnis von 2 : 3. Die für Kaltlufttropfen ermittelten Abwärtsflüsse weisen im allgemeinen um bis zu 50% niedrigere Werte auf.

In zahlreichen mesoskaligen Studien wurde der Fluss von Ozon in Falten und CoLs direkt bestimmt (z.B. Ancellet et al., 1991, 1994). Andere Autoren nutzten die enge Korrelation zwischen Ozon und potentieller Vorticity in der unteren Stratosphäre, um anhand der mit den Luftmassen transportierten PV den Ozonfluss abzuschätzen. Die Ergebnisse dieser Studien weisen ebenfalls eine breite Streuung auf (zwischen 12 x 10^{10} molec/cm^2/s und 130 x 10^{10} molec/cm^2/s).

Für einen Vergleich der Ergebnisse mesoskaliger Studien mit globalen bzw. hemisphärischen Analysen kann die bereits diskutierte Häufigkeitsverteilung von Intrusionsereignissen herangezogen werden. Multipliziert man die Häufigkeiten mit den für die verschiedenen Formen bestimmten mittleren Luftmassenflüssen und summiert die Ergebnisse, so erhält man für die Nordhemisphäre einen Betrag, der den großskaligen Abschätzungen entspricht und mit Werten zwischen 1 x 10^{17} und 15 x 10^{17} kg/Jahr angegeben wird. Dieses Intervall umschliesst die mit globalen Ansätzen bestimmten Flusswerte für die Nordhemisphäre.

Der Vergleich der für die globale Skala bestimmten Ozonflüsse mit denen mesoskaliger Fallstudien zeigt, dass die Tropopausenfaltungen, CoL und Streamer deutlich höhere Werte aufweisen. An dieser Stelle muss jedoch bedacht werden, dass im Rahmen der mesoskaligen Studien vor allem austauschintensive Ereignisse analysiert wurden. In globale Abschätzungen des Ozonflusses gehen dagegen auch die Beiträge dynamisch ruhigerer Episoden und Gebiete, besonders von Antizyklonen, zum ST-Austausch ein.

Die breite Streuung der Ergebnisse zeigt, dass das Problem der Quantifizierung des Transportes durch die Tropopause bis heute noch nicht abschliessend geklärt ist. Einen wichtigen Schritt zur Verbesserung des Verständnisses des stratosphärisch-troposphärischen Austauschs und der ihm zugrunde liegenden Prozesse stellen systematische Vergleiche der unterschiedlichen Verfahren zur Abschätzung der Luftmassen- und Spurenstoffflüsse dar. Ebenso bedarf es weiterer Fallstudien unter Verwendung einheitlicher Methoden, um statistisch gesicherte Aussagen über den Luftmassen- und Ozonaustausch sowohl auf der globalen als auch auf der Mesoskala treffen zu können.

Literatur

Ancellet G., Pelon J., Beekmann M., Papayannis A., Megie G. (1991): Ground-based lidar studies of ozone exchanges between the stratosphere and the troposphere. J. Geophys. Res., 96, 22401-22421.

Ancellet G., Beekmann M., Papayannis A. (1994): Impact of a cutoff low development on downward transport of ozone in the troposphere. J. Geophys. Res., 96, 22401-22421.

Appenzeller C., Davies H. C. (1992): Structure of stratospheric intrusions into the troposphere. Nature 358, 570 - 57.

Beekmann M., Ancellet G., Blonsky S., De Muer D., Ebel A., Elbern H., Hendricks J., Kowol J., Mancier C., Sladkovic R., Smit H. G. J., Speth P., Trickl T., van Haver Ph. (1997): Regional and global tropopause fold occurrence and related ozone flux cross the tropopause. J. Atmos. Chem. 28, 29 - 44.

Danielsen, E. F. (1968): Stratospheric-tropospheric exchange based on radioactivity and potential vorticity. J. Atmos. Sci., 25, 502-518.

Ebel A., Elbern H., Hendricks J., Meyer R. (1996): Stratosphere-troposphere exchange and its impact on the structure of the lower stratosphere. J. Geomag. Geoelectr. 48, 135-144.

Elbern, H., Kowol J., Sládkovic R., Ebel A. (1997): Deep stratospheric intrusions: A statistical assessment with model guided analyzes. Atmos. Environment 31, 3207-3226.

Grewe V., Dameris M. (1996): Calculating the global mass exchange between troposphere and stratosphere. Ann. Geophysicae 14, 431-442.

Haynes, P. H., Marks C.J., McIntyre M.E., Shepherd T.G., Shine K.P. (1991): On the "downward control" of extratropical diabatic circulation by eddy-induced mean zonal forces. J. Atmos. Sci., 48, 651-678.

Hendricks, J. (1993): Die Bestimmung der Häufigkeit von Tropopausenfaltungn mittels objektiverIdentifikationsverfahren. Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, 97 S.

Holton J. R., Haynes P. H., McIntyre M. E., Douglass A. R., Rood R. B., Pfister L.(1995): Stratosphere-troposphere exchange. Rev. Geophys. 33, 403-439.

Kowol-Santen, J. (1998): Numerische Analysen von Transport- und Austauschprozessen in der Tropopausenregion der mittleren Breiten. Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Nr. 123.

Kowol-Santen, J., Elbern H., Ebel A. (2000): Estimation of cross-tropopause air mass fluxes at middle latitudes: comparison of different numerical methods and meteorological situations. Monthly Weather Review, 128, 4045-4057.

Meyer, R. (1997): Quantitative Analysen von Luftmassenflüssen durch die Tropopause in mittleren Breiten mit einem mesoskaligen meteorologischen Modell. Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Nr. 121.

Ravetta, F., Ancellet, G., Kowol-Santen, J., Wilson, R., Nedeljkovic, D: Ozone, temperature and wind field measurements in a tropopause fold: comparison with a mesoscale model simulation. Monthly Weather Review, 127, 2641-2653, 1999.

Reiter, R. Sládkovic R., Pötzl K, Carnuth W. Kanter H.-J. (1971) Studies on the influx of stratospheric air into the lower troposphere using cosmic-ray produced radionuklids and fallout. Arch. Met. Geophys. Biokl. Ser. A., 20, 211-246.

von Velthoven, P. F., Kelder J.H. (1996): Estimates of stratosphere-troposphere exchange: Sensitivity to model formulation and horizontal resolution. J. Geophys. Res., 101, 1429-1434.

World Meteorological Organization WMO (1985): Atmospheric ozone 1985. Global ozone research and monitoring report, Report No. 16, WMO, Geneva.

Die Rolle der Stratosphäre für das Klimasystem

K. Labitzke

Einführung

Im Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin werden seit dem IGY (International Geophysical Year), d.h. seit Juli 1957, tägliche Karten der Höhen und der Temperatur für die Nordhemisphäre analysiert, in verschiedenen Druckniveaus zwischen 100 und 10 hPa. Die Analysen wurden immer im Rahmen von Forschungsprojekten durchgeführt, es blieb Zeit für später eintreffende Daten und es wurde großer Wert auf eine Kontinuität in Raum und Zeit gelegt, so dass bei speziellen Wetterlagen Analysen auch nachträglich überarbeitet werden konnten . Die Analysen basieren im wesentlichen auf Radiosondendaten und einigen wenigen Raketenmessungen, und seit den 70er Jahren wurden die Karten über den Meeren mit den sogenannten SATEMS ergänzt, d.h. mit aus Satellitenstrahldichten abgeleiteten Werten von ausgewählten Schichtdicken. Es liegt uns damit heute ein einzigartiges, homogenes Material vor, mit dem wir die natürliche Variabilität und Änderungen in der Stratosphäre untersuchen können.

Variabilität der Stratosphäre im Winter

Über der Nordhemisphäre wird die Zirkulation in den mittleren und hohen Breiten der Stratosphäre im Winter im wesentlichen von einem großen kalten Polarwirbel und einem quasistationären Hoch über den Alëuten bestimmt. Planetarische Wellen aus der Troposphäre dringen in die Stratosphäre ein, verstärken sich gelegentlich und führen zu großen Stratosphärenerwärmungen (s.u.), die unter Umständen einen Zusammenbruch des Polarwirbels und den Aufbau eines Hochs über der Arktis bewirken. Die einzelnen Winter sind sehr verschieden, daher ist die Variabilität der Stratosphäre in der winterlichen Arktis besonders groß, wie die Abb.1 deutlich zeigt: Die für Januar und Februar gemittelten 30-hPa-Temperaturen am Nordpol schwanken zwischen Werten unter -80°C und solchen von -54°C, d.h., wir haben es mit einem unregelmäßigen Wechsel von warmen und kalten Wintern zu tun.

Im Gegensatz dazu dringen die planetarischen Wellen im Mittwinter nicht in die antarktische Stratosphäre ein, es gibt keine großen Stratosphärenerwärmungen und damit ist die Variabilität am Südpol viel geringer, Abb.1 unten. Die Temperatur schwankt hier um -90°C, d.h. sie sind etwa 20°C niedriger als über der Arktis.

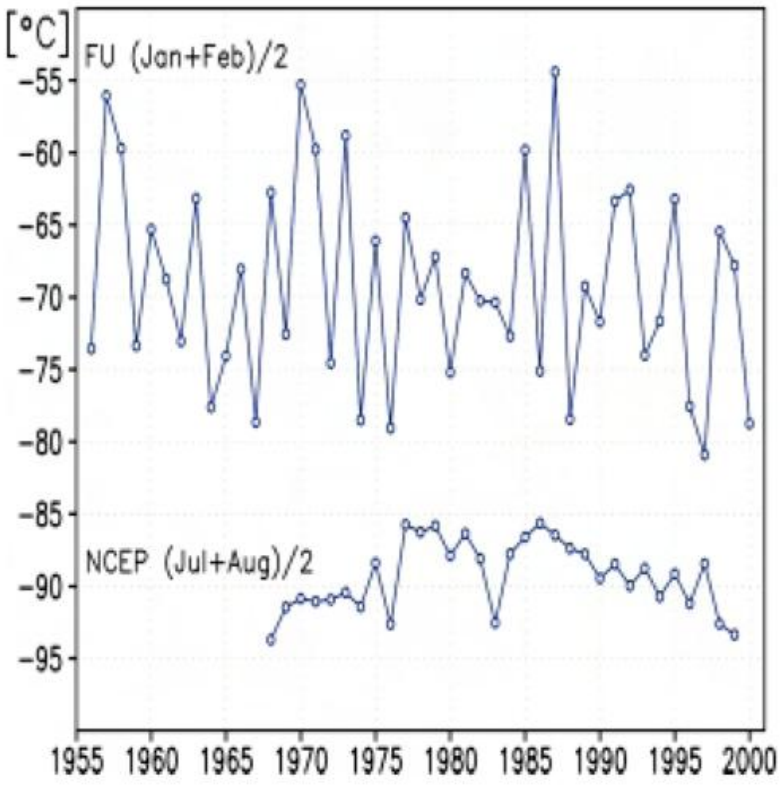


Abb. 1 oben) Zeitreihe der 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen (°C) im Januar und Februar am Nordpol, 1956-2000. (Daten: Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin); unten) entsprechend für den Südpol Werte für Juli und August, 1968-1999. (Daten: NCEP/NCAR re-analyses)

Stratosphärenerwärmungen

Scherhag entdeckte 1952 die Stratosphärenerwärmungen mit Radiosondenmessungen über Berlin. Er berichtete über das „erste Berliner Phänomen" vom 27. Januar 1952:

...Während am 26. Januar alle gemessenen Stratosphärentemperaturen noch zwischen -56 und -69°C lagen, wurde 2 Tage später im Druckniveau von 13 mb nur noch -37°C gemessen. Am 27. Januar begann also eine plötzliche Erwärmung von 30 Grad. Am 30. Januar stieg die Temperatur im Niveau der 10-mb-Fläche sogar auf -23°C an, woran sich dann wieder eine rasche Abkühlung anschloß. ...

War schon dieses erste Berliner Phänomen eine auffallende Erscheinung, so wurde es bereits 26 Tage später durch das zweite Berliner Phänomen noch weit übertroffen. Am 23. Februar wurde über Berlin im 10-mb-Niveau eine Temperatur von -12°C gemessen.

... Daß diese ungewöhnliche Erwärmung wirklich reell war, wurde am nächsten Tag durch den fast gleichen Temperaturwert bewiesen, und ein noch einen Tag später oberhalb von 20 mb festgestellter SE-Wind bestätigte, daß hier Vorgänge im Spiel sein müßten, die die gesamte Druck- und Strömungsverteilung in der Stratosphäre in Unordnung gebracht hatten. ... (Scherhag, 1952).

Mit dieser Entdeckung begann die intensive Erforschung der Stratosphäre in Scherhags Institut an der Freien Universität Berlin, und heute wissen wir, daß derart gestörte Winter mit verhältnismäßig ruhigen, kalten Wintern wechseln. Einen guten

Eindruck von der Variabilität von Tag zu Tag im 10-hPa-Niveau über dem Nordpol gibt Abb.2, in der der Temperaturverlauf von 11 Wintern dargestellt ist.

Die großen Erwärmungen werden durch eine Verstärkung der langen planetarischen Wellen verursacht, die gleichzeitig Ozon aus den Subtropen in das Polargebiet transportieren. Es handelt sich bei den Erwärmungen um großräumiges Absinken über der Arktis, was ebenfalls zu einem Anstieg des Ozons führt. Daher sind die großen Stratosphärenerwärmungen immer mit reichlich Ozon über der Arktis verbunden und eine Zerstörung des Ozons wird bei den hohen Temperaturen verhindert. Im Gegensatz dazu findet während der kalten, ungestörten Stratosphärenwinter im Polarwirbel Ozonzerstörung statt.

Abbildung 3 zeigt in der Form von Hovmöller-Diagrammen den zonal gemittelten zonalen Wind und die zonal gemittelten Temperaturen im 30-hPa-Niveau für die beiden

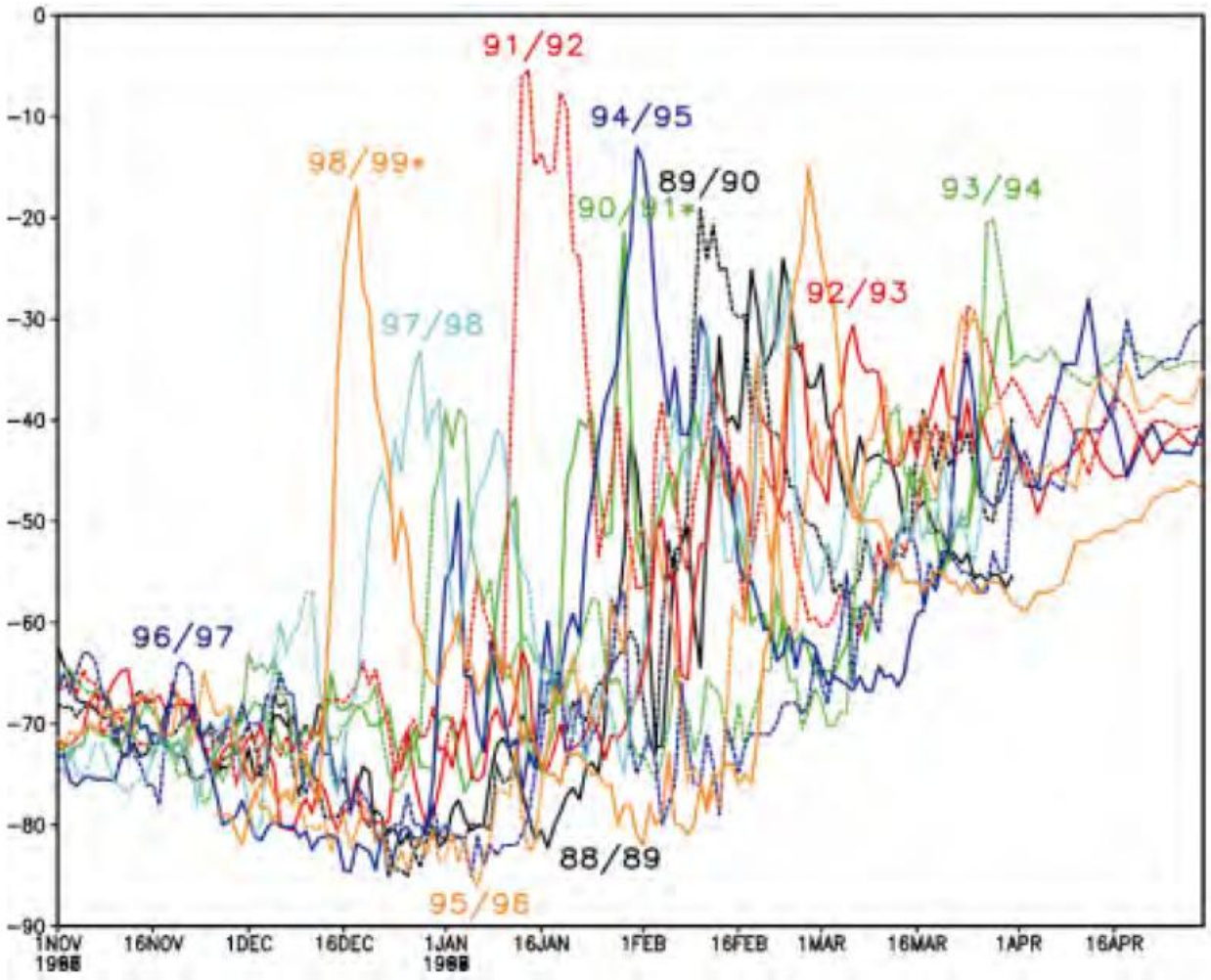


Abb. 2 Zeitreihen von täglichen 10-hPa-Temperaturen (°C) am Nordpol von November bis April, für die 11 Winter von 1988/89 bis 1998/99. (Daten: Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin)

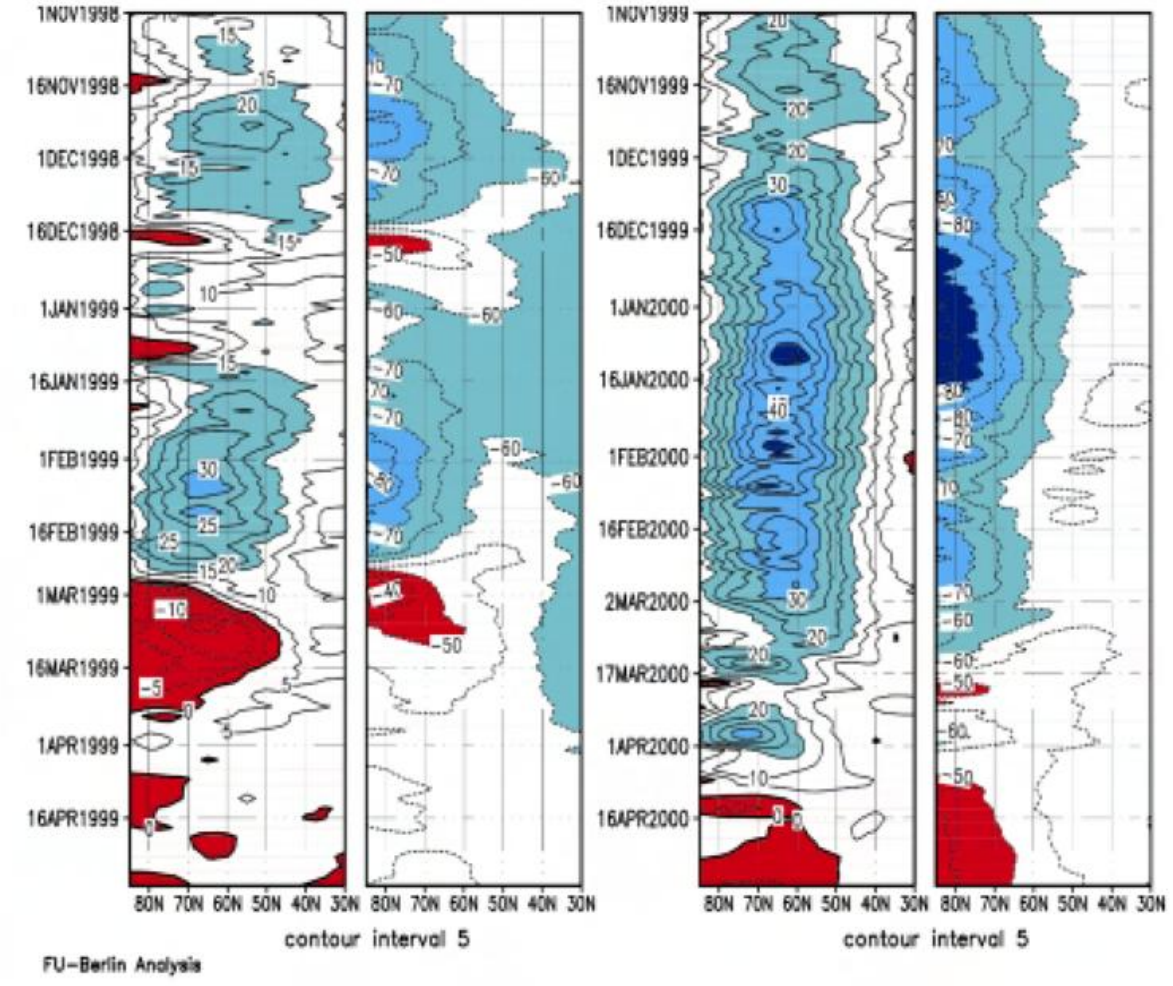


Abb. 3 Meridionale Zeitschnitte der Breitenkreismittel des zonalen Windes (m/s) und der zonalen Temperatur (°C) im 30-hPa-Niveau für die Winter 1998/99 (links) und 1999/2000 (rechts). (Daten: Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin, Naujokat et al., 2000)

Winter 1998/99 und 1999/2000. Unterschiedlicher können die stratosphärischen Winter kaum sein: während im Winter 1998/99 gleich 2 „Major Stratospheric Warmings" im Dezember und März auftraten (Temperaturen wärmer als -50°C sind rot angelegt), war der Winter 1999/2000 sehr kalt und insbesondere der Januar der kälteste in unserer Datenreihe, d.h. seit 1958, und die Temperaturen lagen in der Arktis von November 1999 bis Anfang März 2000 unter -70°C, lange Perioden sogar unter -
85°C (dunkelblau), s. Abb.3.

Entsprechend zeigt die Verteilung des zonalen Windes im Winter 1999/2000 einen sehr starken, kaum gestörten stratosphärischen Strahlstrom mit Werten bis zu 45m/s, während es im gestörten Winter 1998/99 im Dezember und Januar zu einer Umkehr des normalen Westwindes kam; (Ostwinde sind rot angelegt). Auch insgesamt war der polare stratosphärische Strahlstrom in diesem Fall während des gesamten Winters nur sehr schwach ausgeprägt. Die Umkehr zur sommerlichen Ostwindzirkulation fand schon Anfang März statt, während dies im Frühjahr 2000 erst Mitte April der Fall war.

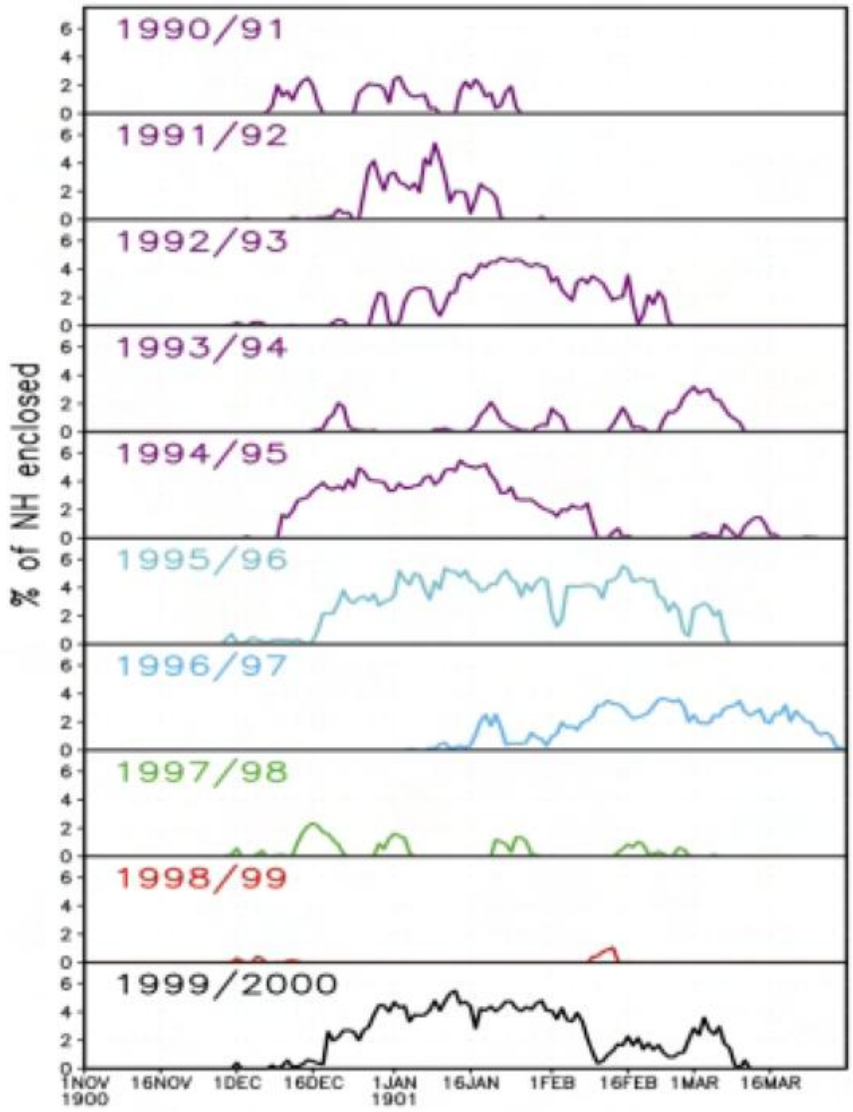


Abb. 4 Zeitreihen der täglichen Werte der Fläche (in % der Nordhemisphäre), in der die 50-hPa-Temperatur niedriger war als 195 K (-78°C), einem Schwellenwert, unter dem die Bildung der PSCs möglich ist. Für die 10 Winter von 1990/91 bis 1999/2000.
(Daten: Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin; nach Pawson et al., 1995)

Auch in einer ganz anderen Darstellung wird der Unterschied zwischen den beiden Wintern deutlich. In Abb.4 werden für die letzten 10 Winter die täglichen Werte der Fläche (in % der Nordhemisphäre) angegeben, in der die 50-hPa-Temperaturen unter 195 K lagen und in der damit die Bildung von „Polar Stratospheric Clouds (PSCs)" möglich war. Diese Wolken, früher „Perlmutterwolken" genannt, spielen eine wesentliche Rolle im Prozeß der Ozonzerstörung im polaren Winter in dem Sinne, daß die Ozonzerstörung umso größer ist, je länger diese polaren Wolken im Polarwirbel auftreten. Wieder wird die Variabilität der Winter deutlich und ganz besonders der Kontrast zwischen dem Winter 1998/99, in dem praktisch keine Wolken auftraten, und dem Winter 1999/2000, in dem die Wolken durchgehend von Dezember bis Mitte März vorhanden waren.

Das STRATALERT Programm

Anfang der 60er Jahre galt die Erforschung der Stratosphärenerwärmungen international als ein spannendes interessantes Problem. Man wollte gerne mehr Daten während einer solchen Erwärmung erhalten und versuchte, gezielt Beobachtungen zu machen, und ganz besonders wollte man meteorologische Raketen möglichst dann starten, wenn eine solche Erwärmung nahe an der Station war. Dafür war ein Benachrichtigungssystem wünschenswert, wie man es im internationalen geophysikalen Bereich schon für andere Phänomene eingerichtet hatte, das sogenannte GEOALERT. Die in der Analyse der Stratosphärenerwärmungen erfahrene Berliner Gruppe setzte sich mit ihren amerikanischen Kollegen zusammen und entwickelte im Auftrag der WMO ein „Warnsystem", das den Namen STRATALERT erhielt. Es wurde 1964 eingeführt, da in diesem Jahr das IQSY (International Quiet Sun Year) begann, quasi eine Wiederholung des IGYs, jetzt aber im Sonnenfleckenminimum.
Die Berliner übernahmen zunächst für den europäischen Raum, später dann für die ganze Nordhemisphäre die Verantwortung und gaben von nun an im Winter täglich einen STRATALERT-Bericht und wenn notwendig ein GEOALERT heraus. Die Alerts wurden in den internationalen Netzen der Wetterdienste und des Solar Forecast Centers, Boulder/Colorado verbreitet und erreichten so alle Interessierten, auch die Wissenschaftler in der Dritten Welt. Diese STRATALERT-Reports waren für viele wissenschaftliche Arbeitsgruppen eine wesentliche Information über das „Wetter" in der Stratosphäre, über das man sonst kaum Nachrichten erhielt. Dadurch konnten viele Experimente gezielt gestartet werden und die Beobachtungen konnten viel besser interpretiert werden, wenn man wußte, was sich über einem abspielte. Da sich dieses Informationssystem sehr bewährte, wird es bis heute weiter geführt. Dabei hat sich inzwischen der Schwerpunkt des Interesses von den Erwärmungen zu den extrem kalten Gebieten verlagert, da man dort in den polaren stratosphärischen Wolken wichtige Informationen zum Ozonproblem erhalten möchte.

Wechselwirkung Troposphäre-Stratosphäre

Was regt aber nun die arktische Stratosphäre an und ist für das Auftreten der warmen oder kalten Winter verantworlich? Das ist eine Frage, die auch heute erst in Ansätzen zu beantworten ist, denn die Wechselwirkungen zwischen verschiedenen Schwingungen in der Atmosphäre sind noch nicht geklärt, und man kennt auch nicht den Anteil der eigenen, rein zufälligen Variabilität der Atmosphäre. Es besteht große Übereinstimmung darin, daß sich im Winter unter bestimmten Bedingungen planetarische Wellen aus der Troposphäre in die Stratosphäre ausbreiten und daß die Ursache für eine Verstärkung dieser Wellen in der Troposphäre zu suchen ist.
Es ist auch klar, daß es jedenfalls auf der Nordhemisphäre einen Zusammenhang zwischen den Unterschieden der winterlichen Zirkulation der Stratosphäre von Jahr zu Jahr und verschiedenen Schwingungen gibt, nämlich mit

- der „Southern Oscillation“ (SO), einer unregelmäßigen, etwa 3-4jährigen Schwingung des Luftdrucks in den Tropen und der Wassertemperaturen im äquatorialen
  Pazifik; und mit
- der „Quasi-Biennial Oscillation“ (QBO), einer fast zweijährigen Schwingung in der Atmosphäre; und der
- „North Atlantic Oscillation“ (NAO), in der ähnlich wie in der Troposphäre Zeiten eines verstärkten Polarwirbels mit Zeiten einer Abschwächung unregelmäßig wechseln.

Aber auch externe Anregungen, wie der

- 11jährige Sonnenfleckenzyklus und
- starke Vulkaneruptionen

beeinflußen die Zirkulation in der Stratosphäre.
Die Vorhersage eines Winters, ob er in der Arktis warm oder kalt sein wird und ob der Polarwirbel stark oder schwach sein wird, ist ähnlich wie in der Troposphäre noch nicht möglich, da die relativen Anteile der jeweiligen Anregungen noch nicht verstanden werden; ganz abgesehen davon, daß die Atmosphäre auch eine eigene Variabilität besitzt, wodurch sie auch ganz zufällig, anscheinend ohne jede Anregung von außen, von einem Zustand in den anderen wechseln kann. Diese komplizierten Zusammenhänge können auch noch nicht zufriedenstellend modelliert werden.
Das Verständnis der großen Variabilität ist aber gerade heute besonders wichtig, weil man damit z.B. erklären kann, warum sich in der Arktis bisher kein der Antarktis vergleichbares Ozondefizit ausbilden konnte, und eine Vorhersage der Entwicklung eines Winters wäre schon sehr wünschenswert, auch im Hinblick darauf, dass man damit eventuell Zusammenhänge zwischen Strato- und Troposphäre besser verstehen könnte.

Temperaturtrends in der Stratosphäre

Frühling

Wenn die Variabilität über der winterlichen Arktis von Jahr zu Jahr so groß ist, wie oben beschrieben, ist es fast unmöglich, aus den bisher vorhandenen Daten von etwa 40 Jahren einen Trend zu bestimmen: Das Beispiel der 30-hPa-Monats-mitteltemperatur im März am Nordpol, Abb.5, soll hier als Warnung dienen. Die Abbildung zeigt die Monatsmittel für März ab 1956, und wenn man alle Werte für die Berechnung des linearen Trends berücksichtigt, dann erhält man praktisch keinen Trend! Nimmt man die ersten 25 Jahre, dann erhält man einen signifikanten positiven Trend, und beginnt man mit der „Trend-Analyse“ erst im Jahr 1981, dann erhält man bis 1997 einen „signifikanten“ negativen Trend von -8,16°C Dekade. In Wirklichkeit kann man nicht sagen, daß die Märze kälter geworden sind. Abgesehen von dem Extrem des März 1997, das man meteorologisch erklären kann, ist wirklich kein Trend zu erkennen; entsprechendes gilt für den ganzen Winter von Dezember bis

April (Labitzke and Naujokat, 2000). Und diese Aussage ist sehr wichtig für die Diskussion um eine mögliche Ausbildung eines Ozonlochs über der Arktis, s.o. .

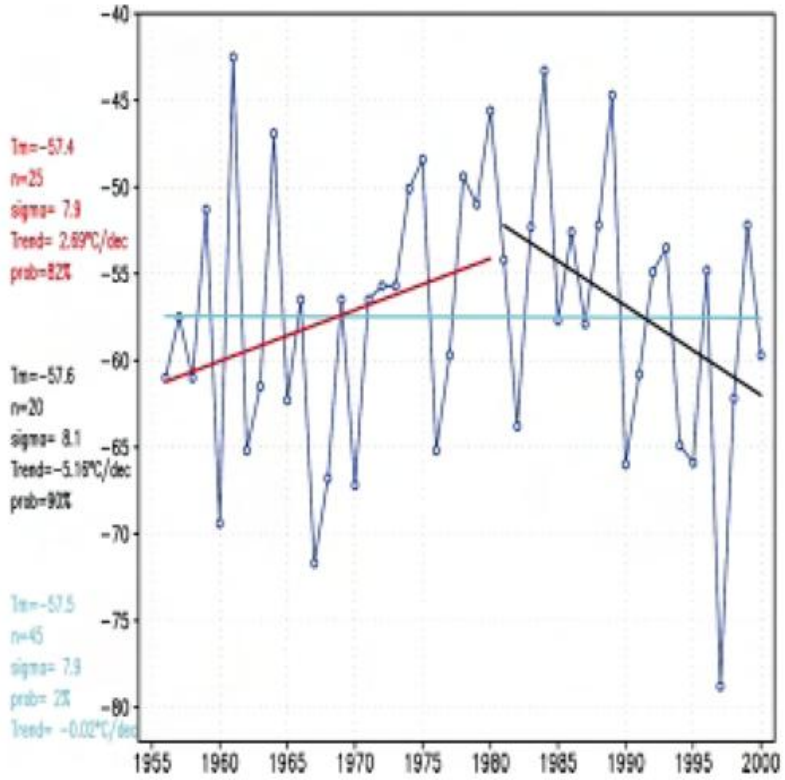


Abb. 5 Zeitreihe der 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen (°C) im März am Nordpol, 1956-2000. Der lineare Trend ist für 3 verschiedene Perioden eingezeichnet. (Daten: Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin, nach Labitzke 1999)

Sommer

Im Sommer ist die untere und mittlere Stratosphäre verhältnismäßig ungestört. Die Zirkulation wird von einem warmen Hochdruckgebiet bestimmt und bei vorherrschendem Ostwind können die planetarischen Wellen der Troposphäre nicht nach oben in die Stratosphäre vordringen.Gezeiten spielen noch keine große Rolle. Unter diesen Bedingungen ist auch die Variabilität von Jahr zu Jahr gering und damit eignet sich der Sommer besonders gut, um eventuelle „Trends" zu untersuchen. In der Stratosphäre „erwartet" man eine Abkühlung sowohl wegen der zunehmenden Treibhausgase als auch wegen der Abnahme des Ozons.
Tatsächlich ist festzustellen, daß die Temperatur in der Stratosphäre im Sommer und Herbst deutlich abgenommen hat. Dies zeigen z.B. die 30-hPa-Temperaturen am Nordpol vom Juli, Abb.6. In diesem Fall liegen uns Daten ab 1955 vor. Statistisch signifikante Trends sind eingezeichnet und man hat den Eindruck, daß diese negativen Trends in den letzten 20 Jahren stärker geworden sind.
Eine horizontale Verteilung des linearen negativen Temperaturtrends im 50-hPa-Niveau ab 1964 zeigt Abb.7 für Juni/Juli. (Für die hemisphärische Darstellung stehen verläßliche Temperaturanalysen erst ab 1964 zur Verfügung. Vorher wurden die Radiosondendaten nicht von überall her international ausgetauscht.) In dieser Karte, in der Linien gleichen linearen Trends dargestellt sind, erkennt man überall negative

Trends bis zu -1.0 K /Dekade. In der gesamten Karte sind die Trends mindestens 99% signifikant.

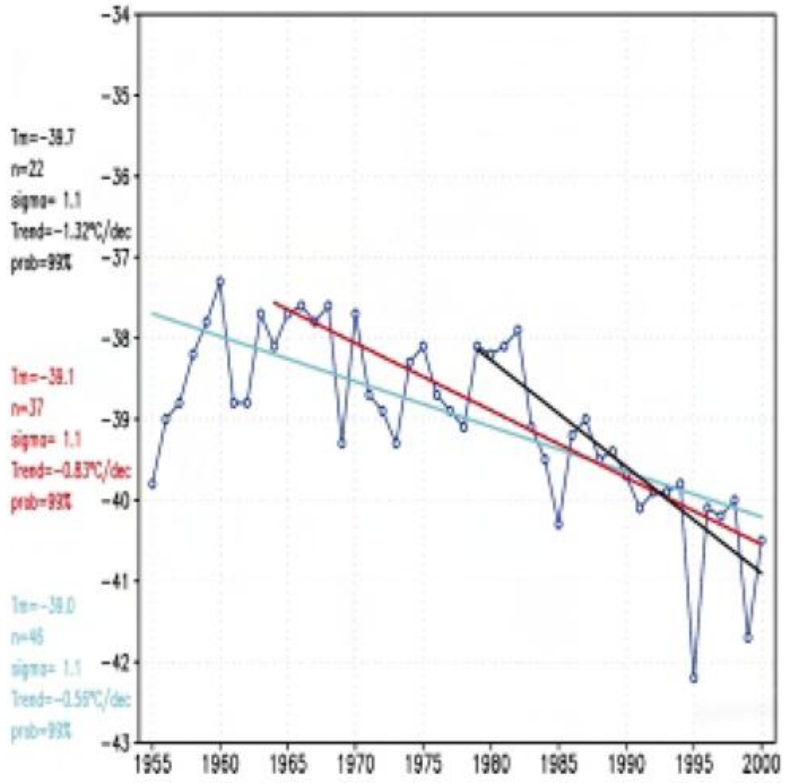


Abb. 6 Wie Abb.5, aber für den Juli.

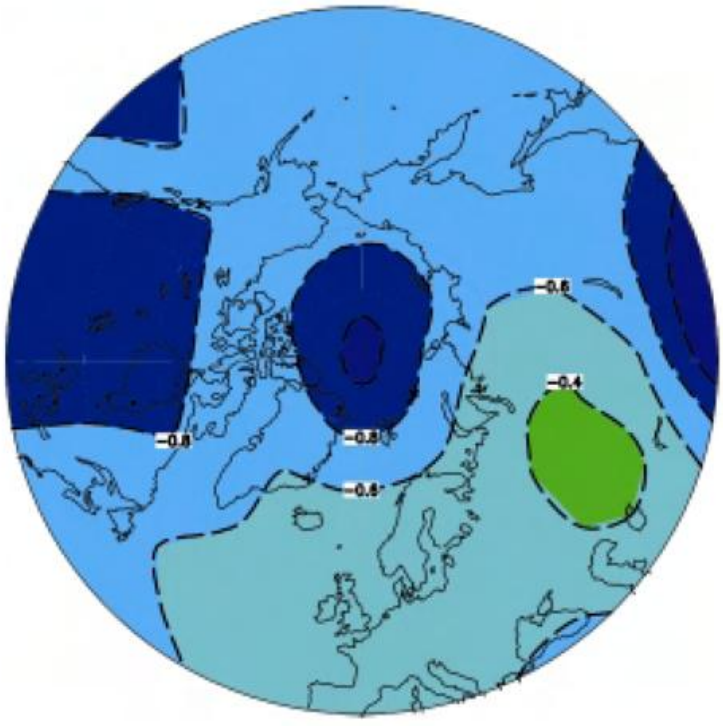


Abb. 7 Linearer Trend der 50-hPa-Monatsmitteltemperatur im Juni/Juli (°C/Dekade) über der Nordhemisphäre (polwärts von 40°N), für den Zeitraum von 1964 bis 2000. (Daten: Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin)

Wie oben erwähnt, erwartet man in der Stratosphäre im Zusammenhang mit dem Treibhauseffekt und der Erwärmung der Troposphäre eine Abkühlung. Da sich die Troposphäre bis jetzt über der Arktis noch gar nicht erwärmt hat, man dort z.B. über Grönland sogar ebenfalls einen negativen Temperaturtrend festgestellt hat, steht eine vollkommene Erklärung der Prozesse noch aus. Eine Überwachung der Stratosphäre muß daher unbedingt weiterhin durchgeführt werden, da verschiedene Fakten, wie z.B. die Ozonabnahme über der Antarktis, darauf hinweisen, daß die Stratosphäre eine außerordentlich sensible Region in unserer Atmosphäre ist, in der man globale Veränderungen vermutlich zuerst feststellen kann.
Diesen Fragen widmet sich im internationalen Rahmen das Projekt *SPARC* (Stratospheric Processes and their Role in Climate). SPARC ist Teil des *WCRP* (World Climate Research Program), das von der *WMO* (World Meteorological Organisation) und dem *ICSU* (International Council of Scientific Unions) gemeinsam organisiert wird, und in dem alle Aspekte des Klimas und seiner möglichen Veränderungen untersucht werden.

Einteilung der Stratosphärenerwärmungen

Major Midwinter Warmings sind solche Erwärmungen im Januar/Februar, die zusätzlich zu einer Erwärmung des Polargebiets mit Umkehr des winterlichen Temperaturgradienten auch zu einem Zusammenbruch des Polarwirbels führen; d.h., es kommt nicht nur auf die „Wärme“ an, sondern darauf, inwieweit die Zirkulation geändert wird. Ein Zusammenbruch des Polarwirbels ist gegeben, wenn man im 10-hPa-Niveau in der Polarkalotte anstelle des üblichen Westwindes Ostwinde antrifft, d.h., wenn das Zentrum des Wirbels südlich des 65. bis 60. Breitenkreises liegt. Dabei kann der Wirbel nur verschoben oder aber auch geteilt sein.
Minor Warmings sind Erwärmungen, die zwar sehr intensiv sein können und den winterlichen Temperaturgradienten umkehren, die aber doch nicht zu einer Umstellung der Zirkulation im 10-hPa-Niveau oder darunter führen. Solche Erwärmungen treten auch über der Antarktis auf.
Canadian Warmings sind Erwärmungen, die oft im frühen Winter auftreten. Sie entstehen durch eine Verstärkung und polwärts Verschiebung des Alëutenhochs, können den Temperaturgradienten und kurzfristig auch den Wind umkehren, erreichen dennoch nicht den Status eines Zusammenbruchs des Polarwirbels.
Final Warmings nennt man heute die Erwärmungen, die im Frühjahr zu einer Umstellung aus der Wintersituation in den Sommer führen. Sie treten mit sehr unterschiedlicher Intensität auf, so daß man auch zwischen „major“ und „minor“ unterscheidet. Besonders ist aber der Zeitpunkt der erfolgten Umstellung sehr unterschiedlich, so daß man von „late“ und „early“ Final Warmings spricht. Diese Erwärmungen treten natürlich auch über der Antarktis auf und beenden dann die Zeit der Ozonzerstörung.

SPARC (STRATOSPHERIC PROCESSES AND THEIR ROLE IN CLIMATE)

SPARC wurde 1992 als ein Teilprojekt des *WCRP (World Climate Research Programm*) initiiert. Es behandelt die Rolle der dynamischen, chemischen und strahlungsbedingten Prozesse in der Stratosphäre in bezug auf das globale Klimasystem. Die wichtigsten Problemkreise, in denen Forschung dringend nötig war, wurden von der SPARC Scientific Steering Group benannt:

- Der Einfluss der Stratosphäre auf das Klima
- Physikalische und chemische Prozesse, die für den Abbau des stratosphärischen Ozons verantwortlich sind
- Die Variabilität der Stratosphäre und ihre Überwachung

In den letzten Jahren wurden mehrere Untersuchungen zu den aufgeführten Fragen durchgeführt, u.a. eine gründliche Behandlung der Themen „Temperaturtrend in der Stratosphäre“ und „Ozontrend“ .
In verschiedenen Workshops wurden Themen, wie z.B. „Die Rolle der QBO für das Klimasystem“ diskutiert.

GRIPS (GCM Reality Intercomparison Project for SPARC) ist ein internationales Projekt, das sich mit dem Vergleich verschiedener GCMs hinsichtlich der Stratosphäre befaßt, ähnlich wie das WCRP Projekt *AMIP* (Atmospheric Model Intercomparison Project).
Außerdem sind die Themen „Austausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre“ sowie „Die Rolle der Schwerewellen im Klimasystem und die Möglichkeit ihrer Parametrisierung für die GCMs“ Schwerpunkte der internationalen Forschung im Rahmen von SPARC.
Man weiß heute, dass alle Prozesse, die in der Stratosphäre ablaufen, in verschiedener Weise das Klima beeinflussen, und dass eine genaue Beobachtung der Stratosphäre und ihrer Veränderungen eine Voraussetzung zum Verständnis des gesamten Klimasystems ist.

Literatur

Labitzke, K., 1999: Die Stratosphäre: Phänomene, Geschichte, Relevanz. 177 S., Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.

Labitzke, K. and B. Naujokat, 2000: The lower arctic stratosphere in winter since 1952. In SPARC Newsletter No.15, July 2000.

Naujokat, B., M. Kunze and S. Pawson, 2000: Meteorology of the stratosphere during the THESEO 2000 / SOLVE winter-evolution and evaluation. SOLVE/THESEO Science Meeting, Palermo, Italy, September 2000.

Pawson, S., B. Naujokat and K.Labitzke, 1995: On the polar stratospheric cloud formation potential of the northern hemisphere. J. Geophys. Res., 100, 23,215-23,225.

Scherhag, R., 1952: Die explosionsartigen Stratosphärenerwärmungen des Spätwinters 1951/52. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, 6, Nr.38, 51-63

Trends in der Meso- und Thermosphäre

J. Bremer

Einführung

Das Institut für Atmosphärenphysik (IAP) in Kühlungsborn wurde 1992 auf Empfehlung der Wissenschaftsrates als Institut der Blauen Liste gegründet, trat 1997 der „Wissenschaftsgemeinschaft Gottfried Wilhelm Leibniz" (WGL) bei und trägt deshalb seit 1999 den offiziellen Namen „Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e. V. an der Universität Rostock". Schwerpunkte der wissenschaftlichen Arbeiten am Institut sind die Untersuchung der Mesosphäre im Höhenbereich zwischen etwa 50 und 100 km sowie ihre Kopplung mit darunter und darüber liegenden atmosphärischen Schichten. Unter anderem soll festgestellt werden, ob und in welchem Maße Erscheinungen in der Mesosphäre Informationen über mögliche Klimaänderungen geben können.

Die Untersuchung langfristiger Trends in der Atmosphäre erfordern lange und homogene Datenreihen. Solche Messreihen liegen am IAP für den Bereich der Mesosphäre mit sogenannten Phasenhöhenmessungen im Langwellenbereich seit 1959 und für die Thermosphäre mit Ionosondenmessungen seit 1957 vor. Die Trend-Untersuchungen in der Thermosphäre können dabei durch weltweit durchgeführte Ionosondenbeobachtungen wesentlich unterstützt werden.

Trends in der Mesosphäre

Phasenhöhenmessungen sind einfache Feldstärkemessungen im Langwellenbereich (Senderfrequenz: 162 kHz; Senderentfernung: 1020 km) bei denen aus dem Interferenzfeld von Bodenwelle und ionosphärisch reflektierter Raumwelle die ionosphärische Reflexionshöhe der Funkwelle abgeleitet werden kann (Entzian, 1972). Zur Eliminierung des Einflusses der tageszeitlichen Variation der solaren Strahlung werden Reflexionshöhen bei konstantem solaren Zenitwinkel ($\cos \chi = 0{,}2$) untersucht. In Abb. 1 sind Jahresmittel dieser Reflexionshöhen für das Zeitintervall von 1959 bis 1999 aufgetragen. Dabei ist zu erkennen, dass die ionosphärische Reflexionshöhe einen langfristigen negativen Trend aufweist, gekennzeichnet durch die gestrichelte Gerade. Jahr-zu-Jahr Variationen um diesen Trend sind zum Teil auf den Einfluss des solaren 11-jährlichen Zyklus zurückzuführen und werden bei den exakten Trendanalysen durch Regressionsrechnungen eliminiert. Aus Modelluntersuchungen kann gezeigt werden, dass die Reflexionshöhe in erster Näherung einem Niveau konstanten atmosphärischen Drucks entspricht (dabei wird vorausgesetzt, dass keine langfristigen Änderungen der Dichte des Stickoxids, NO, und des effektiven Rekombinationskoeffizienten im Höhenbereich um 82 km existieren).

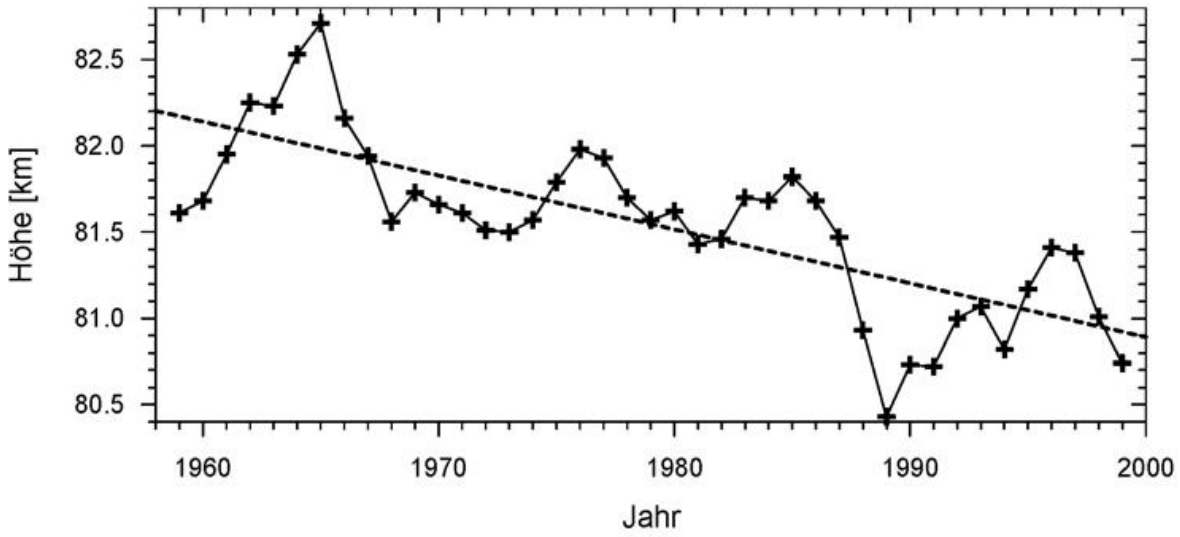


Abb. 1 Variation der Reflexionshöhe (Jahresmittelwerte) bei konstantem solaren Zenitwinkel aus Phasenhöhenmessungen in Kühlungsborn auf der Frequenz von 162 kHz. Die gestrichelte Gerade ist der berechnete lineare Trend.

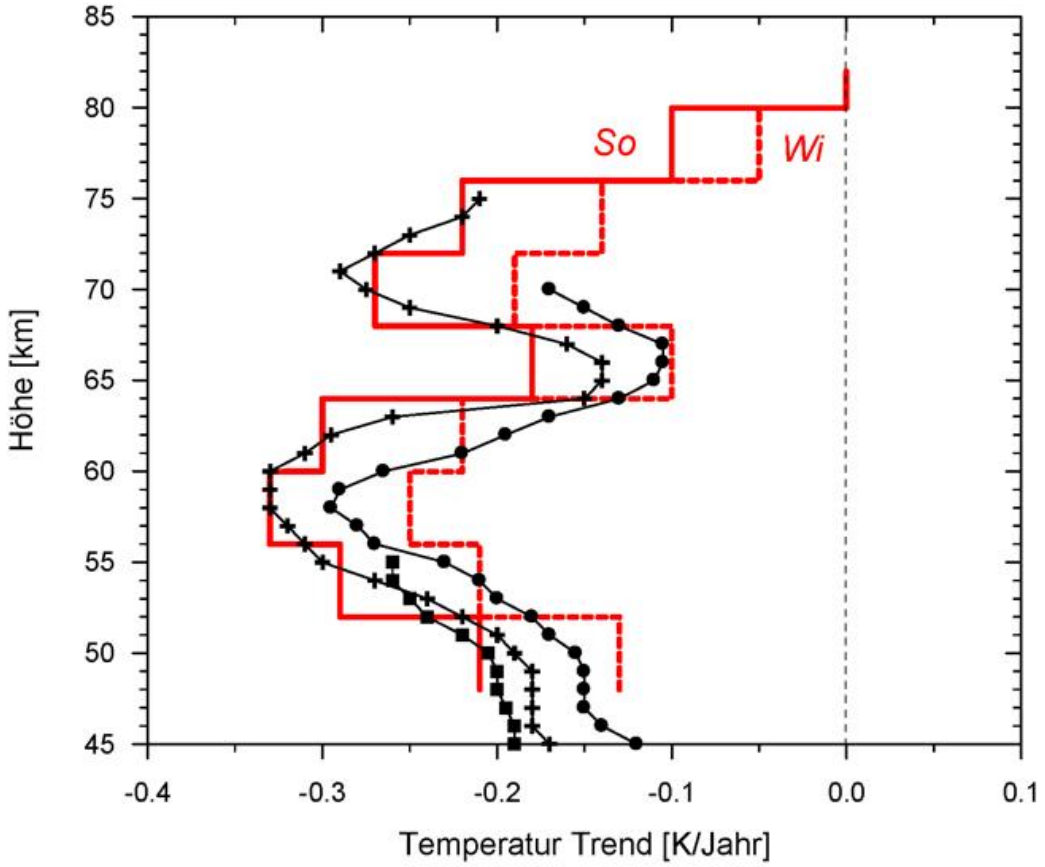


Abb. 2 Vergleich der aus Phasenhöhenmessungen abgeleiteten Temperaturtrends für Sommer und Winter (rote Treppenkurven) mit Trends aus Raketensondierungen (Quadrate: Keckhut and Kodera, 1999; Kreuze: Keckhut et al., 1999) und Lidarmessungen (Punkte: Keckhut, 2000).

Die aus den Phasenhöhenmessungen erschlossene Abnahme des atmosphärischen Drucks nahe 82 km Höhe kann auf eine Temperaturabnahme unterhalb dieser Höhe zurückgeführt werden. Bei zusätzlicher Benutzung von Trends, die aus Satellitenmessungen für das 1 hPa Druckniveau (48 km Höhe) abgeleitet wurden (Taubenheim et al., 1994), können mit Hilfe der barometrischen Höhenformel für das Gebiet zwischen 48 und 82 km mittlere Temperaturtrends abgeleitet werden. Normalerweise lassen sich nur Mittelwerte für den genannten Höhenbereich berechnen. Bei Annahme einer Profilform von Temperaturtrends, wie sie mit anderen Beobachtungen (Raketen- und Lidarmessungen, Keckhut et al., 1999; Keckhut, 2000) erhalten wurde, kann man aus den Phasenhöhenmessungen auch Profile des mesosphärischen Temperaturtrends bestimmen. In Abb. 2 sind solche Trendprofile für Sommer (Monate Mai-August) und Winter (November-Februar) aufgetragen und mit Ergebnissen von Raketensondierungen und Lidarbeobachtungen verglichen, die jeweils Daten aus dem gesamten Jahr benutzten. Die Übereinstimmung der nach unterschiedlichen Methoden abgeleiteten Temperaturtrends ist überraschend gut.

Zur Untersuchung der möglichen Ursachen der beobachteten mesosphärischen Temperaturtrends wurden Modellrechnungen mit dem am IAP weiterentwickelten globalen Zirkulationsmodell COMMA-IAP (COMMA: Cologne Model of the Middle Atmosphere) durchgeführt (Berger, 2000). Im ersten Szenario wurden die Rechnungen begrenzt auf die Auswirkungen des derzeit beobachteten positiven Trends im atmosphärischen Treibhausgas CO_2 von 15 ppmv/Dekade. In einem zweiten Szenario wurden zusätzlich die in der Stratosphäre beobachteten Abnahmen des Ozons in die Modellrechnungen einbezogen. In Fig. 3 sind die aus den Phasenhöhenmessungen abgeleiteten Trends mit den beiden genannten Modellierungsergebnissen getrennt für Sommer und Winter dargestellt. Danach ist die Übereinstimmung zwischen theoretischen und experimentellen Trendprofilen befriedigend, insbesondere für den Fall, wenn in den Modellberechnungen neben dem CO_2 Trend auch der Einfluss des Ozontrends berücksichtigt wird.

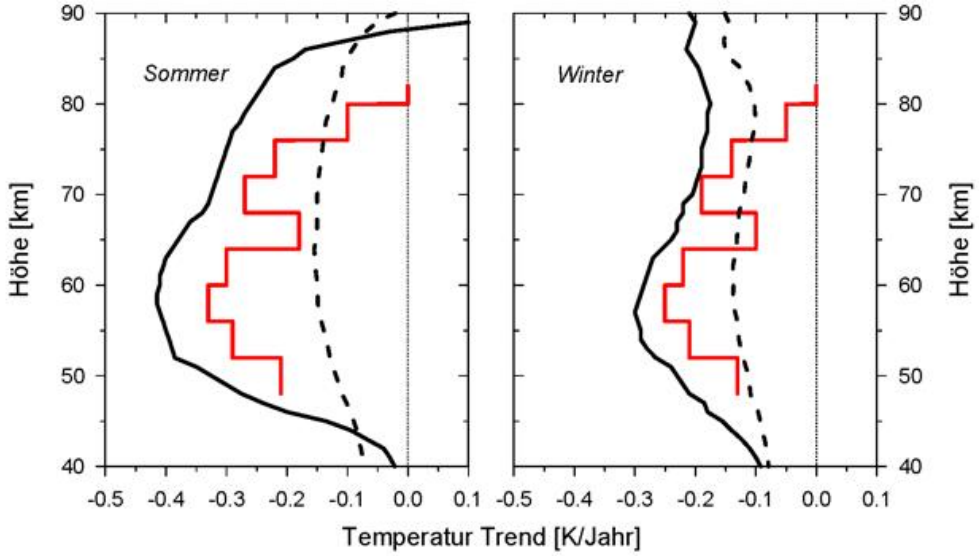


Abb. 3 Vergleich der aus Phasenhöhenmessungen abgeleiteten mesosphärischen Temperaturtrends für Sommer und Winter (rote Treppenkurven) mit Modellierungsergebnissen, die nur den CO_2 Trend (gestrichelte schwarze Kurven) bzw. den CO_2 und Ozon Trend (ausgezogene schwarze Kurven) berücksichtigen.

Trends in der Thermosphäre

In der Thermosphäre bieten sich Ionosondenmessungen zur Untersuchung von Langzeittrends an. Als Standardparameter stehen dabei Grenzfrequenzen (foE, foF1, foF2) als Maß der maximalen Elektronendichte der unterschiedlichen ionosphärischen Schichten (E, F1, F2) und charakteristische Höhenwerte dieser Schichten (h'E, h'F, hmF2) zur Verfügung. Die entsprechenden Höhenbereiche der genannten Parameter liegen für die E Region um 120 km, für die F1 Region (nur im Sommer vorhanden) um 170 km und für die F2 Region zwischen 300-400 km. In Fig. 4 sind als Beispiele Zeitreihen von foF2 und hmF2 für jeweils zwei unterschiedliche Zeiten (0 und 12 MEZ) im Monat Dezember aus Beobachtungen in Juliusruh (Außenstelle des IAP auf der Insel Rügen) aufgetragen. Dabei fällt eine sehr starke 11-jährige Periodizität auf insbesondere als Folge der Variation der solaren Aktivität (gekennzeichnet durch die Sonnenfleckenrelativzahl R im unteren Teil des Bildes) und zu einem geringeren Anteil verursacht durch die geomagnetische Aktivität Ap (charakteristisch für den Einfall hochenergetischer Teilchen in die Erdatmosphäre). Dieser extrem starke Einfluss der solaren und geomagnetischen Aktivität auf die ionosphärischen Parameter ist durch eine geeignete Regressionsanalyse zu eliminieren, um Trends von erheblich geringerer Amplitude ableiten zu können (für Einzelheiten siehe Bremer, 1998).

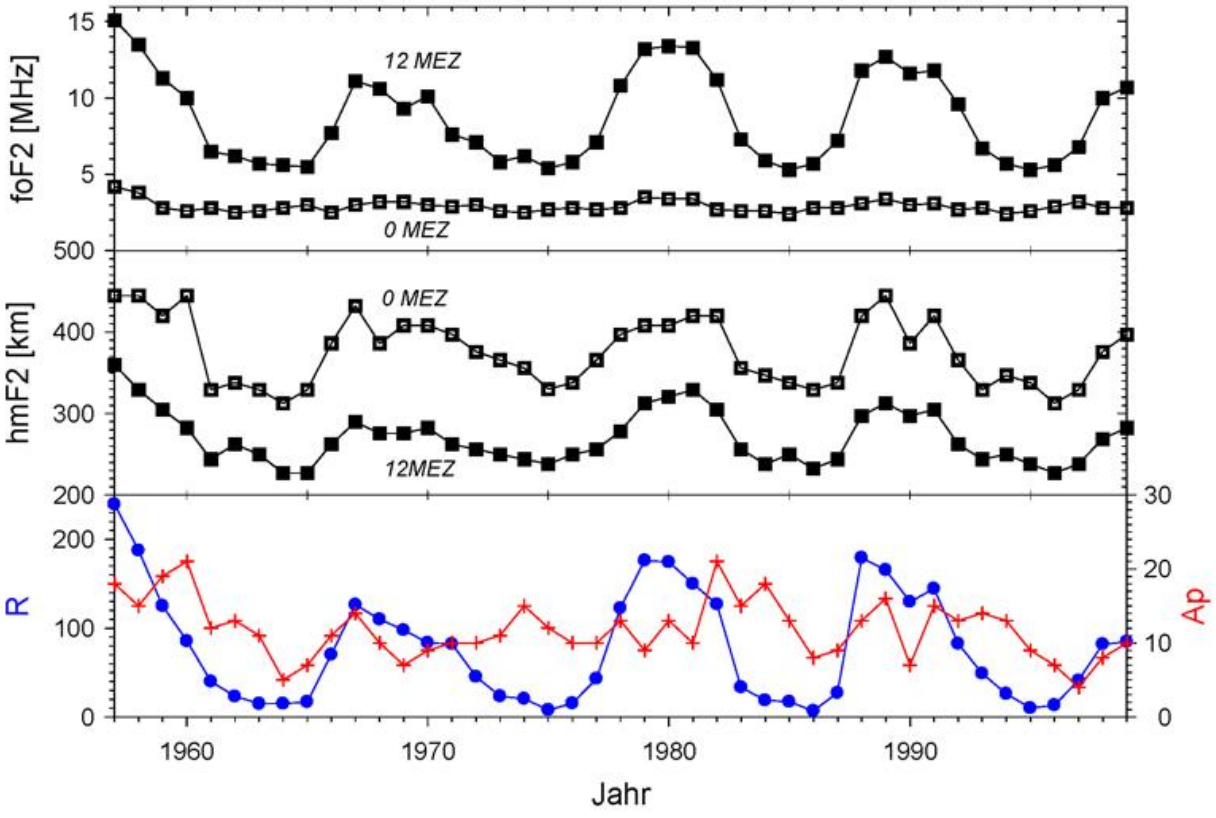


Abb. 4 Langzeitige Variation charakteristischer Parameter (foF2 und hmF2) von Ionosondenmessungen in Juliusruh für zwei Zeiten (0 und 12 MEZ) im Dezember im Vergleich mit Variationen der Sonnenfleckenrelativzahl R und der geomagnetischen Aktivität Ap.

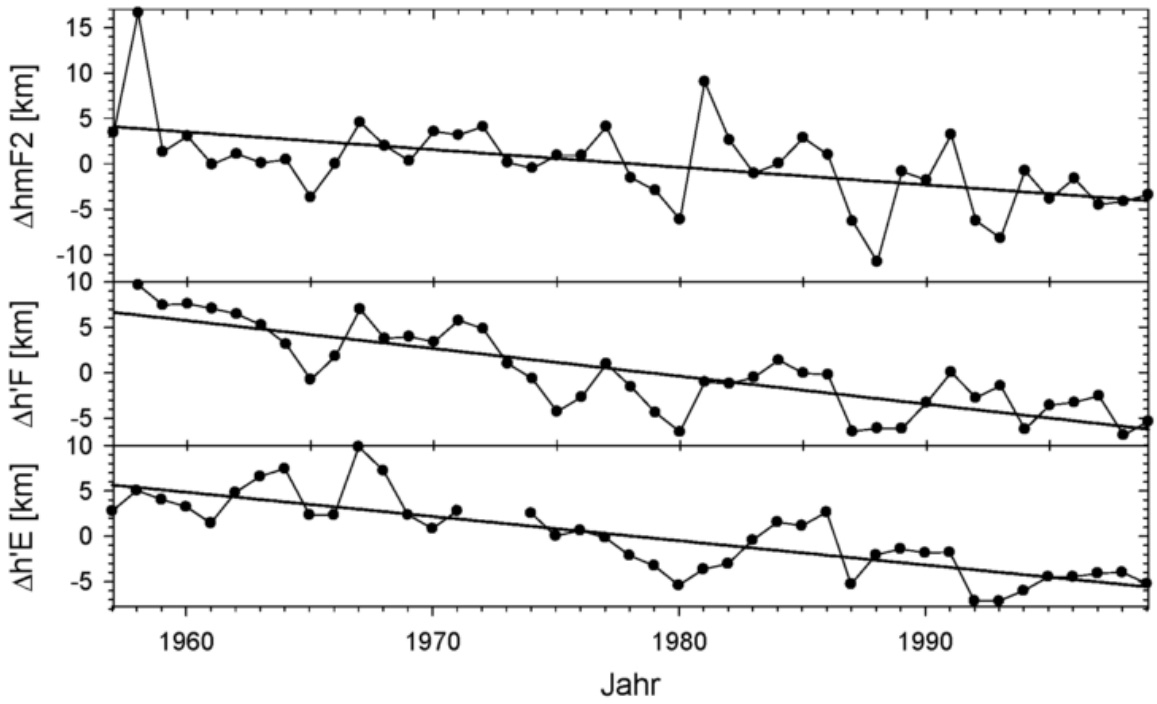


Abb. 5 Beispiele von Trends unterschiedlicher Parameter aus Ionosondenmessungen in Juliusruh, nachdem der solar und geomagnetisch bedingte Anteil durch eine Regressionsanalyse eliminiert worden ist.

Abb. 5 zeigt Beispiele für Trends in unterschiedlichen Höhenparametern (h'E, h'F und hmF2) aus Messungen an der Station Juliusruh nachdem der solar und geomagnetisch bedingte Anteil durch eine Regressionsanalyse beseitigt wurde. Dabei wurden alle Daten im Jahr berücksichtigt (12 Monate mit jeweils 24 stündlichen Werten). In allen dargestellten Parametern werden negative Trends beobachtet, deren Amplituden wie erwartet sehr viel geringer sind als der solar und geomagnetisch induzierte Beitrag (siehe Abb. 4).

Trenduntersuchungen mit Daten anderer Ionosondenstationen ergaben deutliche Unterschiede in den abgeleiteten Trendwerten. In Abb. 6 sind Häufigkeitsverteilungen der individuellen Trends für die untersuchten Parameter aufgetragen. Negative Trends sind dabei blau, positive rot gekennzeichnet, während die entsprechenden Medianwerte der Verteilungen durch Pfeile markiert sind. Insbesondere in der F2 Region sind die Verteilungen der Trends (foF2 und hmF2) sehr breit und die entsprechenden Mittel- oder Medianwerte nicht signifikant verschieden von Null. Deutlich sichere Aussagen konnten für die E und F1 Schichten erhalten werden, so sind insbesondere die Mittelwerte der foE und fof1 Trends signifikant unterschiedlich von Null.

Um Aussagen bzgl. möglicher Ursachen thermosphärischer Trends erhalten zu können, sind die experimentell abgeleiteten mittleren Trends der unterschiedlichen Ionosondenparameter mit entsprechenden Modellwerten, die den Treibhauseffekt in der Atmosphäre simulieren (Rishbeth, 1990; Rishbeth and Roble, 1992), in der Tab. 1 zusammengestellt.

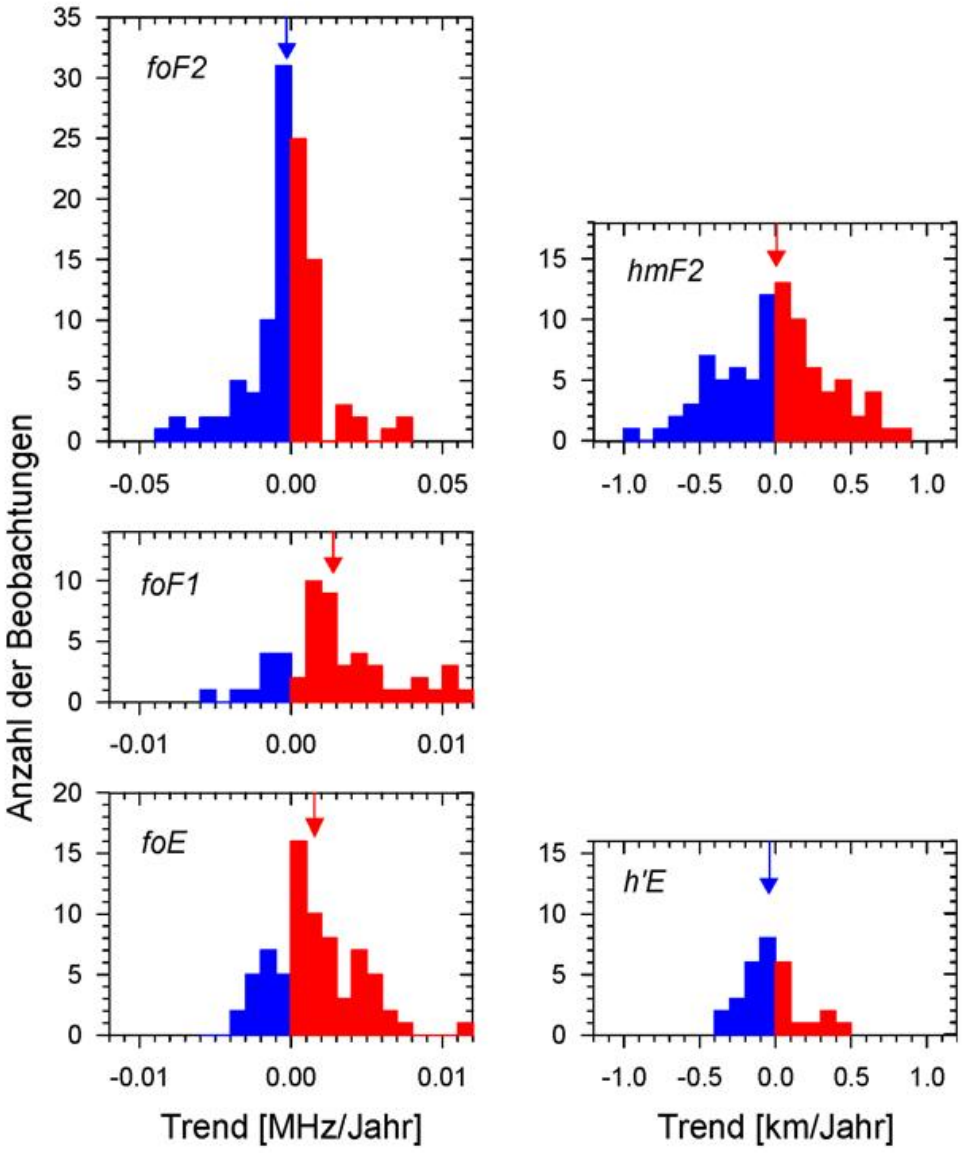


Abb. 6 Häufigkeitsverteilungen von Trends, die aus Messdaten unterschiedlicher Stationen für verschiedene ionosphärische Parameter bestimmt wurden. Negative Trends sind blau, positive rot gekennzeichnet. Die Medianwerte der Verteilungen sind durch Pfeile markiert.

	Parameter	Exp. Trend	CO_2*2 (exp)	CO_2*2 (mod)
F2 Region	foF2 hmF2	-0,0014 MHz/Jahr 0,0053 km/Jahr	-0,28 MHz 1,1 km	-0,2 ... -0,5 MHz -10 ... -20 km
F1 Region	foF1	0,0028 MHz/Jahr	0,56 MHz	0,3 ... 0,5 MHz
E Region	foE h'E	0,0016 MHz/Jahr -0,0370 km/Jahr	0,3 MHz -7,4 km	0,05...0,08 MHz -2,5 km

Tab. 1 Mittlere experimentelle Trends unterschiedlicher ionosphärischer Parameter, erwartete Änderung dieser Parameter bei einer angenommenen Verdopplung der atmosphärischen Treibhausgase (CO_2*2 (exp)) und entsprechende Modellwerte (CO_2*2 (mod)) nach Rishbeth (1990) und Rishbeth and Roble (1992)).

Da die Modellrechnungen für eine Verdopplung der Treibhausgase durchgeführt wurden, mussten die experimentellen Trends extrapoliert werden auf der Grundlage der in den vergangenen 40 Jahren abgeschätzten effektiven Zunahme der Treibhausgase um etwa 20% (Houghton et al., 1996; Brasseur and de Rudder, 1987). Ein Vergleich der experimentellen mit den modellierten Werten zeigt, dass in der E Schicht um 120 km Höhe die experimentellen und theoretischen Werte übereinstimmendes Vorzeichen haben, die experimentellen Trends aber um einen Faktor 3...5 größer als die theoretischen Werte sind. In der F1 Schicht um 170 km Höhe stimmen Modell und Experiment überraschend gut überein. Demgegenüber ist in der F2 Schicht bei Höhen zwischen 300-400 km die Übereinstimmung der mittleren experimentellen und theoretischen foF2 Trends infolge der starken Streuung der individuellen experimentellen Trends eher zufällig, die hmF2 Trends haben sogar unterschiedliche Vorzeichen. Danach kann der Treibhauseffekt in der E und F1 Schicht zumindest einen Teil der beobachteten Trends erklären, in der F2 Schicht sind wegen der genannten starken Streuung der individuellen experimentellen Trends jedoch keine sicheren Aussagen möglich. Derzeit sind die Ursachen dieser starken Variabilität insbesondere in der F2 Schicht nicht völlig aufgeklärt. Der starke solare und geomagnetische Einfluss, technische Stabilitätsprobleme bzw. geänderte Auswertemethoden während der langen Messperioden könnten mögliche Ursachen sein. Ein Einfluss der geographischen Lage der einzelnen Messorte auf die abgeleiteten Trends konnte nicht nachgewiesen werden.

Struktur der Ionosphäre

Aus historischen Gründen wird die Ionosphäre in unterschiedliche Bereiche eingeteilt, die mit steigender Höhe als D, E, F1 und F2 Region bezeichnet werden. Die einzelnen Regionen werden durch mehr oder minder stark ausgeprägte Maxima in der Elektronendichte charakterisiert. Allerdings sind die Maxima der D und F1 Region oftmals nur andeutungsweise vorhanden. Im Einzelnen können die genannten Gebiete bzgl. ihres Höhenbereiches und der beobachteten Elektronendichte folgendermaßen charakterisiert werden:

Region	Höhenbereich	Elektronendichte
D	60 - 90 km	10^{8} - 10^{10} m^{-3}
E	105 - 150 km	10^{10} - 10^{11} m^{-3}
F1	160 - 180 km	10^{11} - 10^{12} m^{-3}
F2	300 - 400 km	10^{12} m^{-3}

Schlussfolgerungen

Aus den Trendanalysen in der Mesosphäre können folgende Schlussfolgerungen gezogen werden:

- Aus Phasenhöhenmessungen werden negative Temperaturtrends abgeleitet mit typischen Werten um -0,2 ... -0.3 K/Jahr. Diese Werte wurden bestimmt unter der Voraussetzung, dass keine Trends in der Dichte des Stickoxids und im effektiven Rekombinationskoeffizienten auftreten. Bei Annahme solcher Trends (nach vorliegenden Modellrechnungen, experimentelle Daten gibt es nicht!) wären die Temperaturtrends stärker bis zu -0.35 .. -0.45 K/Jahr.
- Die mesosphärischen Temperaturtrends sind im Sommer stärker als im Winter, ein Ergebnis, das mit Modellrechnungen bestätigt werden konnte.
- Die abgeleiteten Temperaturtrends sind in guter Übereinstimmung mit Trendprofilen, die aus Raketen- und Lidarexperimenten gewonnen wurden.
- Die mesosphärischen Temperaturtrends sind deutlich stärker als nach Modellstudien, die nur den Einfluss des bekannten CO_2 Anstieges benutzen. Bei zusätzlicher Berücksichtigung des Ozonabbaus ist die Übereinstimmung zwischen experimentellen und modellierten Temperaturtrends sehr befriedigend.

Die Ergebnisse der Trendanalysen aus Ionosondenmessungen können für das Gebiet der Thermosphäre wie folgt zusammengefasst werden:

- Um Trends in ionosphärischen Parametern ableiten zu können, ist der starke solar und geomagnetisch bedingte Einfluss durch eine Regressionsanalyse sorgfältig zu eliminieren.
- In der ionosphärischen E Region um 120 km Höhe können mittlere Trends abgeleitet werden (negative Trends in h'E, positive Trends in foE), die qualitativ mit Modellrechnungen für einen möglichen Treibhauseffekt übereinstimmen, allerdings deutlich stärker sind als die Modellergebnisse.
- In der ionosphärischen F1 Region um 170 km Höhe stimmen die abgeleiteten mittleren Trends (positiver Trend in foF1) mit Modellrechnungen zum Treibhauseffekt gut überein.
- In der ionosphärischen F2 Region zwischen 300-400 km Höhe ist die Variabilität der Trends an unterschiedlichen Messorten zu groß, um zuverlässige Aussagen über mittlere globale Trends zu erhalten.

Generell kann festgestellt werden, dass Trendanalysen in der Meso- und Thermosphäre außerordentlich wichtig sind für das Verständnis langfristiger Änderungen in der Atmosphäre. Die bislang vorliegenden Analysen deuten darauf hin, dass Änderungen der Treibhausgase einschließlich des Ozons einen wesentlichen Beitrag zur Erklärung der beobachteten Trends in der Meso- und Thermosphäre liefern.

Literatur

Berger, U. (2000): Private Mitteilung.

Brasseur, G., and A. de Rudder (1987): The potential impact on atmospheric ozone and temperature of increasing trace gas concentrations, J. Geophys. Res., 92, 10903-10920.

Bremer, J. (1998): Trends in the ionospheric E and F regions over Europe, Ann. Geophysicae, 16, 986-996.

Entzian, G. (1972): Ableitung von Phaseninformationen aus Feldstärkebeobachtungen im Langwellenbereich zur Überwachung der Hochatmosphäre, Exp. Texchnik der Physik, XX, 513-519.

Houghton, J. T., L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell (1996): Climate change 1995, Contribution of WG1 to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge.

Keckhut, P. (2000): Temperature trends in the stratosphere and mesosphere, Paper presented at the 33rd COSPAR Scientific Assembly, Symposium C2.2, Poland.

Keckhut. P., F. J. Schmidlin, A. Hauchcorne, and M. L. Chanin (1999): Stratospheric and mesospheric cooling trend estimates from U. S. rocketsondes at low latitude stations (8°S-24°N), taking into account instrumental changes and natural variability, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 61, 447-459.

Rishbeth, H. (1990): A greenhouse effect in the ionosphere?, Planet. Space Sci., 38, 945-948.

Rishbeth, H., and R. G. Roble (1992): Cooling of the upper atmosphere by enhanced greenhouse gases - Modelling of thermospheric and ionospheric effects, Planet. Space Sci., 40, 1011-1026.

Taubenheim, J., K. Berendorf, W. Krüger, and G. Entzian (1994): Height dependence of long-term trends in the middle atmosphere, Paper presented at the EGS XIX General Assembly, Session ST3, Grenoble.

Die Witterung in Deutschland

G. Müller-Westermeier, A. Kreis

Das Jahr 2000 war in Deutschland das wärmste Jahr des Jahrhunderts. Außer dem Juli waren alle Monate wärmer als im Referenzzeitraum 1961-1990. Die Niederschläge blieben etwas unter dem langjährigen Mittel.

Die *Mitteltemperatur* für Deutschland berechnet aus einem interpolierten 1-km-Raster betrug 9,9° C. Das sind 1,6 K mehr als im internationalen Referenzzeitraum 1961-1990. Damit war das Jahr 2000 um 0,2 K wärmer als das bisher wärmste Jahr 1994. Die höchsten Jahresmitteltemperaturen wurden am Rhein registriert. Dort lagen die Werte allgemein über 11° C. Örtlich wurden auch 12° C überschritten. Sonst bewegten sich die Temperaturmittelwerte in den Niederungen meist zwischen 9 und 11° C. Oberhalb von 600 m überwogen niedrigere Werte. Ab 1700 m wurden auch 5° C als Mittelwert nicht mehr überschritten. Oberhalb 2400 m ergaben sich meist Jahresmitteltemperaturen unter 0° C.

In ganz Deutschland lagen die Mitteltemperaturen des Jahres 2000 über den Werten der internationalen Referenzperiode 1961-1990. Die Verteilung war räumlich sehr

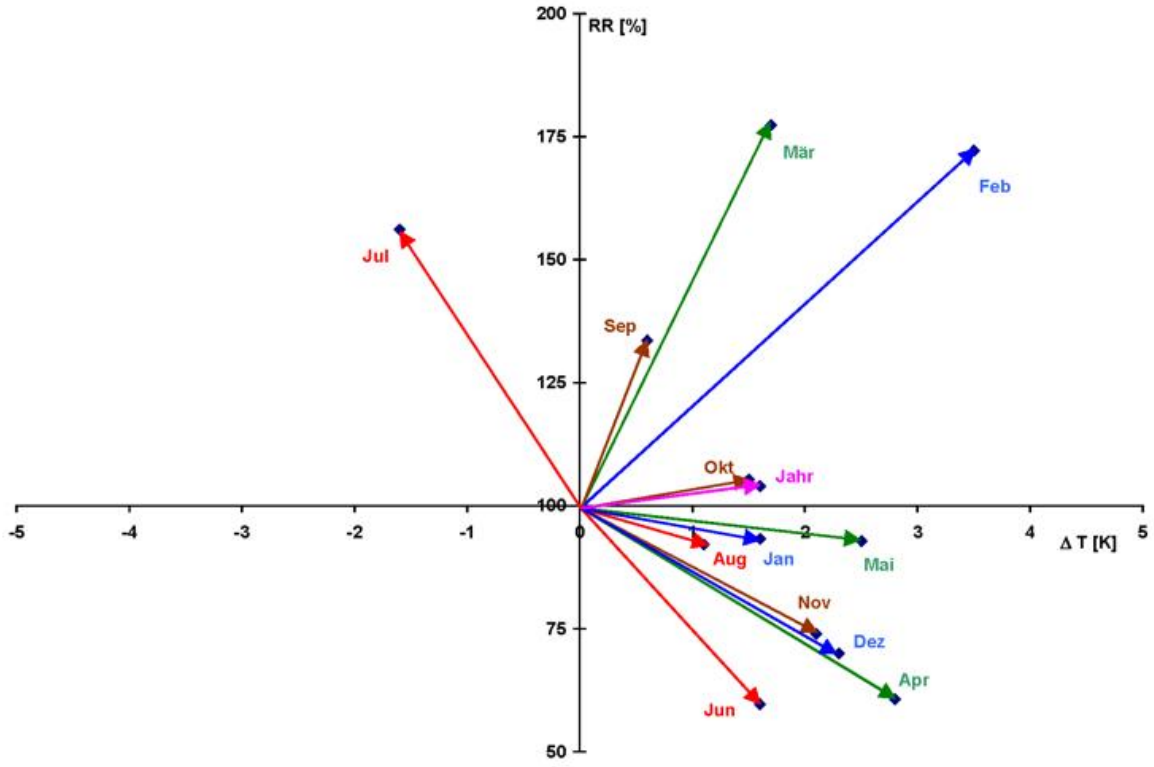


Abb. 1 Thermopluviogramm für Deutschland 2000 (Bezugszeitraum 1961 - 1990).

einheitlich (s. Abb. 3). Meist bewegten sich die Abweichungen zwischen 1,5 und 2 K. Werte unter 1 und über 2 K traten nur sehr kleinräumig auf.

Die Jahressumme der *Sonnenscheindauer* betrug im Mittel 1560 Stunden. Im Süden und Osten lagen die Werte meist über 1600 Stunden. Im Süden von Baden-Württemberg und Bayern sowie im südlichen Teil der neuen Bundesländer wurden gebietsweise über 1700, örtlich sogar mehr als 1800 Sonnenscheinstunden registriert. In Nordwestdeutschland blieb die Sonnenscheindauer hingegen überwiegend unter 1500 Stunden. In den nordwestlichen Mittelgebirgen, im Emsland und an der Unterelbe wurden sogar meist weniger als 1400, örtlich auch unter 1300 Stunden Sonnenschein gemessen.

Im Vergleich zu den Werten der Referenzperiode lag die Sonnenscheindauer im Jahr 2000 insgesamt nur geringfügig über dem Sollwert (102 %). Im Norden und Westen blieben die Sonnenscheinstunden überwiegend etwas unter den Bezugswerten. Sonst lagen sie meist darüber. Besonders große positive Abweichungen bis über 120 % des Normalwerts ergaben sich im Gebiet zwischen Leipzig und Magdeburg.

Die Jahressumme der *Globalstrahlung* lag in Süddeutschland überwiegend über 1100 kWh/m^2. Am Oberrhein wurden auch Werte über 1200 kWh/m^2 registriert. In Norddeutschland lagen die Strahlungswerte der Jahreszeit entsprechend meist niedriger. Dort wurden meist nur Jahressummen unter 1000 kWh/m^2 beobachtet. Besonders geringe Strahlungswerte ergaben sich in Teilen von Schleswig-Holstein sowie in den nordwestlichen Mittelgebirgen. Dort blieben die Jahreswerte gebietsweise unter 950 kWh/m^2. Im Rothaargebirge wurden teilweise sogar 900 kWh/m^2 nicht erreicht.

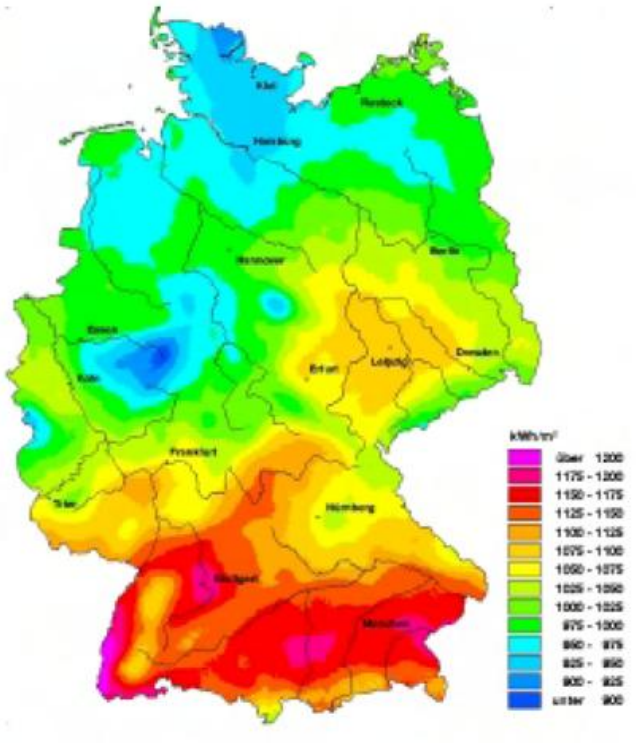


Abb. 2 Globalstrahlung 2000

Die mittlere jährliche *Niederschlagshöhe* in Deutschland betrug im Jahr 2000 821,3 mm. Das sind 31,9 mm oder 4% mehr als im Referenzzeitraum.

Besonders trocken war es im Osten Deutschlands. Dort wurden großenteils weniger als 600 mm, gebietsweise auch unter 500 mm Niederschlag registriert. Sonst lagen die Jahresniederschlagsmengen in den Niederungen meist zwischen 600 und 800 mm. In den Gebirgsgegenden lagen die Werte im allgemeinen über 1000 mm. Besonders große Niederschlagshöhen bis über 2000 mm ergaben sich im Schwarzwald sowie in den Alpen und ihrem Vorland.

Im Vergleich zum Referenzzeitraum waren die Niederschläge besonders in Westdeutschland und in Südbayern recht hoch. In Rheinland-Pfalz wurde gebietsweise mehr als 130% des Normalwerts registriert. In Franken, Teilen von Ostdeutschland und Niedersachsen sowie insbesondere in Schleswig-Holstein wurde das Niederschlagssoll hingegen meist nicht erreicht. Dort blieben die Relativwerte gebietsweise unter 90, örtlich auch unter 80%.

Der *Witterungsverlauf* des Jahres lässt sich folgendermaßen beschreiben:

Der *Januar* war mild und hinsichtlich des Niederschlags durchschnittlich. Trotz des im allgemeinen milden Wetters gab es aber auch einige sehr kalte Perioden. So wurde am 25. Januar für die Station Oberstdorf eine neue absolute Minimumtemperatur von –28,2° C gemessen.

Februar und *März* waren sehr niederschlagsreich. Daher sammelten sich in den höheren Lagen der Alpen trotz der relativ hohen Temperaturen sehr große Schneemengen an. Dies führte dazu, dass sich auf der Zugspitze das ganze Jahr über eine Schneedecke halten konnte.

Im *April* wurden bereits Maximumtemperaturen über 30° C gemessen, und an mehreren Stationen wurden neue Rekorde für die Tagesmitteltemperatur verzeichnet.

Im *Mai* gab es erneut verschiedentlich neue Rekorde bei den Tagesmitteltemperaturen. Am 28. Mai brachte das Tief Ginger in Norddeutschland Windgeschwindigkeiten, wie sie normalerweise nur in den Wintermonaten auftreten. Dadurch traten beträchtliche Schäden in Wäldern und an Stromleitungen auf.

Das andauernd milde Wetter brachte zwar keine neuen Rekordmonate, aber der Frühling des Jahrs 2000 war für Deutschland insgesamt der wärmste Frühling des Jahrhunderts.

Auch im *Juni* setzte sich das warme Wetter fort. Wiederum wurden mehrere neue Rekorde bei den täglichen Temperaturmaxima und bei den Tagesmittelwerten registriert.

Mit dem warmen Wetter waren mehrfach starke Gewitter verbunden, die durch Blitzschlag, Sturm, Starkregen und Hagel verschiedentlich Schäden verursachten. Am 14. Juni bildete sich bei einem solchen Unwetter im östlichen Allgäu eine 0,5 m hohe Hageldecke.

Gleichzeitig war es in Norddeutschland sehr trocken, was dort zu mehreren größeren Waldbränden führte.

Im Gegensatz dazu wurde der *Juli* sehr kühl und, insbesondere in Westdeutschland, auch sehr nass.

Im *August* setzte sich das feuchtkühle Wetter zunächst noch fort. Starke Niederschläge führten im Allgäu, an der Iller und der oberen Donau zu Hochwasser. Dann kehrte jedoch die sommerliche Witterung zurück, so dass der Monat insgesamt doch noch warm und in großen Gebieten relativ trocken war.

Der *September* war warm und feucht. Am 2. September traten nochmals schwere sommerliche Gewitter auf. Dabei entwickelten sich in Mittelhessen und Sachsen-Anhalt zwei kleine Tornados, die Bäume entwurzelten, sowie Gebäude und Autos beschädigten. Am 22. des Monats gab es südlich der Donau sehr starke Regenfälle, die zu Überschwemmungen führten.

Auch der *Oktober* war relativ mild. Er brachte die ersten Herbststürme, die in Norddeutschland verbreitet Schäden anrichteten.

Das Jahr endete mit 2 sehr milden Monaten, die nochmals verschiedene neue Rekorde bei den täglichen Maximum- und Mitteltemperaturen brachten.



Abb. 3 Temperaturabweichung 2000 in 1/10 K vom Mittel für 1961-1990.

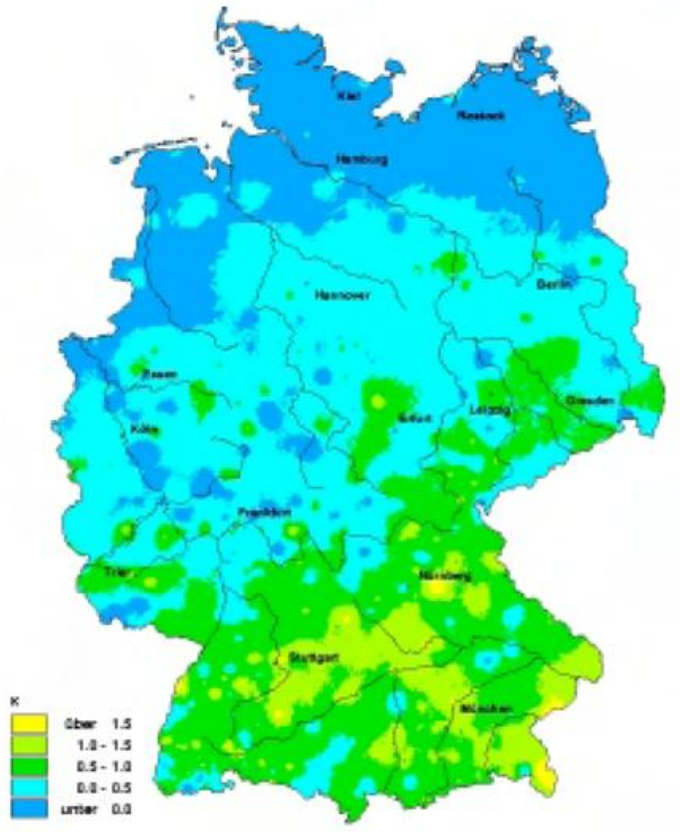


Abb. 4 Temperaturabweichung Sommer 2000 vom Mittel 1961-1990.

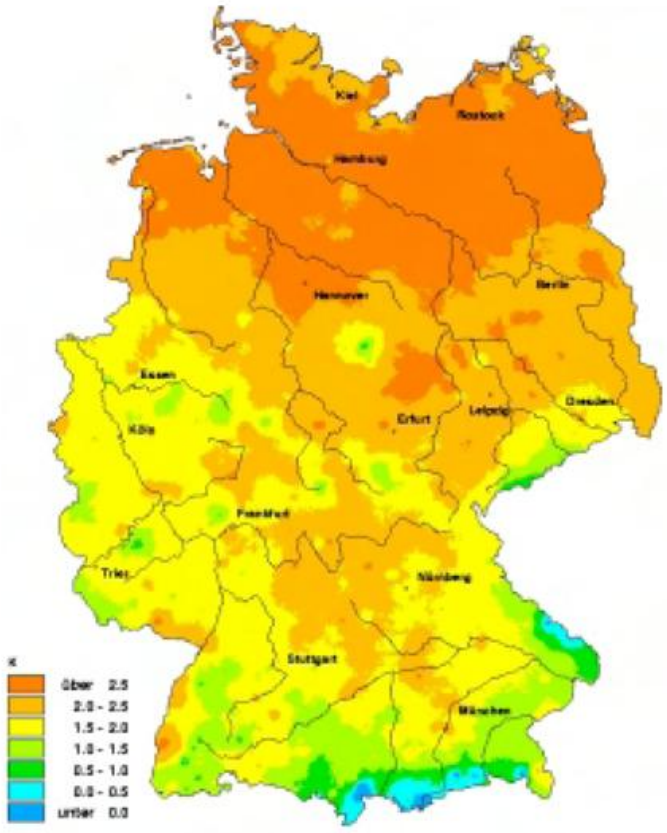


Abb. 5 Temperaturabweichung Winter 2000 vom Mittel 1961-1990.

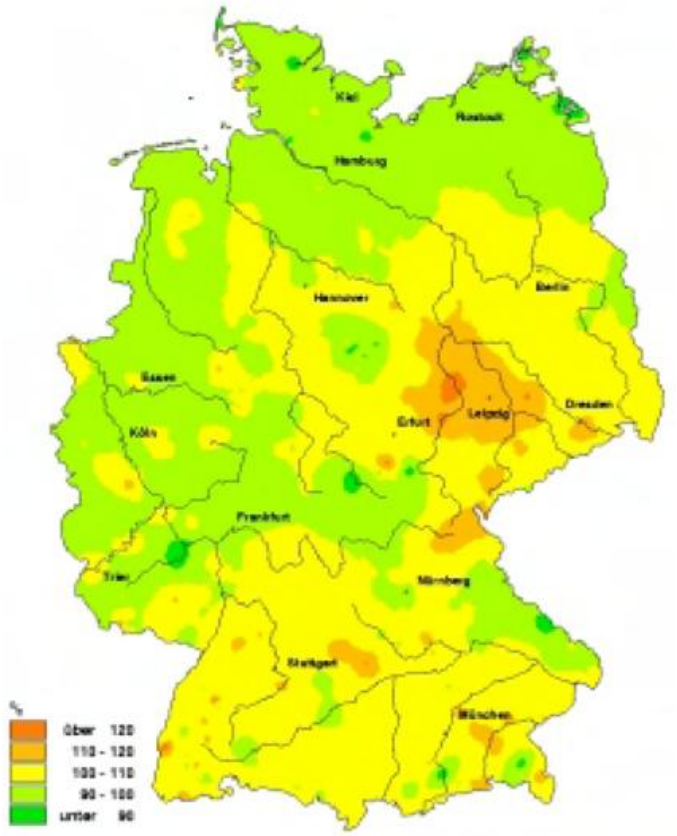


Abb. 6 Sonnenscheindauer 2000 in Prozent des Mittelwertes der Jahre 1961-1990.

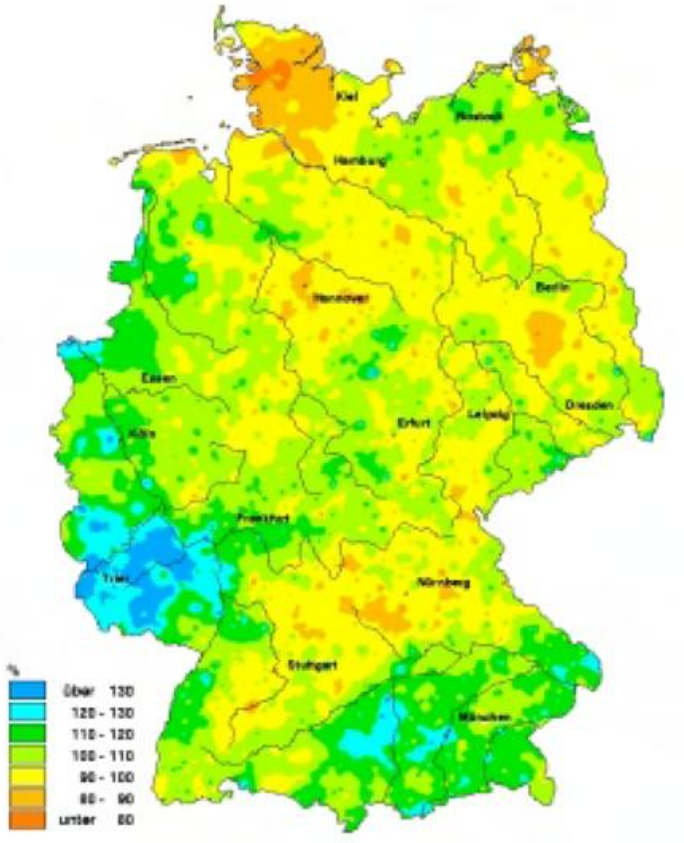


Abb. 7 Niederschlagshöhe 2000 in Prozent des Mittelwertes der Jahre 1961-1990.

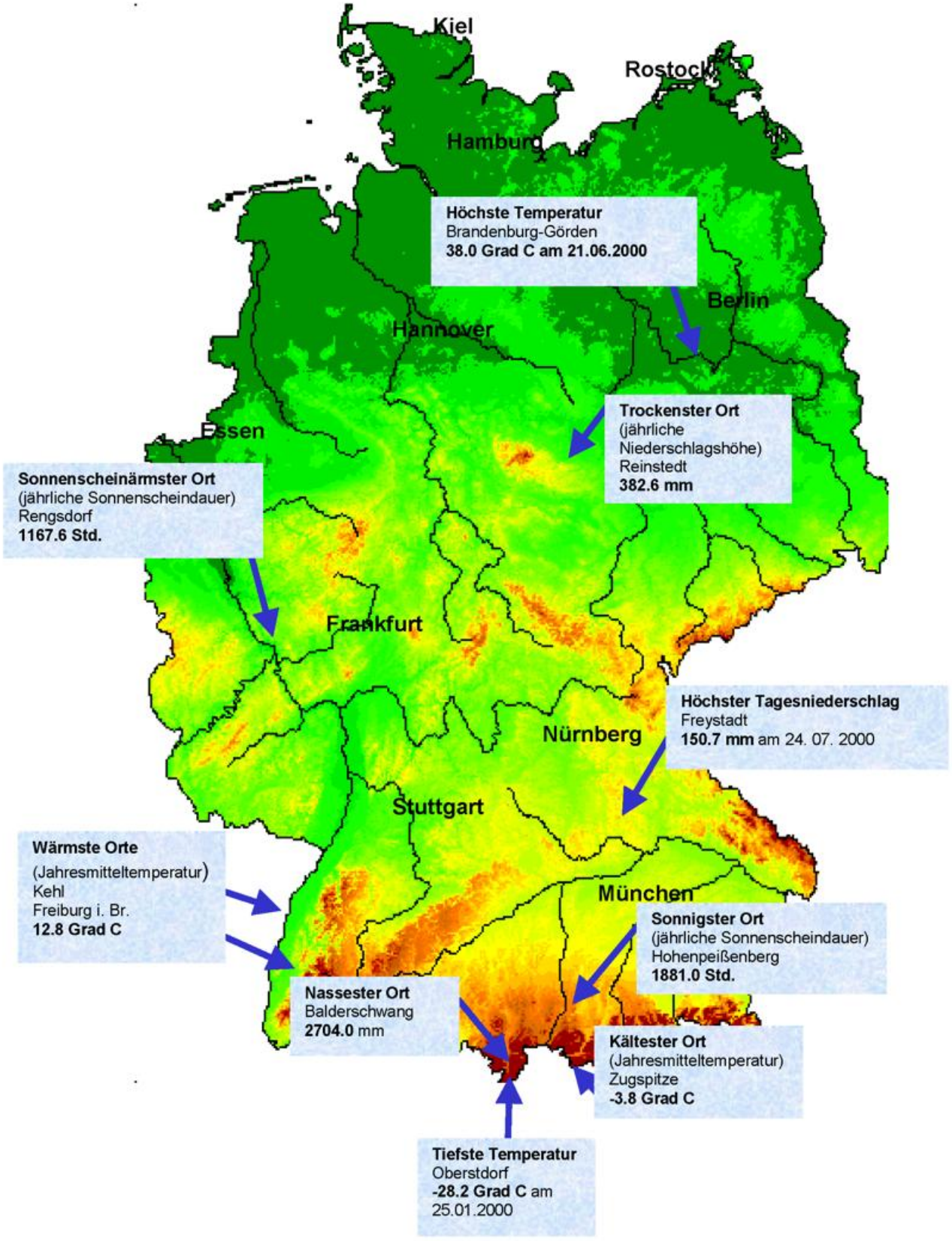


Abb. 8 Extremwertkarte für das Jahr 2000.

Die eingetragenen Extremwerte beruhen auf den Messungen der Beobachtungsstationen des DWD. Im Einzelfall können noch stärkere Extreme aufgetreten sein, die von den Meßstellen nicht erfaßt wurden (s.a. "Die Witterung in Deutschland") Die Angaben in der Extremwertkarte beruhen auf der Auswertung aller Daten der ca. 600 Klima- und 3000 Niederschlagsstationen des DWD.

Stationskennziffer	Name	Koordinaten	Meßnetze
2309	Kehl	48°35'N, 07°49'E	Klima
2311	Freiburg i. Br.	48°00'N, 07°51'E	
4144	Oberstdorf	47°24'N, 10°17'E	Klima
3338	Brandenburg-Görden	52°26'N, 12°30'E	Klima
44331	Reinstedt	51°45'N, 11°21'E	Niederschlag
70101	Balderschwang	47°28'N, 10°06'E	Niederschlag
90745	Freystadt	49°12'N, 11°20'E	Niederschlag
4161	Hohenpeißenberg	47°48'N, 11°01'E	Klima
2244	Rengsdorf	50°30'N, 07°29'E	Klima
4155	Zugspitze	47°25'N, 10°59'E	Klima

Tab. 1 Stationen aus der Extremwertkarte

Das Klima in den deutschen Küstengebieten

Ch. Lefebvre

In den deutschen Küstengebieten war das Jahr 2000 zwar eines der wärmsten des abgelaufenen Jahrhunderts, aber anders als es sich für die gesamte Fläche der Bundesrepublik Deutschland darstellt – war es nicht das wärmste des 20. Jahrhunderts. Wärmer war hier noch das Jahr 1990.

Ähnlich wie das Vorjahr zeichnete sich das Jahr 2000 mit Jahresmitteltemperaturen zwischen 9.4° C (Arkona/Rügen) und 10.6° C (Bremerhaven) durch positive Abweichungen von 1-2 K zu den Mittelwerten des Bezugszeitraums 1961-1990 aus. Der Jahresverlauf wurde – sehr zum Verdruss der Touristikbranche - durch einen insgesamt geringfügig zu kühlen und vor allem sonnenscheinarmen Sommer charakterisiert. Dafür war vor allem der Juli verantwortlich, der als einziger Monat um rund 1 K zu kühl ausfiel, während alle anderen Monate Temperaturen im Bereich der vieljährigen Vergleichswerte oder darüber verzeichneten. Die höchsten positiven Abweichungen von 3-4 K hatte der Februar, ähnlich wie 1992 (vgl. Abb. 1).

Obwohl das Jahr vergleichbar mild ausfiel wie das Vorjahr, waren Frosttage (Tiefsttemperatur unter 0° C) deutlich seltener, aber nicht so selten wie 1990. Ihre Anzahl bewegte sich bei der vorherrschend milden Winterwitterung zwischen 8 (Helgoland) und 51 (Stettiner Haff), lag verbreitet um 20 und blieb damit um 55 bis 70% unter den Durchschnittswerten. Eistage (Tageshöchsttemperatur unter 0° C), die gewöhnlich an 11 bis 28 Tagen zu verzeichnen sind, gab es verbreitet bis zu 6 mal, am Stettiner Haff 10 mal. Auf Helgoland blieben sie - wie im Vorjahr - aus. Da im Juli an keinem Tag 25° C erreicht wurden, lag an der Nordsee auch die Zahl der Sommertage mit 1 bis 9 unter dem vieljährigen Mittel, während sie diese an der Ostsee mit 4 bis 19 teilweise sogar überstieg. Die hohe Anzahl hier war vor allem auf zwei ungewöhnlich warme Schönwetterphasen von Ende April bis Mitte Mai und um den 20. Juni

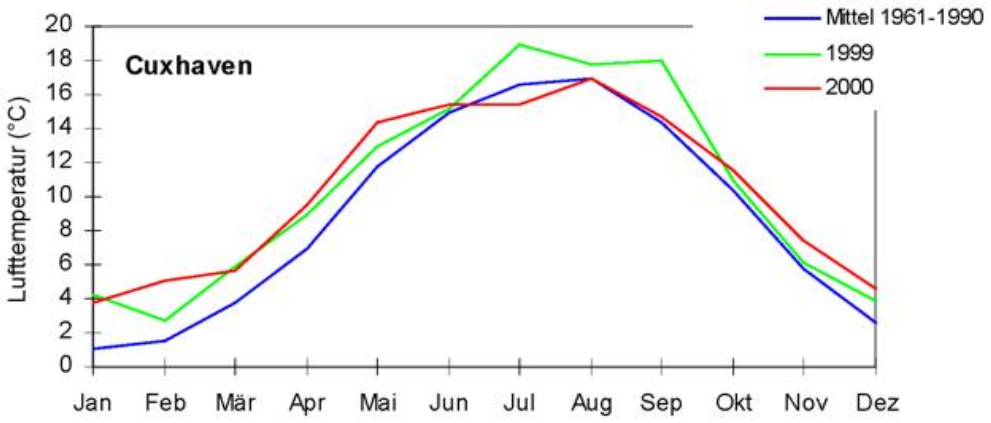


Abb. 1 Jahresgang der Monatsmitteltemperatur 2000.

zurückzuführen, in denen die Maxima teilweise die bisherigen Höchstwerte dieser Zeiträume überschritten. Die Zahl der heißen Tage (Tageshöchsttemperatur mindestens 30° C) lag mit bis zu 4 im Bereich der Vergleichswerte.

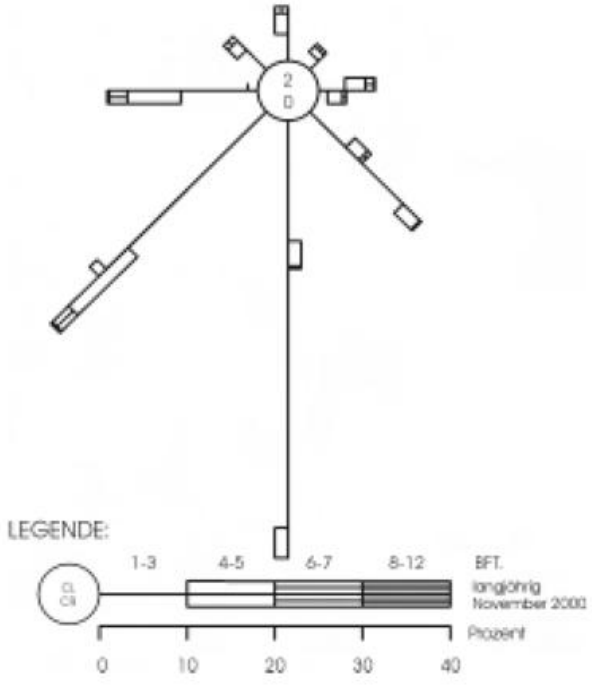
An der Nordsee und auf den Inseln der westlichen Ostsee war das Berichtsjahr leicht zu trocken, an den Ostseeküsten dagegen geringfügig zu feucht. An der Ostsee fielen im Jahresverlauf rund 550 bis 650 mm, womit die Mittelwerte überwiegend um bis zu 5%, am Stettiner Haff um 20% überschritten wurden. Demgegenüber verzeichneten die Inseln mit etwa 430-440 mm ein Defizit bis zu 25% (Fehmarn). An der Nordsee blieben die Niederschlagshöhen mit Werten zwischen rund 600 und 700 mm um etwa 10 bis 15% unter den mittleren Jahreshöhen. Nur im westlichen Ostfriesland gingen mit rund 800 mm leicht überdurchschnittliche Mengen (Emden: 809 mm = 105%) nieder. Beachtlich zu feucht war die Witterung im Februar mit Überschüssen bis zu 140% an der Ostseeküste. Merklich zu trocken verliefen demgegenüber der November, an der Ostsee auch der April und an der Nordsee der August, in denen verbreitet nur etwa die Hälfte der gewöhnlichen Niederschläge fiel.

Die Zahl der Tage mit mindestens 1 mm Niederschlag bewegte sich an der Ostsee zwischen 105 und 135, an der Nordsee zwischen 130 und 150 und war damit leicht höher als im Mittel der Jahre, während Starkniederschläge von mindestens 10 mm, die an 4 bis 15 Tagen beobachtet wurden, meist deutlich seltener vorkamen.

An insgesamt 11 bis 24 dieser Niederschlagstage fiel der Niederschlag als Schnee, und an bis zu 6 Tagen entstand in den einzelnen Wintermonaten auch eine Schneedecke von mindestens 1 cm. An der vorpommerschen Küste erreichte die Schneedecke jeweils eine maximale Höhe um 10 cm, während sie an den übrigen Küsten auf wenige Zentimeter beschränkt blieb.

Die Sonne schien überwiegend zwischen 1370 und 1660 Stunden und lag damit um bis zu 10% unter den vieljährigen Bezugswerten. Abweichend davon war die Insel Rügen wieder einmal von der Sonne bevorzugt. Am Kap Arkona wurde mit 1871 Stunden der Mittelwert um 4% überschritten. Ungewöhnlich sonnenscheinarm fiel der ohnehin schon zu kühle Juli aus, der mit 90 bis 190 Stunden die Mittelwerte um 30-60% verfehlte, während der Mai mit 242 (westliches Ostfriesland) bis 330 Stunden (Rügen) ein Plus von 20 bis 35% verbuchte, wofür vor allem die 2. Maiwoche sorgte. Mit rund 100 Sonnenstunden verzeichnete sie etwa doppelt so viele wie gewöhnlich.

Waren die Windverteilungen in den ersten Monaten dieses Jahres von einem hohen Vorkommen an westlichen Winden geprägt, so hatten gegen Ende südliche Windrichtungen einen großen Anteil. Im November lag dieser mit mehr als 95% besonders hoch. Dabei wehten reine Südwinde sogar zu 45-50% der Zeit und damit 3 mal so häufig wie gewöhnlich, während nördliche Winde überhaupt nicht auftraten (vgl. Abb. 2). Aber auch im Oktober und Dezember kamen sie mit einem Anteil um 30 bis 35% noch doppelt so oft vor wie im Mittel der Jahre. Daneben ist der September hervorzuheben, in dem Winde aus Südost und Ost insgesamt zu rund 50% der Zeit wehten und damit ebenfalls etwa 3 mal so häufig waren wie im Mittel



der Jahre. Der April verzeichnete diese Windrichtungen mit rund 40% noch mehr als doppelt so häufig. In nahezu allen Monaten blieb die Anzahl der Starkwind- und Sturmtage unter den vieljährigen Mittelwerten. Nur im Januar und regional im Mai wurden diese durch den Einfluss von Orkantiefs überschritten.

Ende Januar folgten gleich zwei Starkwindereignisse direkt aufeinander. Zunächst löste das Tief ‚Kerstin', das sich nördlich der Färöer über Norwegen verlagerte, am 29./30. Böen bis Orkanstärke aus. Die stärksten Böen wurden am 30. mit 130 bis 140 km/h in exponierten Insellagen (Sylt, Fehmarn, Rügen) beobachtet. Der anhaltend kräftige West-, später Westnordwestwind löste an der Westküste Dänemarks und Schleswig-Holsteins eine schwere Sturmflut aus, die stellenweise zu Beschädigungen der Deiche führten. An der Westküste von Sylt bewirkte ‚Kerstin', die nur knapp 2 Monate nach ‚Anatol' auftrat, weitere schwere Verluste an der Vordüne. Nur 24 Stunden später erfasste Sturmtief ‚Liane', das sich bei relativ geringer Vertiefung bis auf einen Kerndruck von 981 hPa durch seine rasche Verlagerung auszeichnete, mit seinem Starkwindfeld den gleichen Raum. Nochmals fegten orkanartige Winde (Bft. 11) mit Böen um 100 km/h, auf Rügen auch bis um 120 km/h über die Küstengebiete. Aber nicht nur auf die Wintermonate blieben in diesem Jahr Stürme von Orkanstärke beschränkt. Selbst noch Ende Mai reifte eine flache Wellenstörung zum Sturmtief 'Ginger', das sich von der südwestlichen Nordsee nach Südnorwegen verlagerte. Während es in den deutschen Küstengebieten am 28. und 29. Spitzenböen bis um 100 km/h auslöste, viele Schäden verursachte und Flug- und Fährverbindungen unterbrach, forderte es an der belgischen und niederländischen Küste mit Orkanböen bis 120 km/h sogar einige Menschenleben.

Abb. 3 zeigt, dass der Verlauf der Wassertemperaturen denen des Jahres 1998 – mit Ausnahme des letzten Vierteljahres - sehr ähnlich war. Aufgrund der überwiegend milden Witterung zu Jahresbeginn hatten die küstennahen Gewässer im Januar und Februar Temperaturen zwischen 3 und 6° C. Lediglich in den flacheren Gewässerzonen Mecklenburg-Vorpommerns konnte sich bei kurzzeitig frostigen Lufttemperaturen vom 23. Januar an eine dünne Eisschicht bilden, die sich aber nur bis zum 28. hielt. Die sonnige Warmwetterphase von Ende April bis Mitte Mai bewirkte dann eine starke Erwärmung auf rund 15° C in der westlichen Ostsee und bis zu 17° C an der ostfriesischen Küste, womit diese etwa 2 K wärmer waren als zu dieser Jahreszeit üblich. In den letzten Maitagen sorgte jedoch das Orkantief ‚Ginger' für eine tüchtige Durchmischung und den Zustrom kühlerer Wassermassen in die

Küstengebiete, so dass die Temperaturen hier schlagartig um 2-3 K zurückgingen, um dann erst wieder langsam anzusteigen. Einen weiteren Temperatureinbruch brachte der Juli mit sich, dessen Wassertemperaturen mit 15-17° C um 2 K unter dem Durchschnitt lagen und keine rechten Badefreuden aufkommen ließen. Günstiger gestalteten sich die Badebedingungen dann im August mit einem vorübergehenden Anstieg auf 18-20° C. Im letzten Jahresviertel bewirkten die häufigen Südwinde eine nur zögerliche Abkühlung, im Dezember sogar nochmals eine beachtliche Temperaturzunahme, so dass sich die Mitteltemperaturen dieses Monats um 1-2 K über denen des Bezugszeitraumes bewegten.

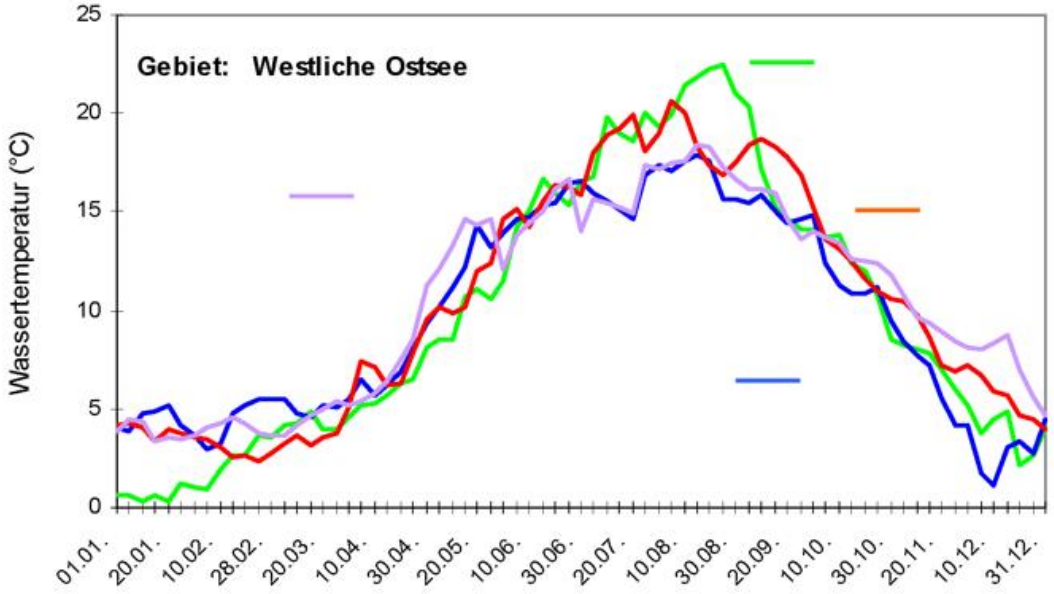


Abb. 3 Verlauf der Wassertemperatur 1997, 1998, 1999 und 2000 in der westlichen Ostsee.

Monatliche Temperaturabweichungen vom Referenzzeitraum 1961- 1990

R. Ullrich, J. Rapp

Dass sich die Atmosphäre in den letzten Jahrzehnten nicht nur global, sondern auch in Deutschland signifikant erwärmt hat, ist schon längere Zeit bekannt. Selbst die Bevölkerung nimmt diese Entwicklung immer deutlicher wahr, obwohl das „Wettergedächtnis" der meisten Menschen nicht sehr gut ausgeprägt ist. „In den letzten Jahren gab es keinen *richtigen* Winter mehr!" ist zum Beispiel eine immer häufiger wiederkehrende Aussage. Es scheint, dass sich überdurchschnittlich hohe Monatsmittel der Lufttemperatur im Jahr 2000 und den Jahren zuvor fast ohne Ausnahme aneinander reihen. Kann diese spezielle Beobachtung an den Messstationen des Deutschen Wetterdienstes nachgewiesen werden?

Zur Beantwortung dieser Frage werden die aktuellen Daten unter dem Blickwinkel der Abfolge von zu warmen Monaten analysiert. Als Basis dazu dienen die Abweichungen der Lufttemperatur vom vieljährigen Durchschnittswert der Zeitspanne 1961 bis 1990. Für Deutschland liegt inzwischen eine mittlere Temperaturreihe vor, die auf dem Gebietsmittel für 1 km-Raster (Müller-Westermeier et al., 1995) basiert. Abb. 1 zeigt den Verlauf der Jahreswerte dieses deutschlandweiten Temperatur-Gebietsmittels, das zusätzlich auf die Standardabweichung normiert wurde (d.h. alle Gebietsmittelwerte wurden durch die Standardabweichung der Reihe dividiert). Auffällig ist, dass die Phase zu warmer Jahre, mit Ausnahme des kalten Jahres 1996, nunmehr schon seit 1988 andauert und mit dem wärmsten Jahr des letzten Jahrhunderts 2000 vorläufig gipfelte. Eine derartige Folge zu warmer Jahre hat es im 20. Jahrhundert in Deutschland noch nicht gegeben.

Um zu untersuchen, ob sich die Erwärmung in einzelnen Jahreszeiten stärker, in anderen schwächer oder vielleicht gar nicht zeigt, sind in Abb. 2 die Abweichungen des Temperatur-Gebietsmittels in Deutschland vom Mittel 1961-1990 getrennt für alle vier Jahreszeiten seit 1985 dargestellt. Gut zu erkennen ist, dass die Warmphase am Ende der Achtziger und in den Neunziger Jahren auf den überwiegend positiven Temperaturanomalien von Frühling, Sommer und Winter beruht. Der Herbst trägt dagegen kaum etwas dazu bei. Am auffälligsten sind die Abweichungen im Winter, in der Abbildung erkennt man die kalten Winter 1985/1986 und 1995/1996 sowie besonders die sehr warmen Winter 1987/1998-1989/1990, 1994/1995, 1997/1998 und 1999/2000.

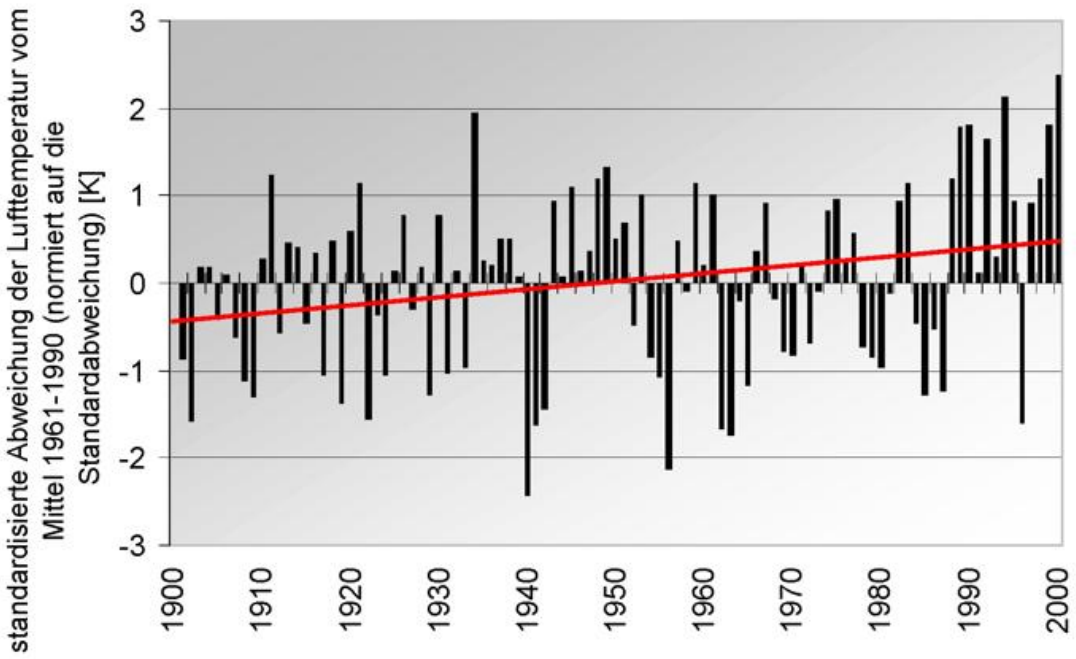


Abb. 1 Jährliche Abweichung des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland vom Mittelwert 1961-1990 (normiert auf die Standardabweichung). Die rote Gerade stellt den linearen Trend dar.

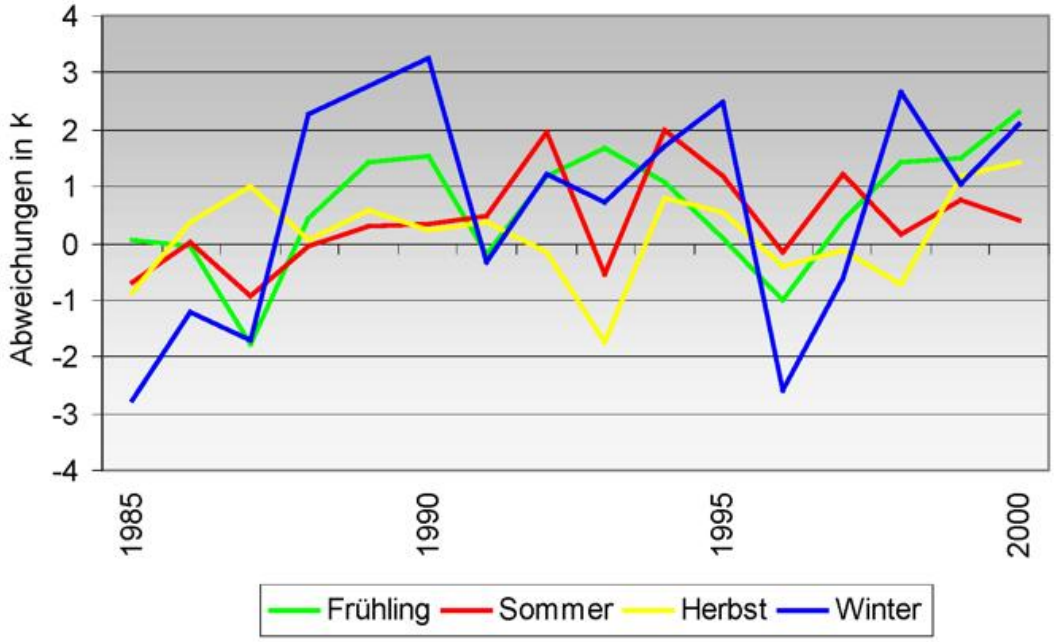


Abb. 2 Saisonale Abweichung des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland vom Mittelwert 1961-90 für den Zeitraum 1985 bis 2000.

Um eventuelle, in den Gebietsmitteln nicht auftretende regionale Unterschiede zu erkennen, werden zusätzlich die Rastermittel der Regionen Hamburg, Frankfurt/M. und München betrachtet. Aufgrund der relativ hohen räumlichen Repräsentanz der Lufttemperatur unterscheiden sich diese Einzelmessungen allerdings kaum vom Verlauf der Gebietsmittelreihe für ganz Deutschland, wenn auch einzelne Monate für Nord- und Süddeutschland durchaus unterschiedliche Anomalien aufweisen.
In den folgenden Tabellen 1-4 sind die Abweichungen der Temperatur vom Referenzzeitraum 1961-90 in K für alle Monate seit Januar 1985 dargestellt. Diese Tabellen werden im Klimainformationssystem des DWD (KLIS) (http://www.dwd.de/research/klis) regelmäßig aktualisiert. Dort ist auch in einem weiteren Beitrag die Analyse ununterbrochener Folgen von zu warmen Monaten genauer systematisiert worden.

Während in Deutschland vor 1997 häufiger auch Phasen zu kalter Monate zu verzeichnen sind (Tabelle 1), treten seit Herbst 1997 mit lediglich zwei Ausnahmen nur noch zu warme bzw. ausgeglichen temperierte Monate auf. Im Norden und in der Mitte Deutschland folgten auf den November 1998 (-2.3 K) mit Ausnahme des Juli 2000 (-1.6 K) insgesamt 17 im Vergleich zur Bezugsperiode 1961-1990 zu warme oder nahezu ausgeglichene Monate. Besonders im Jahr 2000 fallen die - abgesehen vom Juli - deutlich zu warmen Monate auf. Spitzenreiter ist dabei der Februar mit Abweichungen zwischen +3,1 und +3,9 K. Betrachtet man das Monatsmittel über viele Jahre hinweg ist er allerdings auch der Monat mit den größten Schwankungen zwischen Maximum und Minimum. Die Abweichung des Gebietsmittels für Deutschland im Jahr 2000 in Höhe von +1,6 K bedeutet, dass das Jahr 2000 das wärmste Jahr des gesamten 20. Jahrhunderts war. Der Verlauf der Anomalien der letzten Jahre ist eingebettet in die globale Entwicklung, denn die sogenannte "Weltmitteltemperatur" (siehe zum Beispiel:
http://www.giss.nasa.gov/data/update/gistemp/ GLB.Ts+dSST.txt)
liegt schon seit 1994 Monat für Monat um einige Zehntel K über den Normalwerten. Zu kalte Monate scheinen dagegen auch in globaler Betrachtungsweise zu einer regelrechten Besonderheit geworden zu sein.

Rasterdaten Deutschland

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1985	-5,1	-3,4	-0,8	0,1	1,0	-1,9	0,2	-0,3	0,2	0,2	-3,0	2,8	-0,8
1986	0,5	-6,8	-0,6	-1,3	1,8	0,5	-0,2	-0,3	-1,9	1,0	2,0	1,2	-0,3
1987	-5,6	-0,7	-4,1	1,5	-2,7	-1,5	-0,3	-1,0	1,2	0,7	1,1	1,3	-0,8
1988	3,9	1,7	-0,9	0,4	1,8	-0,4	-0,2	0,4	0,0	1,0	-0,8	2,5	0,8
1989	2,8	3,0	3,3	-0,4	1,4	-0,1	0,5	0,4	1,2	1,7	-1,1	1,6	1,2
1990	2,9	5,4	3,3	-0,2	1,5	-0,2	-0,5	1,8	-1,5	1,5	0,6	-0,1	1,2
1991	1,9	-2,7	2,8	-0,5	-2,8	-1,9	2,0	1,4	1,5	-0,5	0,1	-0,2	0,1
1992	1,3	2,5	1,2	0,3	2,1	1,9	1,5	2,5	0,1	-2,2	1,6	0,4	1,1
1993	2,8	-1,0	0,0	2,8	2,3	0,3	-1,1	-0,8	-1,0	-0,8	-3,5	2,4	0,2
1994	3,3	-0,5	2,7	0,4	0,2	0,5	4,2	1,3	0,0	-1,0	3,4	2,8	1,5
1995	0,5	4,3	-0,5	0,9	-0,1	-1,1	2,9	1,7	-0,7	3,1	-0,9	-2,7	0,7
1996	-2,5	-2,5	-2,7	0,9	-1,2	0,3	-1,3	0,6	-2,4	0,5	0,6	-3,2	-1,0
1997	-2,3	3,8	2,2	-1,2	0,3	0,5	0,0	3,3	0,4	-1,0	0,2	1,4	0,7
1998	2,7	4,0	1,3	1,3	1,7	1,1	-0,8	0,2	0,1	0,1	-2,3	0,1	0,8
1999	3,0	0,1	1,7	1,3	1,4	-0,2	1,8	0,6	3,6	0,4	-0,4	1,3	1,3
2000	1,5	3,5	1,6	2,7	2,3	1,7	-1,6	1,1	0,6	1,6	2,1	2,4	1,6

Tab. 1 Abweichung der Lufttemperatur vom Mittelwert 1961-1990 in Deutschland, in Kelvin. Rot = zu warm, türkis = zu kalt. Als Basis dient das Gebietsmittel aus Rasterwerten (Müller-Westermeier et al., 1995).

Region Hamburg

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1985	-5,3	-3,5	-0,6	0,4	1,1	-1,5	0,4	-0,4	-0,4	0,4	-3,1	2,8	-0,3
1986	-0,4	-5,9	-0,3	-1,0	1,6	0,7	0,5	-0,8	-2,5	0,3	2,2	1,3	0,2
1987	-5,8	-0,7	-3,5	1,8	-2,3	-2,2	-0,2	-1,5	-0,1	0,0	1,6	1,1	-0,5
1988	4,1	2,2	-0,5	0,4	2,0	-0,3	0,1	0,0	0,1	-0,1	-0,6	2,8	1,5
1989	3,9	3,7	3,3	-0,1	1,6	0,8	0,8	0,1	1,6	1,4	-1,2	1,0	2,1
1990	4,3	5,8	3,7	0,9	1,7	-0,4	-0,3	1,6	-1,0	1,1	0,3	0,8	2,3
1991	2,4	-2,5	3,2	0,3	-2,2	-2,4	2,3	1,0	1,0	-0,6	-0,3	0,8	0,8
1992	1,9	3,5	1,8	0,8	2,4	3,3	2,2	1,3	0,2	-2,9	0,8	0,9	2,0
1993	2,7	0,0	0,6	3,1	2,1	-0,4	-1,0	-1,7	-1,4	-1,4	-4,0	1,7	0,6
1994	3,5	-1,8	1,9	1,7	0,4	-0,5	5,2	1,1	-0,3	-1,8	2,5	2,6	1,9
1995	1,0	4,1	0,0	0,9	-0,1	-0,8	3,3	2,7	0,1	2,6	-1,0	-4,3	1,3
1996	-3,4	-3,2	-2,5	1,5	-1,6	-0,6	-0,8	1,8	-1,8	-0,3	-0,2	-3,0	-0,7
1997	-1,9	4,1	1,6	-0,5	0,0	0,8	1,3	4,4	0,1	-1,7	-1,0	1,2	1,3
1998	3,5	5,0	2,0	1,6	1,8	0,6	-1,0	-0,4	0,2	-0,8	-2,9	-0,2	1,4
1999	3,4	0,8	2,3	2,2	1,2	-0,1	2,7	1,0	4,3	0,0	0,1	1,4	2,3
2000	2,8	3,8	1,5	2,9	2,3	0,5	-1,3	0,1	0,3	1,4	2,1	1,9	1,5

Tab. 2 Abweichung der Lufttemperatur vom Mittelwert 1961-1990 in Hamburg, in Kelvin. Rot = zu warm, türkis = zu kalt.

Region Frankfurt/M.

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1985	-4,4	-3,9	-0,8	0,3	1,2	-2,0	0,2	-0,8	0,6	0,1	-3,1	2,9	0,0
1986	1,3	-5,8	-0,4	-1,5	2,2	1,4	0,3	-0,1	-2,2	1,1	1,5	1,6	0,9
1987	-4,7	-0,6	-3,3	2,1	-2,4	-1,3	0,0	-0,6	1,7	0,5	1,1	1,3	0,3
1988	4,0	1,5	-0,6	0,6	2,2	0,0	-0,3	1,2	0,0	1,4	-0,7	3,3	2,0
1989	2,4	2,0	3,4	-0,8	2,6	0,2	1,0	0,5	1,1	1,6	-1,1	1,8	2,2
1990	2,6	4,8	3,2	-0,2	2,4	-0,2	0,3	2,2	-1,4	1,4	1,0	0,0	2,4
1991	1,9	-2,9	2,8	-0,3	-2,1	-2,0	2,7	2,6	2,1	-0,8	0,0	-0,6	1,2
1992	1,3	1,6	1,2	0,5	2,8	1,4	1,7	2,5	-0,2	-2,0	1,8	0,6	2,1
1993	3,1	-1,8	0,5	3,2	2,6	1,3	-0,1	0,3	-0,8	-0,9	-3,0	2,7	1,5
1994	3,4	-0,1	3,0	0,5	0,5	1,6	4,5	1,3	0,1	-0,6	4,2	3,1	2,9
1995	1,0	3,9	-0,6	1,6	0,4	-0,3	3,6	2,1	-0,9	3,1	-0,6	-1,5	2,0
1996	-1,6	-1,6	-1,8	1,2	-1,2	0,7	-0,9	0,3	-2,1	0,4	0,7	-2,6	0,1
1997	-3,0	3,6	3,2	-0,6	0,8	0,4	0,2	3,6	0,8	-0,9	0,5	1,9	1,9
1998	2,6	3,0	1,9	0,6	2,3	1,6	-0,6	0,9	-0,2	0,1	-1,7	0,6	1,9
1999	3,0	0,1	1,7	1,5	1,9	0,4	2,1	0,7	3,7	0,1	-0,4	1,1	2,4
2000	1,8	3,1	1,7	2,2	2,6	2,1	-2,2	1,5	0,7	1,4	2,3	2,4	1,6

Tab. 3 Abweichung der Lufttemperatur vom Mittelwert 1961-1990 in Frankfurt, in Kelvin. Rot = zu warm, türkis = zu kalt.

Region München

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1985	-5,0	-2,8	-1,1	0,3	1,4	-1,3	1,5	0,4	0,9	-0,6	-2,9	3,5	0,2
1986	1,4	-6,5	-0,2	-0,2	2,7	0,4	-0,4	0,8	-0,6	0,7	1,2	1,2	0,8
1987	-3,8	-0,1	-3,7	1,6	-2,4	-0,9	0,5	-0,5	3,0	0,9	0,7	1,9	0,5
1988	4,0	1,1	-0,9	1,3	2,2	0,1	0,8	1,0	-0,1	1,6	-1,3	2,1	1,8
1989	2,2	3,0	4,3	0,1	1,6	-0,7	0,7	0,7	0,0	1,1	-1,8	2,0	1,9
1990	1,0	5,3	3,8	-0,8	2,4	-0,1	0,1	2,2	-1,4	1,5	0,5	-0,4	2,0
1991	1,8	-2,7	2,8	-0,4	-2,9	-0,8	1,9	1,6	1,8	-1,2	-0,3	-1,4	0,8
1992	1,3	1,7	1,4	0,3	3,0	1,7	2,0	4,6	0,5	-1,4	2,3	0,3	2,3
1993	4,3	-1,7	-0,5	3,0	3,3	1,0	-0,8	0,4	-0,5	-0,6	-3,0	3,8	1,5
1994	3,9	1,1	4,7	0,1	1,2	2,0	4,0	2,8	0,5	-0,8	4,5	3,3	3,2
1995	0,7	5,0	-0,5	1,6	1,1	-1,2	3,2	0,6	-1,3	3,4	-1,4	-0,9	1,7
1996	-1,5	-1,8	-2,3	1,2	0,4	2,0	-0,6	0,1	-3,1	0,3	1,0	-2,6	0,1
1997	-1,6	3,8	2,8	-1,2	1,7	0,8	-0,8	2,1	0,8	-1,0	0,6	2,1	1,7
1998	2,6	3,5	1,0	1,5	1,9	1,8	0,3	1,4	-0,6	0,9	-2,1	0,8	1,9
1999	2,6	-1,0	1,9	1,1	2,3	0,0	1,0	0,8	2,8	0,3	-1,4	1,8	1,9
2000	0,2	3,9	1,7	2,9	2,7	2,7	-1,7	2,1	0,3	1,4	2,1	2,8	1,7

Tab. 4 Abweichung der Lufttemperatur vom Mittelwert 1961-1990 in München, in Kelvin. Rot = zu warm, türkis = zu kalt.

Region Hohenpeissenberg

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1985	-4,9	-1,8	-1,3	0,3	1,1	-1,5	1,4	0,5	1,5	-0,3	-4,1	4,2	-0,4
1986	-0,2	-7,1	0,0	-0,8	2,8	0,4	-0,3	0,3	-0,5	1,0	2,4	1,1	-0,1
1987	-5,5	0,9	-4,4	2,2	-3,0	-0,8	0,2	-0,2	3,1	1,1	0,4	2,3	-0,3
1988	4,5	0,2	-1,9	1,4	2,0	-0,3	0,6	0,9	-0,4	1,5	-1,4	0,5	0,6
1989	2,9	4,2	4,6	0,0	1,6	-0,8	0,6	0,6	-0,3	1,6	-0,6	3,0	1,5
1990	3,3	6,1	3,9	-1,4	2,4	-0,3	0,1	1,9	-1,6	2,0	-0,8	-1,2	1,2
1991	0,2	-1,6	3,4	-0,9	-3,5	-0,8	1,8	2,0	2,1	-2,2	-0,1	-1,7	-0,1
1992	1,2	2,0	1,2	0,2	2,9	0,9	1,4	4,5	0,4	-2,9	2,3	0,6	1,2
1993	3,8	-0,7	-0,2	3,0	2,9	1,1	-1,1	0,4	-0,8	-1,9	-3,5	2,3	0,4
1994	2,1	1,2	4,5	-0,5	1,0	1,8	3,9	2,4	-0,3	-0,5	3,6	1,7	1,7
1995	-0,4	4,1	-1,1	1,0	0,8	-1,6	3,1	0,0	-2,2	3,3	-0,6	-1,3	0,4
1996	0,0	-2,1	-2,8	1,0	0,2	1,4	-1,0	-0,7	-4,0	-0,7	0,1	-1,6	-0,8
1997	0,6	3,8	2,9	-1,4	1,4	0,1	-1,1	2,4	1,3	-1,8	1,1	1,6	0,9
1998	2,1	4,5	0,2	1,3	1,9	2,2	0,2	1,5	-1,1	-0,7	-3,6	0,7	0,8
1999	3,6	-2,1	2,0	0,9	2,6	-0,2	1,1	0,9	2,6	-0,2	-2,1	0,4	0,8
2000	-0,4	3,0	0,9	3,2	3,0	3,0	-2,1	2,6	0,6	0,6	2,0	3,8	1,7

Tab. 5 Abweichung der Lufttemperatur vom Mittelwert 1961-1990 in München, in Kelvin. Rot = zu warm, türkis = zu kalt.

Literatur

Müller-Westermeier, G. et al. (1995): Numerische Verfahren zur Erstellung klimatologischer Karten. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 193, Offenbach am Main.

Ullrich, R., J. Rapp und T. Fuchs (2000): Gibt es in Deutschland nur noch zu warme Monate? Beitrag im Klimainformationssystem KLIS des DWD, http://www.dwd.de/research/klis/produkte/monitoring.

Die agrarmeteorologische Situation

F. - J. Löpmeier

Schlagzeile

Sehr frühe und üppige Vegetationsentwicklung im Frühjahr, extrem ungünstige Erntebedingungen im Juli und wiederum überdurchschnittliches Wachstum bei den Win-terfrüchten im Herbst.

Schleswig-Holstein, Hamburg, Bremen, Niedersachsen und Mecklenburg-Vorpommern

Aufgrund der sehr milden Witterung während der Wintermonate herrschte schon von Januar bis März ein schwaches Wachstum bei Wildpflanzen und Wintersaaten. Der allgemeine Vegetationsbeginn erfolgte Ende März/Anfang April. Dies war vielfach 10 bis 20 Tage früher als im langjährigen Mittel. Die gesamte phänologische Entwicklung verlief bis zur Jahresmitte etwa 14 Tage früher als im langjährigen Mittel üblich. Das Ende der Wachstumsperiode 2000 erfolgte mit dem anhaltenden Unterschreiten der 5-Grad-Marke erst im Dezember, in Schleswig Holstein und im östlichen Niedersachsen 30 bis 35, im westlichen Niedersachsen etwa 25 Tage später als normal. Erst die kühle, regnerische und sonnenscheinarme Witterung des Juli und August konnte diesen phänologischen Vorsprung in Niedersachsen und Mecklenburg-Vorpommern entgültig abbauen. Die trockene Witterung von April bis Juni führte zu einem Absinken der Bodenfeuchte bis unter die Dürregrenze und damit zu Problemen beim Wachstum und der Kornbildung beim Getreide. Die unbeständige und sonnenscheinarme Witterung der Monate Juli und August führte beim Getreide zu einer ungleichmäßigen Abreife, es kam auch zu Lager und Zwiewuchs sowie zu Problemen beim Mähdrusch (Kornfeuchte). Die Bestellung von Wintergetreide konnte im Frühherbst meist problemlos erfolgen, das überdurchschnittlich milde Wetter im Spätherbst und zu Beginn des Winters führte jedoch teilweise zu einer ungewöhnlich üppigen Entwicklung.

Brandenburg, Berlin, Sachsen-Anhalt, Thüringen und Sachsen

Wassergesättigte Böden und hohe Bodenfeuchte in der Krume behinderten im März die Frühjahrsbestellung. In der dritten Dekade April sorgten z. T. 8-10 K zu hohe Tagesmittel der Lufttemperatur für eine hohe Verdunstungsbeanspruchung, so dass in den Gärten teilweise schon ab Ostern der Griff zur Gießkanne erforderlich war. Das hohe Bodenfeuchtedefizit erforderte schon im Mai verbreitet Bewässerungsmaßnahmen.
Wie schon 1999 sanken im Juni die Bodenfeuchten unter 20% nFk, so dass bei nahezu allen Kulturen mit Ertragsdepressionen bis hin zu Futterengpässen bei der

Tierversorgung gerechnet wurde. Dank des wenig sommerlichen Julis beschränkten sich die Ertragseinbußen aber im wesentlichen auf Getreide und Raps.
Der milde Herbst verursachte bei verschiedenen Laub-, Zier- und Obstgehölzen sowie Wildpflanzen einen zweiten Frühling. Dieser äußerte sich in einer erneuten, herbstlichen Blüte. Davon betroffen waren in besonderem Maße Löwenzahn, Walderdbeeren, Forsythie, Clematis, Rhododendrenarten, Rosskastanie, Brombeersträucher und Heckenrose.

Nordrhein-Westfalen

Nach zu warmen und zu niederschlagsreichen Wintermonaten mit gelockerter, z.T. ausgesetzter Vegetationsruhe setzte Anfang April zum ersten Mal wüchsiges Wetter ein, so dass die Frühjahrsbestellung vor allem auf leichten Böden, bzw. an niederschlagsärmeren Standorten durchgeführt werden konnte. Trockene, warme Witterung im April und Mai mit häufigen, jedoch wenig ergiebigen Niederschlägen führte zu einem zügigen Pflanzenwachstum. Besonders die erste Maihälfte mit der längsten niederschlagsarmen Periode des Erntejahres hatte eine 2- bis 3-wöchige Verfrühung in der phänologischen Entwicklung der landwirtschaftlichen Kulturen entstehen lassen. Bei besten Trocknungsbedingungen kam es zu einer frühen, sehr ertragsreichen Grünland-Ernte. Nach einem zu warmen und niederschlagsarmen Juni wurden im Juli die Feldarbeiten und die Getreideernte durch viel Regen häufig unterbrochen und konnten erst im August bei bestem Erntewetter zügig fortgesetzt werden. Im September setzte nach erster Herbstkühle ein schöner Spätsommer ein mit guten Witterungsbedingungen für alle Belange der Landwirtschaft. Im November mit mildem, frühlingshaftem Wetter konnte die Zuckerrüben-Kampagne vielfach zu einem guten und frühen Ende kommen, bei überdurchschnittlichen Erträgen und ohne jegliche Frostprobleme. Grünland und Wintersaaten entwickelten sich üppig bis Mitte Dezember. Die allgemeine Vegetationsruhe setzte erst in der zweiten Monatshälfte Dezember ein.

Hessen, Rheinland-Pfalz und Saarland

Das insgesamt zu warme Frühjahr sorgte für eine rasche und üppige Vegetationsentwicklung mit z.T. einem Vorsprung von bis zu 3 Wochen. Birnen und Äpfel profitierten von dem günstigen Blühwetter in der 2. Aprilhälfte und sehr früh erfolgte auch der Rebenaustrieb. Im Mai kam es bei frühsommerlicher Witterung zu lokalen Hagelschauern und Starkregen, verbunden mit Schäden in der Landwirtschaft. Ende des Monats wurden in Pfälzer Obstanlagen die ersten witterungsbedingten Feuerbrand-Infektionen beobachtet. Während im Juni gebietsweise Trockenstress im Wintergetreide auftrat, waren die Erntebedingungen im Juli sehr ungünstig. Starkregen, Hagel und Sturmböen brachten viel Getreide ins Lager und sorgten für unbefahrbare Böden und für die Verbreitung von Pilzkrankheiten. Besonders bei Roggen mussten große Qualitätseinbußen hingenommen werden, was sich durch einen drastischen Rückgang der Fallzahl ausdrückte. Auch Mutterkornbefall sowie Krautfäule bei Kartoffeln breitete sich aus.

Nach einer günstigen Witterung im August und zunächst auch im September wurde die Weinlese ab Ende September durch häufige Niederschläge zu einer Zitterpartie. Auch die Herbstbestellung und die Hackfruchternte wurden behindert. Nach einer milden ersten Dezemberhälfte wurde im Südwesten an geschützten Orten das Stäuben der Haselnuss beobachtet.

Baden-Württemberg

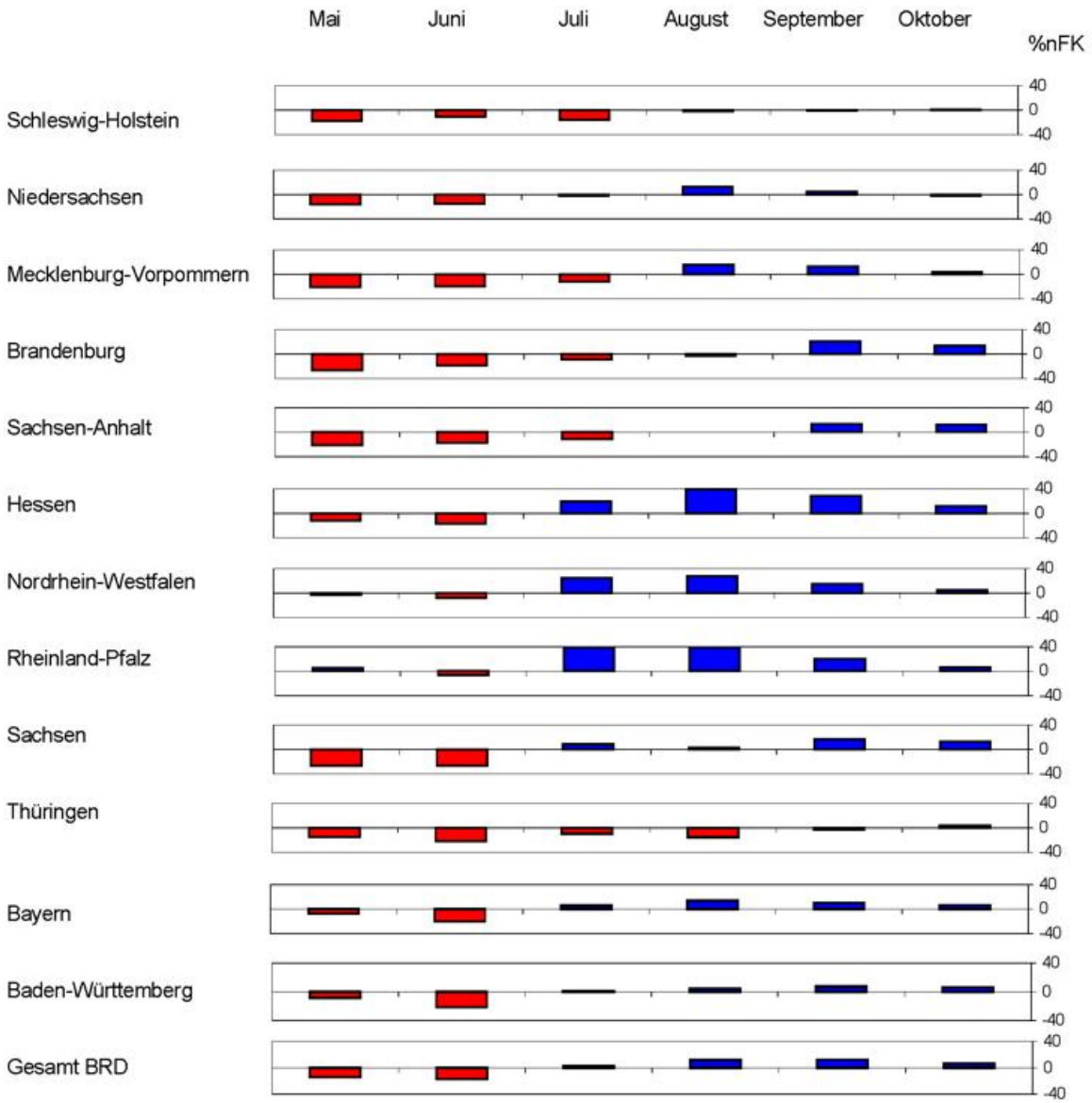
Überdurchschnittliches Strahlungsangebot und hohe Lufttemperaturen führten zu einem sehr vorzeitigen Vegetationsbeginn und einem zügigen, nahezu ungebremsten Fortgang in Baden-Württemberg. Sehr früh blühten die Obstbäume, wurden Sonderkulturen wie Spargel und Erdbeeren erntereif sodass große Anstrengungen darauf gerichtet werden mussten, die Angebotsspitze zu verflachen. Früh wie selten erfolgte der erste Silageschnitt beim Grünland und noch extremer der 1. Heuschnitt (2 bis 3 Wochen zu früh). Sehr frühzeitig erfolgte auch der Austrieb der Reben, ohne negative Folgen. Nach einem trockenen Juni mit beginnendem Wasserstress bei den Reben war der Juli als einziger Monat des Jahres zu kalt und dabei sonnenscheinarm und niederschlagsreich. Trockenschäden bei den genannten Kulturen wurden somit minimiert. Negativ wirkte sich die Juliwitterung auf die Getreideernte in den höher gelegenen Gebieten sowie bei der Heuwerbung (2. Schnitt) aus. Sehr früh begann die Weinlese. Die Ernte der Hackfrüchte konnte zügig erfolgen. Der Winterraps allerdings gelangte im Spätherbst frühzeitig ins Schossen. In der 2. Dezemberdekade sank gebietsweise das tägliche Temperaturminimum für einige Tage bis auf -10°C so dass Eiswein gelesen werden konnte.

Bayern

Das Jahr 2000 war in weiten Teilen Bayerns durch eine für die Landwirtschaft ungünstige Verteilung der Niederschläge gekennzeichnet. Nach einer nur kurzen Kälteperiode Ende Januar setzte infolge sehr milder Witterung im Februar und März zwar schon ungewöhnlich zeitig die Entwicklung der Vegetation ein, durch teilweise ergiebige Niederschläge verzögerten sich aber die Bestellarbeiten bis weit in den April hinein. Die Monate Mai und Juni waren durch teilweise hochsommerlich warme und verdunstungsreiche Witterung geprägt, die vor allem bei Wintergetreide und Gemüse verbreiteten Wassermangel zur Folge hatte. Etwa 2 bis 3 Wochen früher als sonst traten die meisten Getreidearten in die Vollreife infolge kühler und extrem nasser Witterung im Juli verzögerte sich die Ernte meist bis in den August hinein. Auch die Herbstmonate September und Oktober waren bei oft staunassen Böden durch relativ schlechte Erntebedingungen gekennzeichnet. Im Gegensatz zum Vorjahr blieb es aber bis Mitte Dezember außergewöhnlich mild, so dass erst in der zweiten Dezemberhälfte allgemeine Vegetationsruhe einkehrte. Unter dem Strich fiel das Jahr 2000 um 1 bis 2 Grad zu warm aus. Beim Niederschlag gab es im Norden Bayerns meist ein leichtes Defizit, während es im Süden Bayerns teilweise deutlich zu nass war.

Die Bodenfeuchtesituation während der Vegetationszeit 2000

Die folgende Abbildung charakterisiert die Bodenfeuchtesituation (als % nutzbare Feldkapazität) des Jahres 2000 über die Vegetationszeit.
Nach einem überwiegend zu trockenen Frühling sorgte der niederschlagsreiche Juli für ein Auffüllen der Bodenwasservorräte und führte ab August in den meisten Bundesländern zu überdurchschnittlich hohen Bodenfeuchten, in Hessen, Rheinland-Pfalz und Nordrhein-Westfalen schon im Juli, z.T. mit Werten von 40% nFk über dem langjährigen Mittelwert.



Tab. 1 Monatliche Abweichungen der Bodenfeuchte von Wintergetreide auf leichten Standorten (% nFk) im Jahr 2000 vom langjährigen Mittelwert 1961 - 1999 (rot = zu trocken, blau = zu feucht).

Das Jahr 2000 schlug viele agrarmeteorologische Rekorde:

Als Jahresmittel von 72 Standorten in der Bundesrepublik erwies sich seit 1961 das Jahr 2000 als Rekordjahr. Von folgenden agrarmeteorologischen Parametern wurde ein neuer Extremwerte erreicht. Auf die Auswertung der meteorologischen Standardgrößen wie Temperatur, etc. wurde hier verzichtet:

Minimumtemperatur in Bodennähe unbewachsener Boden:	5,6° C	Wärmesummen Grünland	5182,2° C
Minimumtemperatur in Bodennähe über Gras	3,7° C	Weideertrag Rohprotein	20,1%TM
Temperatur im Bestand, Getreide Mittel	9,7° C	Trockenmasse Mais Gesamtpflanze frühe Sorte	40,0%
Erdoberflächentemperatur Tagesmittel	12,1° C	Trockenmasse Mais Gesamtpflanze mittelspäte Sorte	32,3%
Bodentemperatur unbewachsener Boden 5 cm	11,9° C	Maximumtemperatur Folie	25,6° C
Bodentemperatur mit Bestand 5 cm	10,1° C	Wärmesumme Maisabreife	850,9° C
Ammoniakverluste bei der Gülleausbringung 13 Uhr	27,6%		

Tab. 2 Im Jahr 2000 gemessene/beobachtete Extremwerte agrarmeteorologischer Parameter (Vergleichszeitraum 1961 - 1999).

Der 20. Juni 2000 mit extremen agrarmeteorologischen Werten

Als extremer Tag mit Tageshöchsttemperaturen von fast 35° C während der Hauptwachstumsperiode erwies sich der 20.06.2000. Die folgende Tabelle enthält einige agrarmeteorologische Kenngrößen für diesen Tag. Bemerkenswert sind einerseits die hohen Verdunstungsraten (sowohl Messung als auch Berechnung) mit bis zu 8.9 mm/Tag, die die Annahme aus der Praxis widerlegen, dass ein Pflanzenbestand nicht mehr als 6 – 7 mm/Tag verdunsten kann, andererseits die Temperaturen unter Folie mit >46° C, die zum Verbrennen der Bestände führte. Bei Messungen der Erdoberflächentemperaturen mittels eines Infrarotthermometers stellte sich ein Wert von 55° C ein. Die Berechnungen dieser Größe mit dem Modell AMBETI ergaben für den Zeitpunkt 53° C. Der größte berechnete Extremwert liegt seit 1961 bei 56° C.

Temperaturmaximum 2 Meter	33,8/34,6 °C
Temperaturmaximum im Bestand	36.0 °C
Bodentemperatur 5 cm, Maximum	37.0 °C
Bodentemperatur 5 cm, Mittel	29.9 °C
Bodentemperatur 5 cm, im Bestand	26 °C
Erdoberflächentemperatur mittags	55 °C
Relative Feuchte Minimum	24 %

Verdunstung Stärkekartoffel (Messung Lysimeter, 1 Tag vorher beregnet)	8.2 mm/Tag
Verdunstung Braugerste (Messung Lysimeter)	8.9 mm/Tag
Verdunstung Stärkekartoffeln, beregnet Modellrechnungen	7.0 mm/Tag
Verdunstung Stärkekartoffeln (1 Tag vorher beregnet), Modellrechnungen	8.5 mm/Tag
Potentielle Verdunstung nach Penman	9.0 mm/Tag
Kornfeuchte Wi-Gerste Gelbreife 17.06.00, 19.00 Uhr, Messung	12.6 %
Ammoniak-Verluste Gülleausbringung Mittags, Modellrechnung	90 %
Wasserverluste bei Beregnung tagsüber, berechnet	23 %

Bodentemperaturen Spargel 20 cm Tiefe, Messungen	
Maximum ohne Folie	31.1 °C
Maximum Folie schwarz	32.0 °C
Maximum Folie weiß	26.9 °C
Maximum AT-Folie	37.4 °C
Temperaturen unter Folie, Messungen	
Maximum Bodentemperaturen unter Doppelfolie 5 cm	41.5 °C
Maximum Lufttemperaturen unter Doppelfolie 5 cm	46.7 °C

Tab. 3 Agrarmeteorologische Messungen und Berechnungen vom 20.06.2000, Versuchsflächen AMF Braunschweig.

	Januar		Februar			März				April				Mai				Juni			
	1	2	1	2	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Schleswig-Holstein	1.3	3.1	2.5	4.2	1.7	1.8	84.7	106.2	2.1	1.5	106.2	73.3	2.9	0.5	122.6	81.3	-0.2	0.3	99.3	100.8
Niedersachsen	1.3	3.1	2.7	4.5	1.9	2.5	84.0	110.7	2.4	1.7	110.3	79.4	3.3	1.3	121.1	80.7	1.2	0.5	112.5	71.8
Mecklenburg-Vorpommern	1.2	2.5	2.4	4.5	1.5	2.2	102.0	100.4	3.0	2.2	121.0	84.5	3.5	1.0	123.6	86.7	0.4	0.6	110.1	96.5
Brandenburg	0.9	2.1	2.7	4.8	1.6	2.5	84.4	134.7	3.2	2.7	122.7	80.1	4.1	1.5	125.4	55.5	1.4	0.7	115.4	59.1
Sachsen-Anhalt	0.8	2.2	2.8	4.9	2.0	3.1	87.0	119.4	2.9	1.9	114.9	89.1	3.7	1.0	123.8	68.6	1.3	0.8	115.3	53.1
Hessen	0.5	2.3	2.5	4.1	1.8	2.8	95.8	92.6	2.3	1.8	114.5	75.9	3.1	1.8	115.7	82.2	2.1	-0.3	122.0	70.5
Nordrhein-Westfalen	0.9	2.3	2.1	3.5	1.6	2.0	81.5	117.9	2.3	2.1	117.9	65.4	2.9	2.3	113.3	100.9	1.6	0.6	120.6	74.0
Rheinland-Pfalz	0.7	1.8	2.3	2.8	1.2	1.5	93.1	84.1	1.5	1.6	112.1	86.8	2.5	2.4	98.6	120.6	3.2	0.7	126.5	61.7
Sachsen	0.0	1.5	2.1	4.8	1.2	2.6	83.2	138.2	3.6	2.8	127.8	59.1	4.2	1.7	128.6	80.4	2.6	0.9	129.4	47.7
Thüringen	0.3	2.8	2.4	5.2	1.9	3.2	89.6	138.0	3.0	2.4	115.3	79.3	3.4	1.6	122.2	85.6	1.7	0.4	121.3	62.6
Bayern	0.1	1.2	2.0	4.5	1.4	2.7	94.5	113.1	2.6	1.7	115.3	74.4	3.4	1.7	115.2	108.4	3.1	-0.2	130.0	66.9
Baden-Württemberg	0.2	1.4	1.7	3.8	1.1	2.3	101.6	100.9	2.2	2.0	113.8	68.9	3.0	2.3	110.4	100.9	3.2	0.9	130.9	48.9
Gesamt BRD	0.7	2.2	2.3	4.3	1.6	2.4	90.1	113.0	2.6	2.0	116.0	74.7	3.3	1.6	118.4	86.0	1.8	0.5	119.4	67.8

	Juli				August				September				Oktober				November		Dezember	
	1	2	3	4	1	2	3.	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	1	2
Schleswig-Holstein	-2.3	-0.9	73.4	106.7	-0.4	-0.9	92.5	103.5	0.2	0.8	87.2	103.4	1.5	1.6	92.3	116.2	1.6	2.2	2.0	2.5
Niedersachsen	-2.6	-0.6	69.1	129.4	0.3	0.0	99.1	101.2	0.5	1.5	87.9	104.1	1.4	1.7	102.9	110.4	1.7	2.1	2.0	1.8
Mecklenburg-Vorpommern	-2.4	-0.6	73.3	121.9	-0.7	-0.2	96.1	118.9	-0.2	0.6	90.4	102.2	2.1	2.3	87.0	120.9	2.0	2.3	2.2	2.9
Brandenburg	-2.8	-0.2	68.7	122.1	0.5	0.2	99.9	110.3	-0.2	0.5	90.4	103.2	2.6	3.2	91.4	103.6	2.3	2.2	2.0	2.2
Sachsen-Anhalt	-2.5	0.0	74.1	104.1	0.6	0.5	102.0	104.1	0.3	1.1	90.7	92.5	2.2	2.6	100.6	105.0	1.8	1.6	2.2	1.6
Hessen	-4.2	-1.0	63.4	179.2	0.9	0.6	105.2	110.3	0.2	1.5	83.3	130.0	1.2	1.8	90.3	112.6	1.7	2.0	1.9	2.2
Nordrhein-Westfalen	-3.2	-0.8	65.0	173.6	1.0	0.5	102.4	96.8	0.9	2.1	86.1	107.9	0.7	1.3	96.1	116.1	1.3	2.2	1.8	2.6
Rheinland-Pfalz	-3.1	-1.0	71.7	204.0	1.9	0.7	111.2	95.3	0.5	1.4	77.0	130.1	0.8	1.5	84.8	122.9	1.5	2.4	2.7	3.2
Sachsen	-3.3	-0.4	73.5	128.3	1.5	1.1	115.2	74.8	0.4	1.0	98.4	93.4	2.2	2.8	95.2	92.8	2.1	2.4	1.6	3.1
Thüringen	-3.6	-0.6	72.1	132.3	1.1	0.9	113.6	71.0	0.2	1.3	91.5	124.8	1.8	2.3	99.6	103.1	1.9	2.2	1.9	2.5
Bayern	-3.1	-0.8	78.5	144.3	1.4	0.6	108.1	102.9	0.3	0.8	93.2	112.9	1.6	2.6	75.1	122.7	1.7	2.2	1.8	3.9
Baden-Württemberg	-3.2	-1.1	81.6	172.4	1.3	1.3	105.7	99.3	0.4	1.2	93.9	115.0	1.0	2.0	82.7	117.6	1.6	2.6	2.5	4.1
Gesamt BRD	-3.0	-0.7	72.0	143.2	0.8	0.4	104.3	99.0	0.3	1.2	89.2	110.0	1.6	2.1	91.5	112.0	1.8	2.2	2.1	2.7

Legende:
1= Bodentemperatur unbewachsener Boden 5 cm (rot= zu warm, blau= zu kalt)
2= Minimumtemperatur in Bodennähe für unbewachsenen Boden (rot= zu warm, blau= zu kalt)
3= Penman - Verdunstung, Abw. in % (rot= zu hohe Verdunstung, blau= zu geringe Verdunstung)
4= Benetzungszeiten, Abw. in % (rot= relativ geringe Benetzungszeiten, blau= relativ hohe Benetzungszeiten)

Tab. 4 Charakteristische agrarmeteorologische Kenngrößen für das Jahr 2000. Abweichungen vom langjährigen Mittelwert (1961-1999) im Jahr 2000 für die Parameter Bodentemperatur, Minimumtemperatur in Bodennähe, Penman–Verdunstung und Benetzungszeit. Die rot dargestellten Werte stellen zu warme, bzw. Zeiten mit hoher Verdunstung und geringer Blattbenetzung dar und überwiegen nahezu während des ganzen Jahres. Die Farbe blau mit zu niedrigen Temperaturen, hoher Blattbenetzung und geringer Verdunstung dominiert den Juli in allen Bundesländern.

Die phänologische Entwicklung im Jahr 2000

W. Trampf

Das Jahr 2000 wurde als das wärmste des abgelaufenen Jahrhunderts gewertet. Die meist übernormal hohen Temperaturen beeinflussten den Verlauf der phänologischen Entwicklung, so dass der *Vorfrühling*, der mit der Blüte der Haselsträucher beginnt, in weiten Teilen der Westhälfte Deutschlands schon in der zweiten Januarhälfte einsetzte. In den anderen Gebieten begann die Blüte in den beiden ersten Februardekaden, im Südosten und in den höheren Mittelgebirgslagen in der letzten. Im Vergleich zu den mittleren Eintrittsdaten der Beobachtungsreihe 1992 bis 2000 waren sie in fast allen Regionen meist um eine Woche verfrüht. In Schleswig-Holstein, in den Mittelgebirgen nördlich von Main und Mosel sowie gebietsweise in Ostfriesland und im Oderraum trat der Vorfrühling mehr als zwei Wochen verfrüht auf. Eine geringe Verspätung war verbreitet im äußersten Süden sowie in den tieferen Lagen des Südwestens zu verzeichnen.

Mit den höchsten Temperaturmittelwerten des Jahrhunderts war das Frühjahr erheblich zu warm, so dass sich die phänologische Entwicklung beschleunigt fortsetzte. Der *Vollfrühling*, der mit dem Beginn der Apfelblüte seinen Einzug hält, begann in der ersten Aprilhälfte im oberen Rheingraben und hatte bis Anfang Mai das gesamte Deutschland erfasst. Die Apfelblüte begann meist eine Woche verfrüht, in den Mittelgebirgsräumen um 10 Tage früher als im Mittel der Jahre 1992 bis 2000. Ein verspäteter Eintritt wurde nicht beobachtet.

Durch das zu warme Frühjahr und übernormal hohe Temperatur im Juni setzte mit der Fruchtreife der Roten Johannisbeeren auch der *Hochsommer* verfrüht ein. Diese phänologische Phase wurde im größten Teil Deutschlands in den ersten beiden Junidekaden beobachtet, im Bergland und im äußersten Norden zum Monatsende. Die Fruchtreife trat im Jahr 2000 gegenüber den mittleren Eintrittsdaten im größten Teil Deutschlands bis zwei Wochen verfrüht auf. In den Mittelgebirgen sowie gebietsweise im Südosten und Osten wurden die Roten Johannisbeeren sogar zwei bis drei Wochen zu früh reif. Ein verspäteter Eintritt wurde in keiner Region beobachtet, da der wesentlich zu kalt ausgefallene Juli den Reifeprozess der Roten Johannisbeere nicht mehr beeinflussen konnte.

Mit der Bestellung des Wintergetreides trat der *Vollherbst* meist eine Woche vorzeitig in Erscheinung. Im äußersten Süden, in Ostbayern sowie im Nordwesten und im Nordosten war gebietsweise diese Phase um einige Tage verspätet. Die Bestellung von Winterweizen wurde im größten Teil von Nord- und Ostdeutschland im September vorgenommen. Im übrigen Deutschland waren durch höhere Niederschläge die Böden zeitweise unbefahrbar, so dass dort die Aussaat in den ersten beiden Oktoberdekaden erfolgte.

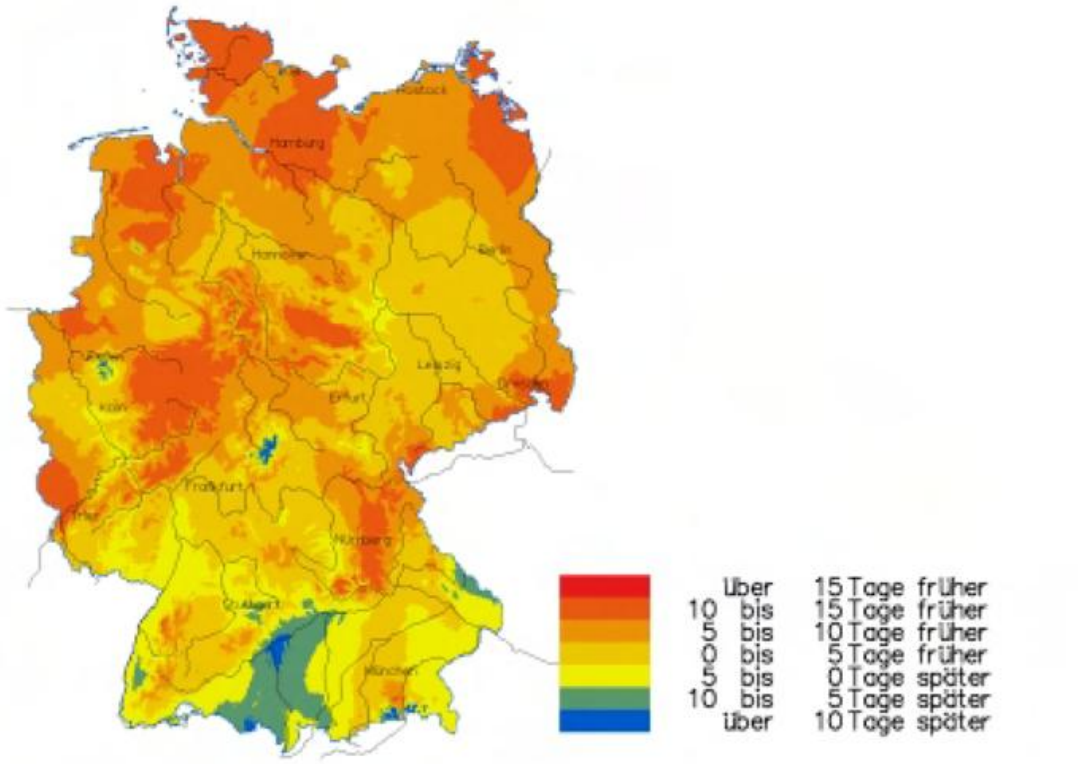


Abb. 1 Haselblüte 2000
Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-2000).

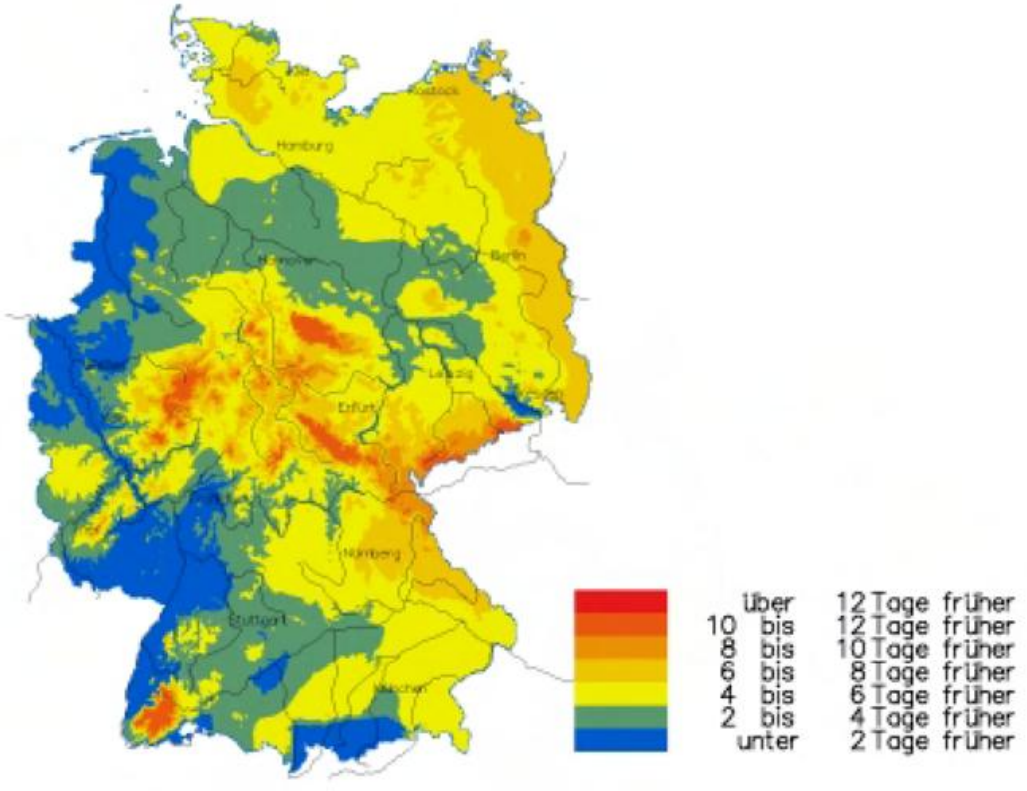


Abb. 2 Apfelblüte 2000
Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-2000).

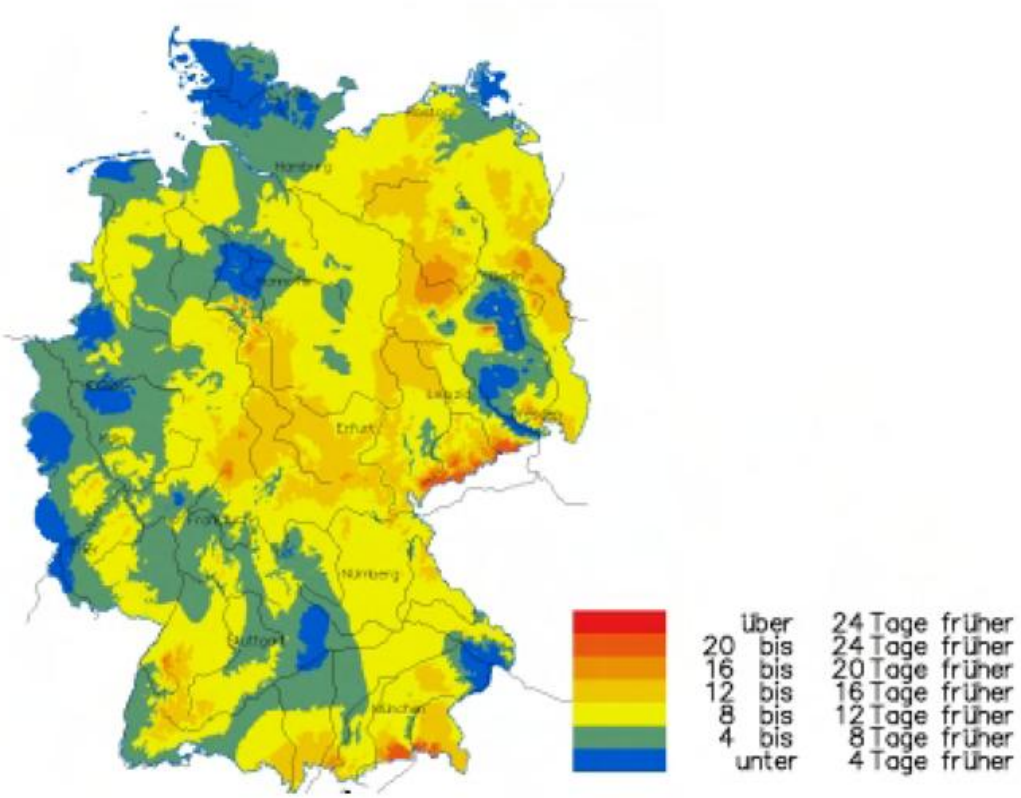


Abb. 3 Rote Johannisbeere Fruchtreife 2000
Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-2000).

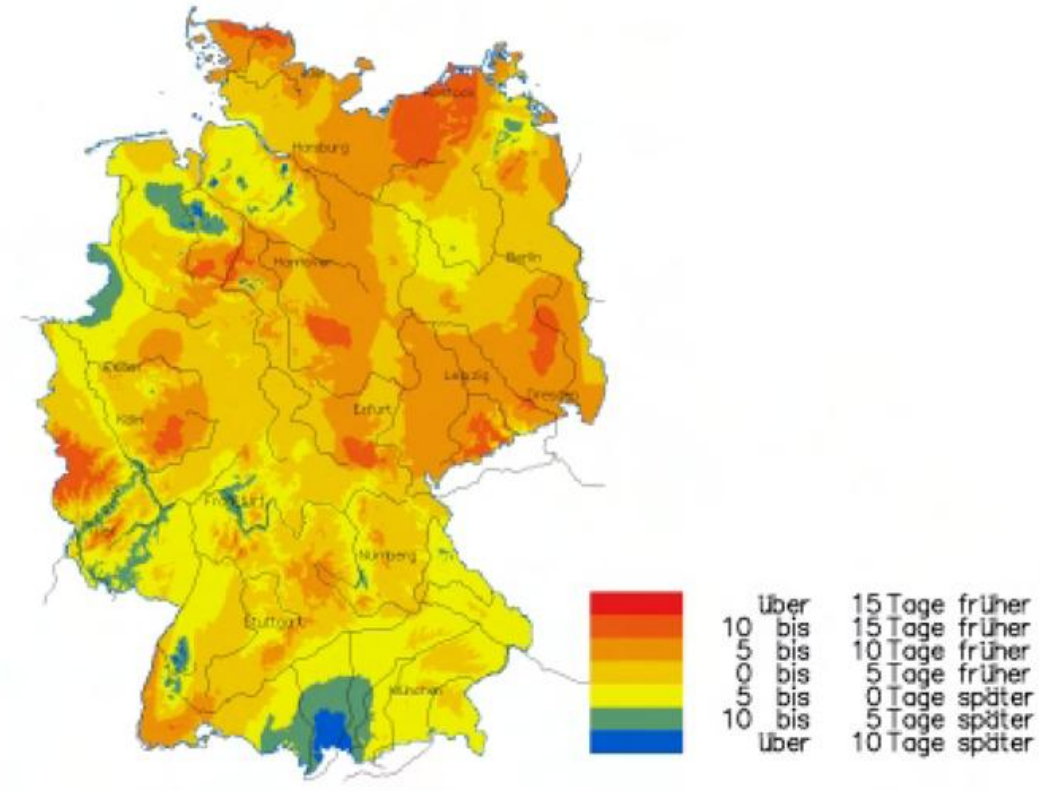


Abb. 4 Winterweizenbestellung 2000
Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-2000).

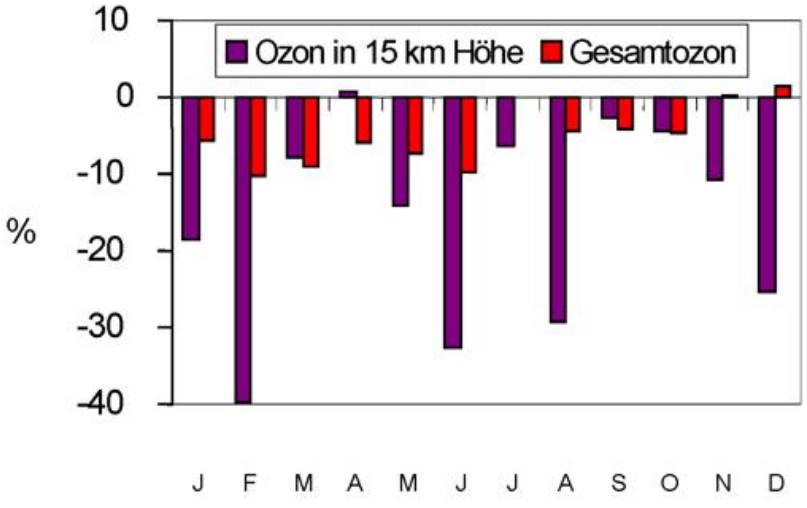
Entwicklung der Ozonschicht

H. Claude

Nach zwei moderaten Jahren zeigte die Langzeitüberwachung der Ozonschicht mit Ballonsonden, Lidar und Spektrometern für das Jahr 2000 über Mitteleuropa erneut zu niedrige Ozonwerte in der gesamten Stratosphäre. 6 Monate wiesen im Vergleich mit den vieljährigen Mittelwerten seit 1967 deutlich unternormale Gesamtozonwerte (-5 bis -10 %) auf, so dass das Jahresmittel 2000 mit 313 Dobson Einheiten den 4.- niedrigsten Wert der 33-jährigen Reihe zeigt. All diese 4 Jahresminima traten in der letzten Dekade auf, besonders nach Ausbruch des Vulkans Pinatubo, durch dessen Aerosole zusätzlich bedeutende Mengen Ozon zerstört wurden. Die stärksten zonverluste im Jahr 2000 konzentrierten sich auf die unterste Stratosphäre, mit dem Schwerpunkt bei etwa 15 km Höhe (Abb. 1).

In erster Linie Ursache hierfür ist nach wie vor zuviel reaktives Chlor und Brom in der globalen Stratosphäre. Für die besonders niedrigen Werte über Europa spielt aber auch die Häufung und/oder Intensivierung von bestimmten Großwetterlagen ebenfalls eine

entscheidende Rolle. Sie sind an Zirkulationsmuster gekoppelt, die sich bis in die untere Stratosphäre auswirken. In vielen Fällen bedeutet das für Mitteleuropa nicht nur noch niedrigere Ozongehalte, sondern oftmals eine Verstärkung mancher Klimatrends. So kam es in der Troposphäre im Jahr 2000 zu einem besonders hohen Wärmeüberschuss (in der langen Temperaturreihe des Observatoriums seit 1781 hatten 1810, 1994 und 2000 mit jeweils 8.2°C die höchsten Jahresmitteltemperaturen), während die untere Stratosphäre weiterhin von niedrigen Temperaturen dominiert wurde. Dies ging einher mit hohen Tropopausen und häufigem Zustrom ozonarmer, subtropischer Luft in der unteren Stratosphäre. Sonderfaktoren, wie z.B. vulkanische Aerosole, die in früheren Jahren den Ozonabbau verstärkten, spielen nach gegenwärtigem Wissensstand derzeit keine Rolle, obwohl sich die Frage stellt, ob die Auswirkungen der Pinatubo-Aerosole (und der Aerosole des El Chichon) auf das Erdklima nicht doch nachhaltiger sind, als



die bisher angenommenen 2-3 Jahre (s.u.).

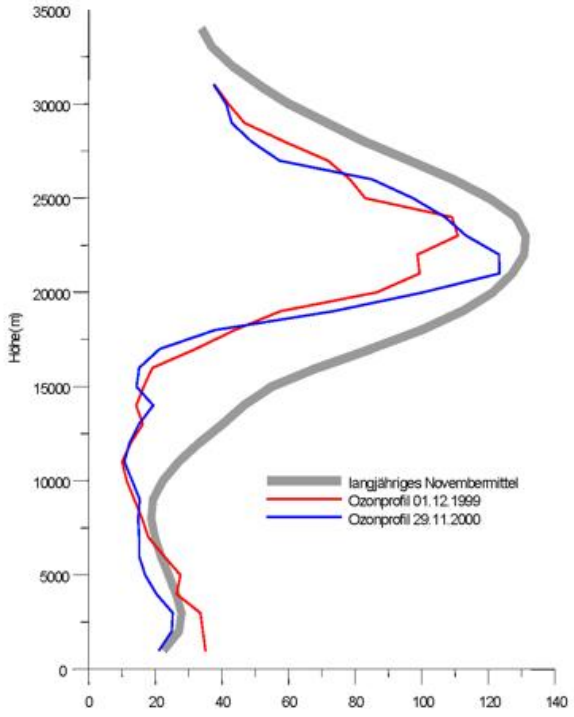


Abb. 2 Vergleich von Ozonprofilen während sogenannter Streamer-Ereignisse im Spätherbst 1999 und 2000 mit dem vieljährigen Mittelprofil für November (Ballonsondierungen des DWD-Hohenpeißenberg).

Unter diesen Gegebenheiten wurden mehrfach in 2000 für ein bis drei Tage äußerst niedrige Gesamtozonwerte erreicht. Obwohl der November vom Monatsmittel her völlig dem Normalwert entsprach, wurden zum Monatsende neue Rekordminima erzielt: Arosa in der Schweiz unterschritt mit 197 Dobson Einheiten [D.U.] erstmals seit Beginn der Meßreihe 1928 einen Gesamtozonwert von 200 D.U., während Hohenpeißenberg mit 208 D.U. noch knapp über dieser Grenze lag. Generell sind Gesamtozonwerte unter 220 D.U. als sehr niedrig anzusehen und kamen früher sehr selten vor. Solche Ozonminima treten bevorzugt im Frühjahr und Herbst auf, wobei sich innerhalb der letzten 10 Jahre eine gewisse Häufung abzeichnet.

Nach vorläufiger Einschätzung kann auch das Minimum vom 29.11.2000 (Abb. 2), wie ein ähnlicher Fall ein Jahr zuvor, als ein ausgeprägter Streamer angesehen werden, d.h. als Einschub sehr ozonarmer Luft aus niedrigeren Breiten. Trajektorienanalysen und die Auswertung der Hohenpeißenberger Ballonsondierungen zeigen (ebenso wie die Sondierungen von Payerne/CH und Uccle/B) die Advektion von dem Ursprung nach ozonarmer Luft aus den Subtropen/Tropen, die auf dem Weg nach Mitteleuropa zusätzlich gehoben wurde (s. hierzu auch die Ozonbulletins Nr. 72 und 79).http://www.dwd.de/research/mohp/hp2/ozo/oz_start.htm Die Hebung verminderte zusätzlich den Ozongehalt, so daß praktisch in der gesamten unteren Stratosphäre erheblich zu niedrige Ozon- und Temperaturwerte verzeichnet wurden.

Warum Streamer, die praktisch immer ozonarme subtropische Luft transportieren, immer niedrigere Ozonwerte hervorbringen, ist nicht ganz klar. Der langfristige Ozonrückgang ist in den Tropen wesentlich geringer als in Richtung der Pole, wodurch der globale Ozontrend hierfür als Hauptursache in den Hintergrund tritt. Die zu beobachtende Häufung von Streamern (und damit auch deren Intensivierung?) über dem östlichen Atlantik/Europa kann durch Zirkulationsänderungen zustandekommen, genau so wie z.B. die von Reid et al. [2000] beobachtete Häufung von Vorstößen subtropischer Luft in Richtung Europa, insbesondere in der kalten Jahreszeit.

Kommt es im Sommer, d.h. bei hohen Sonnenständen, zu sehr niedrigen Gesamtozonwerten (glücklicherweise werden wegen des Jahresganges des

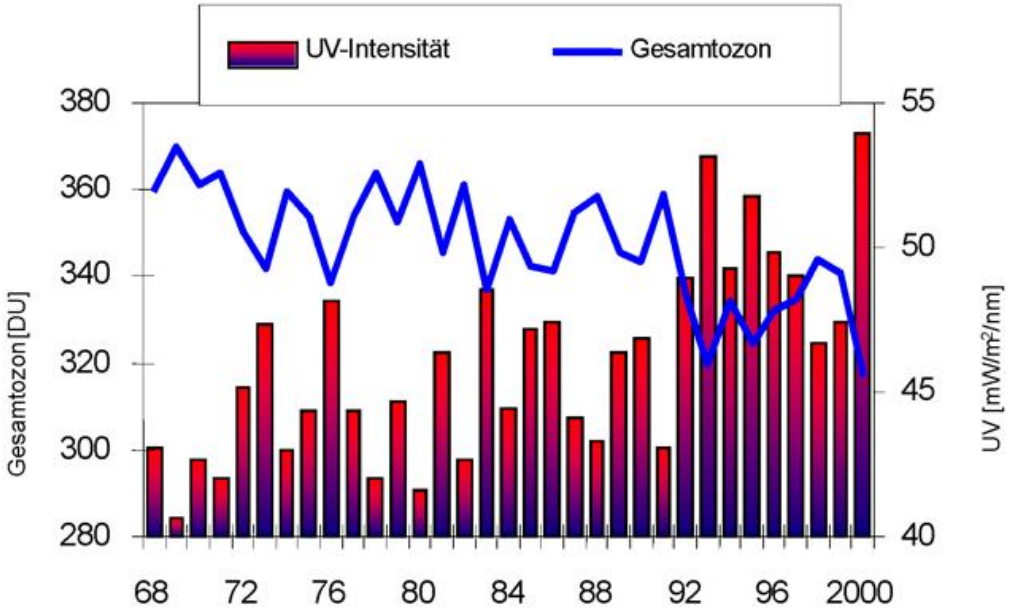


Abb. 3 Langzeitliche Entwicklung von Gesamtozon und UV-Intensität im Juni am Hohenpeissenberg Korrelationsrechnung für klaren Himmel, 305nm Wellenlänge und 30° Sonnenzenitwinkel).

Gesamtozons Tagesmittel von 300 D.U nicht all zu oft unterschritten!), ist damit eine beträchtliche Erhöhung der Intensitäten der UV-Strahlung verbunden. Diese Situation ist im Juni 2000 (bei oftmals bestem Badewetter!) in weiten Teilen Mitteleuropas (Schweiz, Süddeutschland, Tschechien) eingetreten. Noch nie wurden in dieser Region in einem Juni so niedrige Monatsmittelwerte des Gesamtozons gemessen. Wie sich dies auf die UV-Intensitäten auswirken kann, zeigt Abb. 3.
Basierend auf den Ergebnissen einer Korrelationsstudie (Gantner et al., 2000) wurde für alle Junimonate seit 1968 zu den gemessenen Gesamtozonmittelwerten jeweils die entsprechende UV-Intensität errechnet. Die Werte gelten für klaren Himmel, 30° Zenitwinkel der Sonne (etwa Mittagszeit), und eine Wellenlänge von 305 Nanometer. Es zeigt sich eindrucksvoll, dass schon auf Basis der Monatsmittelwerte (nicht der extremeren Einzelwerte!) der Juni 2000 mit sehr hoher UV-Intensität herausragt. Darüberhinaus fällt auf, dass sich die letzten 10 Jahre insgesamt von den vorangegangenen Jahrzehnten unterscheiden. Geradezu sprunghaft änderten sich mit Beginn der neunziger Jahre die Werte. Die hier berechneten Monatsmittelwerte der UV-Intensität erreichten bis Ende der achtziger Jahre kaum einmal den Wert von 48 mW/m^2/nm. 1993 und 2000 erreichten die Werte 54 mW/m^2/nm, was einer Steigerung von etwa 12 % entspricht. Es sei nochmals ausdrücklich darauf hingewiesen, daß es sich bei den UV-Intensitäten um berechnete Werte handelt. Zuverlässige, lange Zeitreihen der UV-Intensität, die die tatsächliche Entwicklung, einschließlich möglicher Änderungen der atmosphärischen Trübung und dünner Cirren, wiedergeben könnten, existieren für einen vergleichbar langen Zeitraum weltweit nicht.

Bei den Lidarmessungen von Ozon, Temperatur und Aerosol bis in Höhen von 50 km setzten sich die Trends unverändert fort. Richtgröße für die starke Ozonabnahme in der oberen Stratosphäre ist die mittlere 10-jährige Abnahmerate von -7 ± 2 % (2 σ) in 40 km Höhe für den Zeitraum 1987-2000 (zum Vergleich: SAGE –8 %, Umkehr

–5 %). Werden nur die Wintermonate (DJF) betrachtet, fällt dieser ohnehin starke Trend bei hoher Signifikanz doppelt so stark aus.

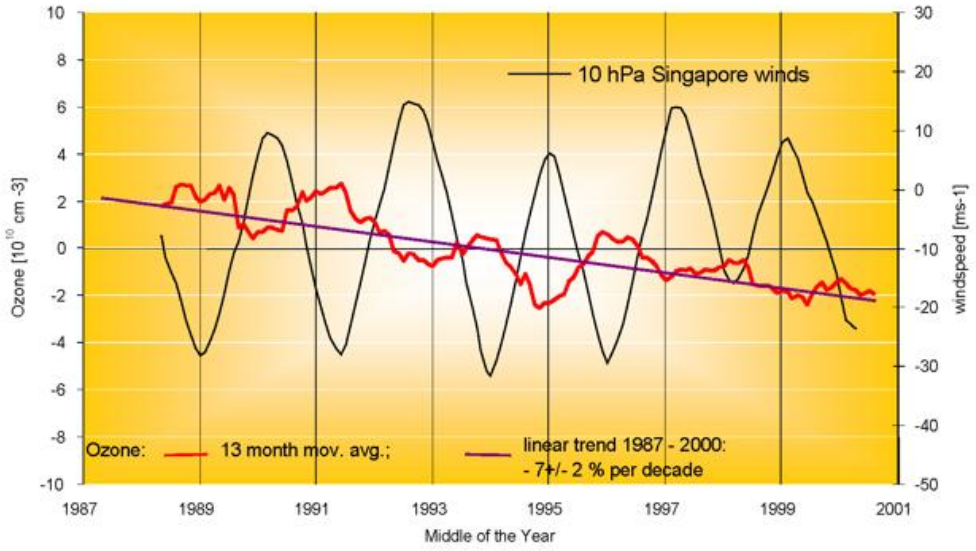


Abb. 4 Zeitlicher Verlauf des Ozons in 40 km Höhe seit 1987. Dargestellt ist die Abweichung einzelner Monatsmittel von den vieljährigen Mitteln (rot, geglättet) und deren linearer Trend (lila). Überlagert ist der Wind in 10hPa über Singapur (schwarz). Die Winddaten wurden freundlicherweise von B.Naujokat, Met. Inst. der FU Berlin zur Verfügung gestellt.

Ebenfalls deutlich erkennbar ist eine ziemlich regelmäßige Schwingung in der Ozonverlaufskurve. Ein Vergleich mit der Kurve der horizontalen Geschwindigkeitskomponente des Windes in 10 hPa (ca. 32 km) über Singapur zeigt einen interessanten Zusammenhang zwischen der etwa alle zwei Jahre wechselnden Windströmung in äquatorialen Breiten (**Q**uasi **B**iennale **O**szillation) und dem stratosphärischen Ozongehalt in mittleren Breiten: Bei vorherrschend westlichen Winden (positive Werte) treten bei uns niedrigere Ozonwerte auf als bei Ostwinden (und umgekehrt). Die hierdurch verursachte Amplitude erreicht beim Ozon etwa 5-7 %. Der langfristige Trend wird durch diese Schwingung jedoch nicht beeinflusst.
Ein Grund für diese markante Fernwirkung der QBO scheint in der rhytmischen Beeinflussung der sogenannten Brewer-Dobson Zirkulation zu liegen. Mit ihr wird Ozon aus den tropischen Quellgebieten in der Stratosphäre zu den Winterpolen transportiert wird. Dieser Fluss würde demnach nicht nur von den Jahreszeiten sondern auch von der QBO beeinflußt. Die QBO-Signatur findet sich in nahezu allen Höhen der Stratosphäre bei den Ozonzeitreihen des MOHp wieder (Steinbrecht u. Winkler, 2000).

Literatur

Gantner, L.; P. Winkler, U. Köhler, A method to derive long-term UV-B radiation and trends (1968-1997) from observations at Hohenpeissenberg (Bavaria), J. Geophys. Res., 105, 4879-4888, 2000.

Reid, S.J., A.F. Tuck und G. Kalidis, On the changing abundance of ozone minima at northern midlatitudes, J. Geophys. Res., 105, 12169-12180, 2000.

Steinbrecht, W.; Winkler, P., Untersuchung der Zusammenhänge zwischen Ozon und Temperatur in der Stratosphäre, Ber. DWD Nr. 210; 2000.

Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes Nr. 72 und 79

Objektive Wetterlagenklassen

P. Bissolli, E. Dittmann

Beschreibung der objektiven Wetterlagenklassifikation

Die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD beruht auf numerischen Kriterien, die auf jede meteorologische Situation über Mitteleuropa angewendet werden können. Die Klassifizierung wird einmal täglich um 12 UTC durchgeführt und das Ergebnis als die Wetterlage betrachtet, die für den ganzen Tag gültig ist. Das räumliche Klassifizierungsgebiet überdeckt Deutschland und benachbarte Regionen. Die Datengrundlage liefert das operationelle Wetteranalyse- und Vorhersagesystem des DWD. Bis 21.11.1999 wurde das Europa-Modell (EM) des DWD zugrunde gelegt, seit 22.11.1999 das neue operationelle erweiterte Globalmodell (GME), das über eine vergleichbare räumliche Auflösung wie das EM verfügt; die Modellgitterpunkte sind lediglich anders strukturiert. Bisher konnte jedoch noch kein merklicher Datensprung aufgrund des Modellwechsels festgestellt werden.

Kriterien für die Einteilung der Wetterlagenklassen sind die Zirkulationsformen der Atmosphäre (Zyklonalität) in 950 und 500 hPa, die großräumige Anströmrichtung in 700 hPa und der Feuchtegehalt der Troposphäre. Dadurch ergeben sich 40 verschiedene Wetterlagenklassen. Die Methode ist jederzeit nachvollziehbar mit dem gleichen Ergebnis. Es gibt keine unbestimmten Fälle. Aus diesen Gründen wird der Anspruch auf die Bezeichnung „objektive Wetterlagenklassifikation“ abgeleitet. Das Verfahren wird seit dem 01.07.1979 angewendet, so dass inzwischen eine über 20jährige Zeitreihe täglicher Wetterlagenklassen vorliegt.

Die Klasseneinteilung erfolgt nach folgendem Schema:

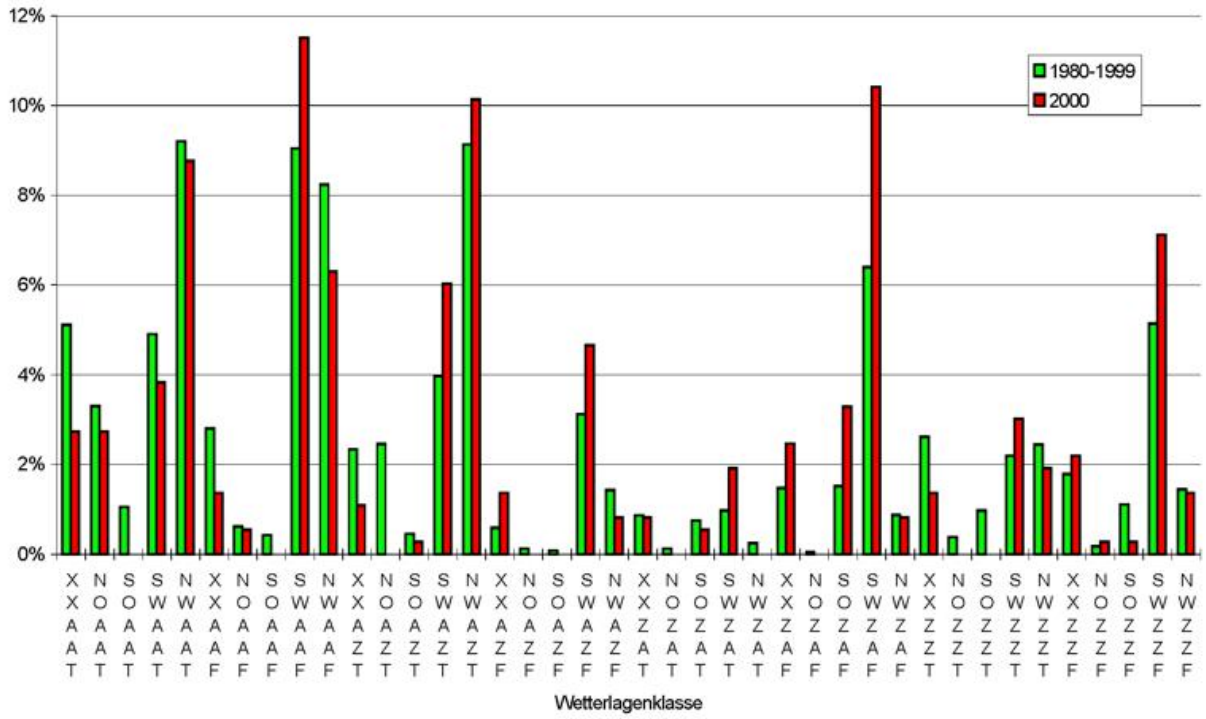
Jede Wetterlagenklasse wird mit einer fünfstelligen Buchstabenkennung abgekürzt, und zwar in folgender Anordnung:

aa z_{950} z_{500} f mit:

aa	=:	Anströmrichtung:	XX = keine vorherrschende Richtung, NO = Nordost, SO = Südost, SW = Südwest, NW = Nordwest;
z_{950} z_{500}	=:	Zyklonalität in 950 bzw. 500 hPa:	Z = zyklonal, A = antizyklonal;
f	=:	Feuchte	F = feucht, T = trocken.

Beispiel: NOAZT = Nordost, antizyklonal in 950 hPa, zyklonal in 500 hPa, trocken.

Weitere Details zur objektiven Wetterlagenklassifikation können der DWD-Klimaüberwachungs-Internetseite entnommen werden:
http://www.dwd.de/research/klis/produkte/monitoring/archiv/index.htm



Dort werden auch monatliche Auswertungen der Wetterlagenklassen dargeboten. Der vorliegende Beitrag stellt die Jahresauswertung für das Jahr 2000 vor.

Häufigkeit der Wetterlagenklassen 2000 gegenüber einem vieljährigen Gesamtzeitraum

Abb. 1 Relative Häufigkeitsverteilung der objektiven Wetterlagenklassen 2000 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1980-1999.

Die häufigsten Wetterlagen im Jahr 2000 waren

SWAAF:	12%	SWZZF:	7%
NWAZT, SWZAF: je	10%	NWAAF, SWAZT:	je 6%
NWAAT:	9%		

Alle übrigen Wetterlagenklassen erreichten jeweils weniger als 5% aller Fälle.

SWAAF ist eine hochreichend antizyklonale, feuchte Südwestlage. Sie führt relativ warme, maritime Luftmassen heran, die über Deutschland unter Hochdruckeinfluß gelangen. Diese Wetterlage kommt zu allen Jahreszeiten relativ häufig vor, im Jahr 2000 ist sie aber noch weit häufiger aufgetreten als sonst. Allein vom 29. November bis zum 5. Dezember 2000 kam sie eine ganze Woche lang in Serie vor.

SWZAF unterscheidet sich von SWAAF nur dadurch, daß diese Lage in Bodennähe zyklonal ist. Sie tritt im allgemeinen nicht ganz so häufig auf wie SWAAF, im Jahr 2000 geschah dies jedoch sehr oft.

NWAZT ist eine Nordwestlage mit antizyklonalen Bedingungen in Bodennähe, zyklonalen Bedingungen in der Höhe und einer relativ trockenen Luftmasse. Als

typische sommerliche Schauer- und Gewitterlage ist sie vor allem Ende Juni und im Juli 2000 oft vorgekommen.

Um eine stabilere Häufigkeitsstatistik zu erhalten, aber auch um Teilaspekte zu betrachten, bietet sich eine Zusammenfassung einzelner Wetterlagen zu Wetterlagengruppen (Typen) an, entsprechend den drei Kriterien der Klassifikation (Anströmrichtung, Zyklonalität in Bodennähe und in der Höhe, Feuchte).

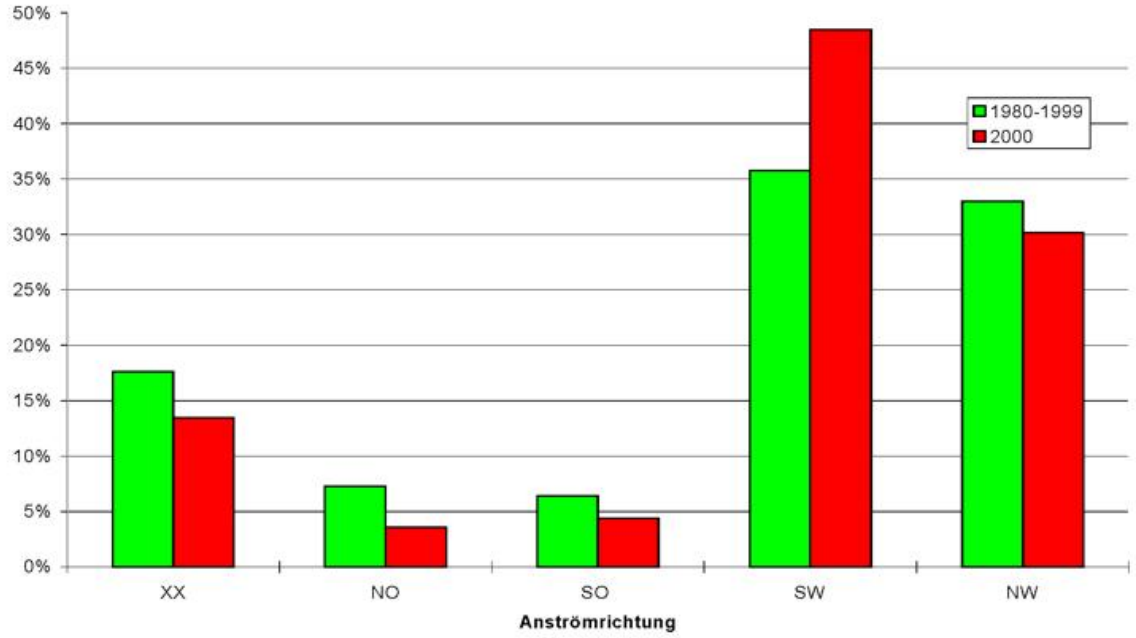


Abb. 2 Relative Häufigkeitsverteilung der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2000 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1980-1999.

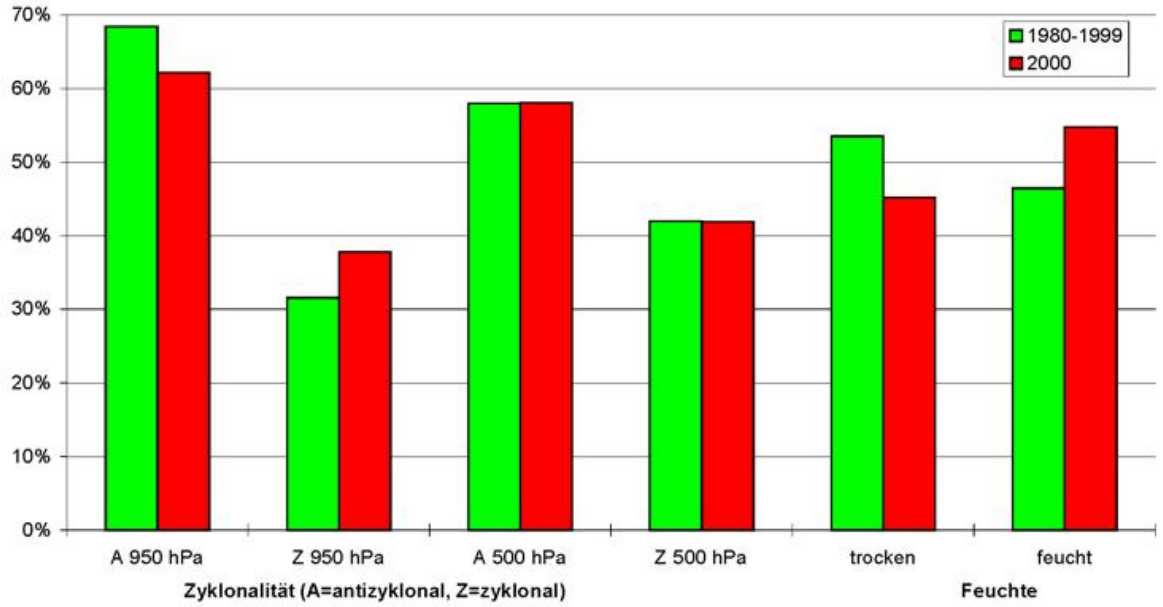


Abb. 3 Relative Häufigkeitsverteilung der Zyklonalitäts- und Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2000 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1980-1999.

Bei der Anströmrichtung (Abb. 2) fällt für das Jahr 2000 der hohe Anteil an Südwestlagen auf, nämlich fast 50%. Weitere 30% fielen auf die Nordwestlagen. Die Lagen mit Ostkomponente waren mit weniger als 10% vertreten.

Bei der Zyklonalität (Abb. 3) gab es im Jahr 2000 in Bodennähe (950 hPa-Niveau) etwas mehr zyklonale Lagen als sonst. Dennoch waren immer noch die antizyklonalen Lagen mit über 60% in der Mehrzahl. In 500 hPa war das Verhältnis ähnlich, dort entspricht es aber nahezu exakt dem vieljährigen Mittel.

Bei der Feuchte (ebenfalls Abb. 3) gab es 2000 ähnlich wie im Vorjahr wieder einen leichten Überschuß an feuchten Lagen (ca. 55%), also umgekehrt wie im vieljährigen Mittel.

Zeitlicher Verlauf der Wetterlagen

Folgende Besonderheiten im zeitlichen Verlauf des Jahres 2000 sind festzustellen:

- *Anströmrichtung*: Während zu Beginn des Jahres noch Nordwestlagen stark vertreten waren, stellte sich ab dem Frühjahr fast andauernd ein Überschuß an Südwestlagen ein. Als ganz besonders extrem zeichnete sich der November aus, der fast nur Südwestlagen aufzuweisen hatte.
- *Zyklonalität*: In einigen Monaten gab es relativ viele zyklonale Lagen, vor allem im April, im Juli, im September und im November, während besonders die Monate Januar, Februar, Juni und August eher antizyklonal geprägt waren.
- *Feuchte*: Wie schon im Vorjahr, sind auch in diesem Jahr vor allem in den Übergangsjahreszeiten Frühjahr und Herbst, aber auch noch im Dezember vermehrt feuchte Lagen aufgetreten.

Zusammenhang mit der Witterung

Temperatur

Bis auf den Juli waren alle Monate des Jahres 2000 im Deutschlandmittel überdurchschnittlich warm. Dazu hat insbesondere der hohe Anteil an Südwestlagen beigetragen. Der Juli mit seinen vielen Nordwestlagen (vor allem NWAZT) fiel dagegen auch mit seiner Wetterlagenverteilung aus dem Rahmen.

Niederschlag

Fast die Hälfte der Monate des Jahres 2000 hatte relativ viel Niederschlag (Februar, März, Juli, September, Oktober), die anderen hatten weniger als im vieljährigen Mittel. Der Zusammenhang mit Wetterlagen ist aber in den einzelnen Monaten sehr unterschiedlich. Im Februar und im März waren hauptsächlich atlantische Tiefausläufer für die erhöhte Niederschlagstätigkeit die Ursache, die aber auch bei antizyklonalen Lagen mit westlichen Anströmkomponenten über Deutschland hinwegzogen. Der Juli hingegen war geprägt durch häufige Schauer bei zyklonalen Nord-

westlagen. Im September und Oktober schließlich sorgten wieder milde und sehr feuchte, wolkenreiche atlantische Luftmassen für viel Niederschlag. Dabei verursachten im September besonders einzelne Tröge örtlich größere Niederschlagsmengen, während im Oktober noch häufiger hochreichend zyklonale Bedingungen zu Niederschlag führten.

Langzeittrends

Über die vergangenen zwei Jahrzehnte zeigen sich bei den Anströmrichtungen kaum Trends (Abb. 4). Der sehr hohe Anteil an Südwestlagen im Jahr 2000 war bisher einzigartig. Dafür spricht auch, daß das Jahr 2000 im Deutschlandmittel das wärmste Jahr des 20. Jahrhunderts war.

Bei den Feuchteklassen (Abb. 5) deutet sich langfristig eine Tendenz zu mehr feuchten Lagen an. Allerdings scheint diese wenig ausgeprägte Tendenz von einem etwa 5-6jährigen Zyklus überlagert zu sein, wobei abwechselnd ein relatives Häufigkeitsmaximum an trockenen und feuchten Lagen auftritt. Das bisher letzte relative Maximum ereignete sich offenbar 1999, denn im Jahr 2000 ging der Anteil an feuchten Lagen gegenüber dem Vorjahr wieder geringfügig zurück. Da die Zeitreihe noch relativ kurz ist, dürfte aber weder der Langzeittrend noch der Zyklus als signifikant nachgewiesen werden können.

Keinerlei Langzeittrends ergaben sich übrigens bei der Zyklonalität in beiden Niveaus.

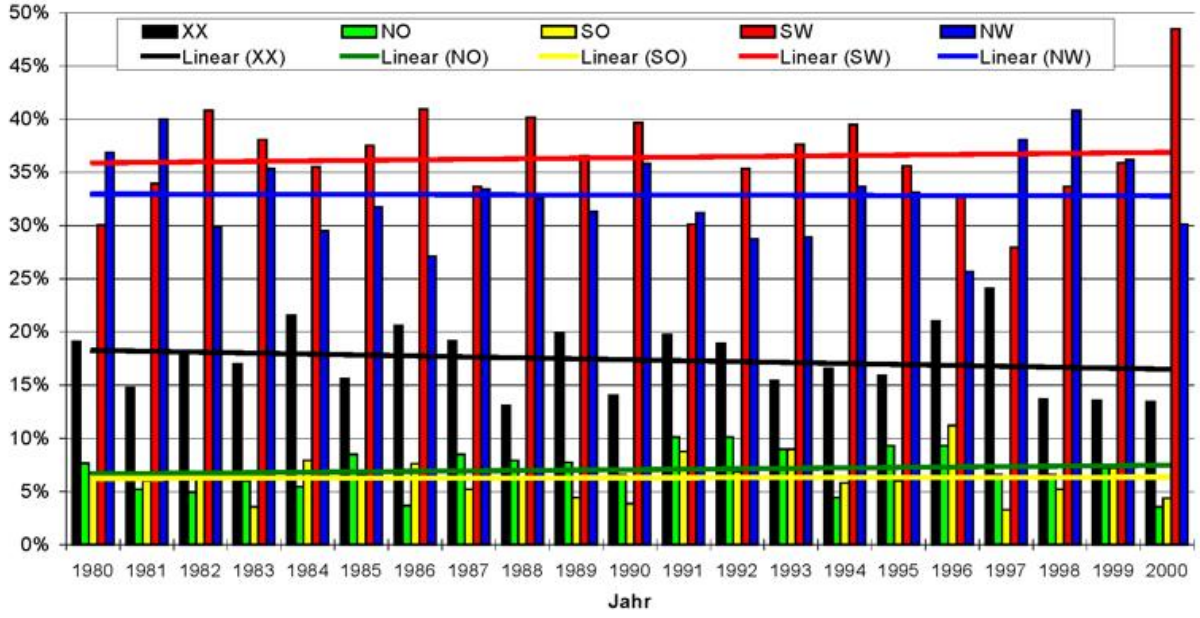


Abb. 4 Langzeittrends der Häufigkeit der Anströmrichtung der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2000.

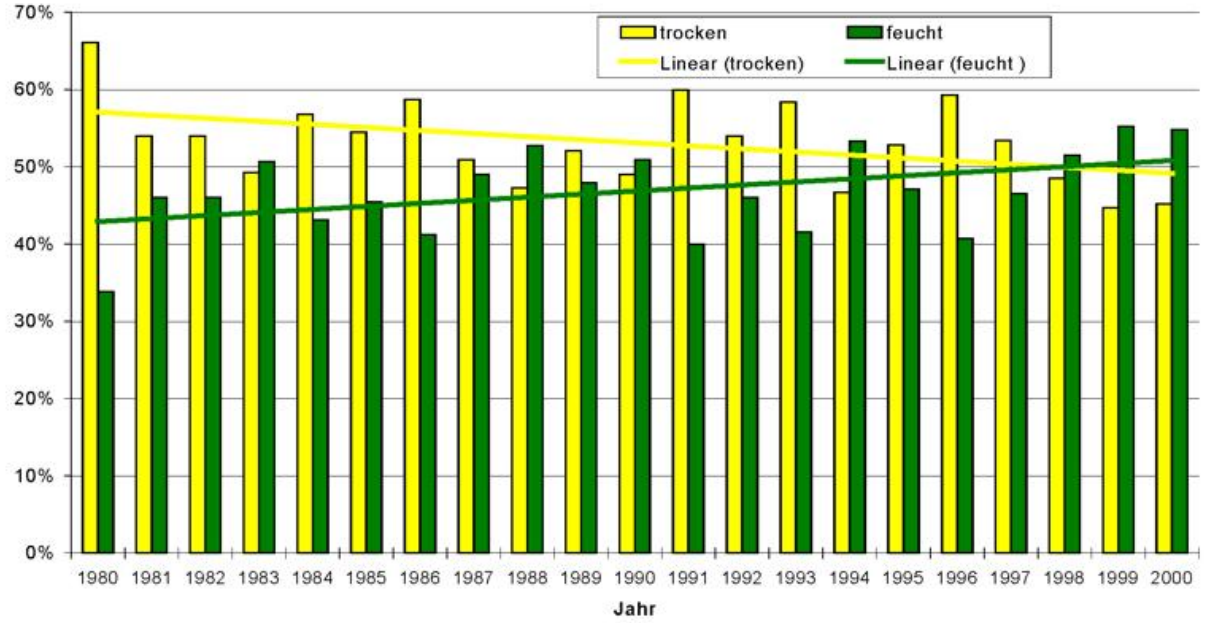


Abb. 5 Langzeittrends der Häufigkeit der Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2000.

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre

H. Nitsche

Den folgenden Ausführungen liegen die Radiosondenmessungen und Windpilotierungen an den Stationen des gemeinsatmen Meßnetzes des Deutschen Wetterdienstes und des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr zugrunde, die als TEMP-bzw. PILOT-Meldungen über GTS empfangen wurden.

Zirkulation und Höhenwind
Mittlere monatliche Windvektoren

In den Abbildungen 1 bis 4 sind für Schleswig und Stuttgart (jeweils als repräsentative Stationen für Nord- bzw. Süddeutschland) die mittleren monatlichen Windvektoren bzw. ihre gewichteten Abweichungsvektoren vom Referenzzeitraum als Vertikal-/Zeitschnitte für das Jahr 2000 dargestellt. Durch die Wichtung werden Abweichungen geringer gewertet, wenn der Wind im mittleren Monatsmittel unbeständig ist.
Januar, Februar und März zeigen ein Überwiegen der Nordkomponenten, im April und teilweise im Mai waren Südkomponenten häufiger, ebenso ab Oktober bis zum Jahresende. Mai, Juni und August hatten etwas mehr, September weniger Westwind, im Juli nur Stuttgart, während Schleswig weniger Westwind als in der Referenzperiode hatte. Die Ergebnisse sind gut vergleichbar mit denen der Wetterlagenklassen (siehe Beitrag P. Bissolli und E. Dittmann.).

Sommerliche Ostwindperioden:

Abbildung 5 zeigt die Folge der Perioden für drei Druckflächen über Stuttgart von 1976 bis 2000.
Der Beginn der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre lag 2000 über der GUAN-Station Stuttgart in 10 und 30 hPa wie 1998. In 70 hPa war die sommerliche Ostwindzirkulation 2000 an keiner Station mehr ausgeprägt.

In Tabelle 1 sind Anfang und Ende der sommerlichen stratosphärischen Ostwindzirkulation für die Druckflächen 20 und 50 hPa für 12 Radiosondenstationen zusammengefasst. Dabei sind die Ergebnisse für Greifswald und Bergen, evtl. auch von Essen und Meiningen von Datenausfällen beeinflußt.
Ein Vergleich der Zeitreihen des Eintritts der sommerlichen Ostwindzirkulation für Schleswig und Stuttgart mit den nordhemisphärischen Auswertungen der Freien Universität Berlin wird im Aufsatz „Routinemäßige aeroklimatologische Produkte des DWD“ in diesem Heft behandelt.

Station	Monat	Tag	Termin	Temperatur (°C)	Geopotential (gpm)
	Jan	29	0	-82	21790
	Jan	29	12	-84	22865
	Feb	4	0	-82	24024
SCHLESWIG (WST)	Feb	5	12	-84	26111
	Mar	4	0	-80	20127
	Mar	3	12	-81	22893
	Nov	27	12	-81	28209
	Jan	30	0	-80	22971
	Jan	29	12	-82	23139
	Feb	6	0	-87	26376
GREIFSWALD (WST)	Feb	6	12	-85	25041
	Mar	4	0	-83	20963
	Nov	28	0	-82	26095
	Nov	28	12	-81	26043
	Jan	29	12	-82	23408
	Feb	5	0	-80	22597
EMDEN (WST/AE)	Feb	5	12	-85	26165
	Mar	3	12	-81	19500
	Nov	27	0	-81	29631
	Nov	26	12	-81	26459
BERGEN (BW)	Feb	6	12	-80	23135
	Mar	2	0	-80	20214
	Jan	29	0	-81	21733
	Jan	30	12	-81	23248
	Feb	6	0	-82	24464
LINDENBERG (OBS)	Feb	7	12	-81	27171
	Mar	4	0	-81	20205
	Mar	5	12	-80	19823
	Nov	27	12	-81	27467
	Jan	29	12	-80	23846
	Feb	5	12	-82	25105
ESSEN-BREDENEY (AWST)	Mar	2	12	-82	20298
	Nov	27	0	-82	29351
	Nov	28	12	-81	26136
OPPIN (WST)	Nov	27	0	-81	26741
	Nov	27	12	-80	26408
	Feb	6	0	-84	25843
WAHNSDORF B. DRESDEN	Feb	6	12	-82	23675
	Mar	3	12	-81	24131
	Feb	6	0	-83	25039
MEININGEN (WST)	Feb	5	12	-80	24541
	Nov	29	0	-81	27362
	Feb	6	0	-80	25901
IDAR-OBERSTEIN (BW)	Feb	6	12	-81	24587
	Mar	3	12	-80	21620
	Feb	6	0	-80	27457
STUTTGART(SCHNAR.AWST)	Feb	6	12	-81	25701
	Nov	27	0	-80	29744
	Feb	6	0	-81	26611
KUEMMERSBRUCK (BW)	Feb	6	12	-80	25460
	Apr	2	12	-85	25730

Tab. 2 Extreme Temperaturminima in der Stratosphäre nach Radiosondenmessungen 2000.

Station	Druckfläche (hPa)	Beginn (Tag)	Ende (Tag)	Dauer (Tage)
SCHLESWIG (WST)	20	111	243	133
	50	114	186	73
GREIFSWALD (WST)	20	121	243	123
	50	121	181	61
EMDEN (WST/AE)	20	112	243	132
	50	114	187	74
BERGEN (BW)	20	120	243	124
	50	115	186	72
LINDENBERG (OBS)	20	111	243	133
	50	112	220	109
ESSEN-BREDENEY (AWST)	20	112	243	132
	50	168	214	47
WAHNSDORF B. DRESDEN	20	112	243	132
	50	112	219	108
MEININGEN (WST)	20	121	243	123
	50	169	212	44
IDAR-OBERSTEIN (BW)	20	112	273	162
	50	152	214	63
KUEMMERSBRUCK (BW)	20	112	243	132
	50	152	212	61
STUTTGART(SCHNAR.AWST)	20	112	243	132
	50	152	220	69
OBERSCHLEISSHEIM	20	112	244	133
	50	152	229	78

Tab.1 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre an 12 Radiosondenstationen für das Jahr 2000 (Datenbasis wie in Abb. 5).

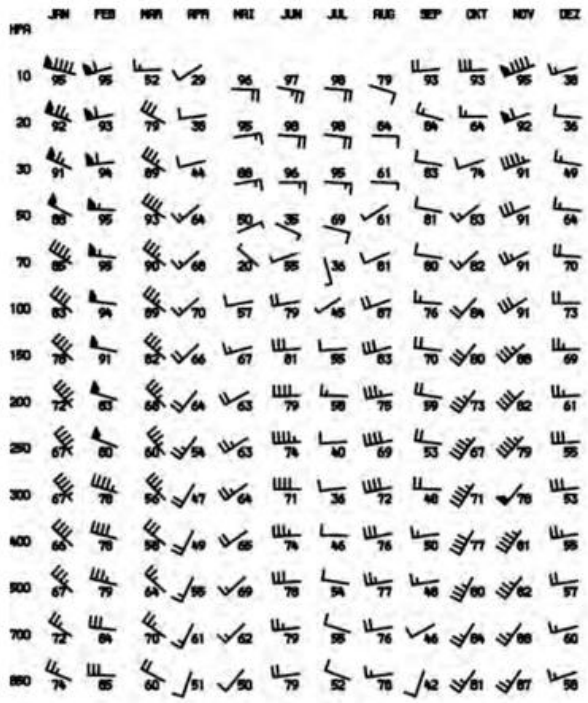
Lufttemperatur

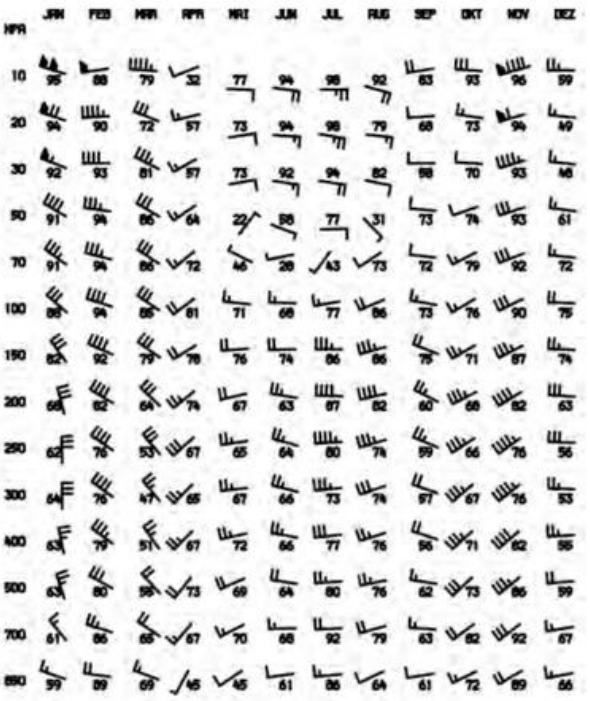
Monatsmittelwerte der Lufttemperatur

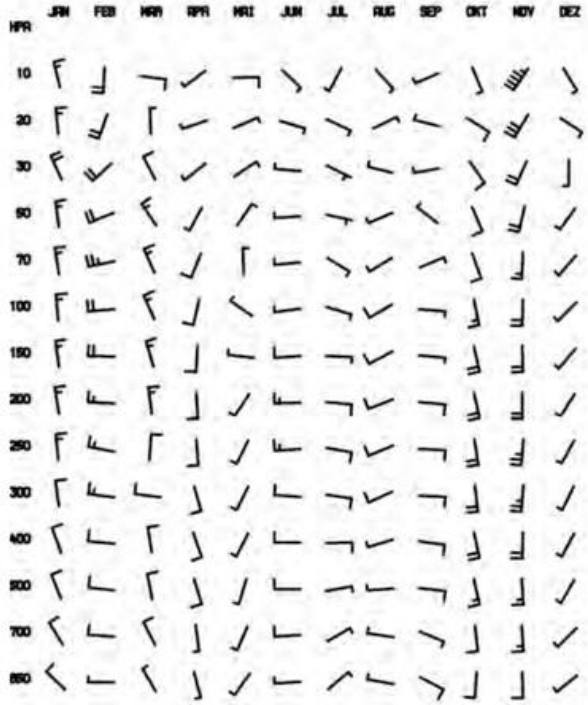
Abbildung 7 zeigt die Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2000 gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990 im Mittel über 8 Radiosondenstationen in 500 hPa und 50 hPa für die 4 Jahreszeiten. Im Frühjahr Herbst und Winter war die Troposphäre wärmer als der Referenzzeitraum 1961-1990; die Stratosphäre war in allen Jahreszeiten kühler.
Eine Trendauswertung für 7 Radiosondenstationen wird im Aufsatz „Trendunter-suchungen der Temperatur in 500 und 50 hPa für verschiedene Zeiträume ab 1961in diesem Heft vorgestellt.

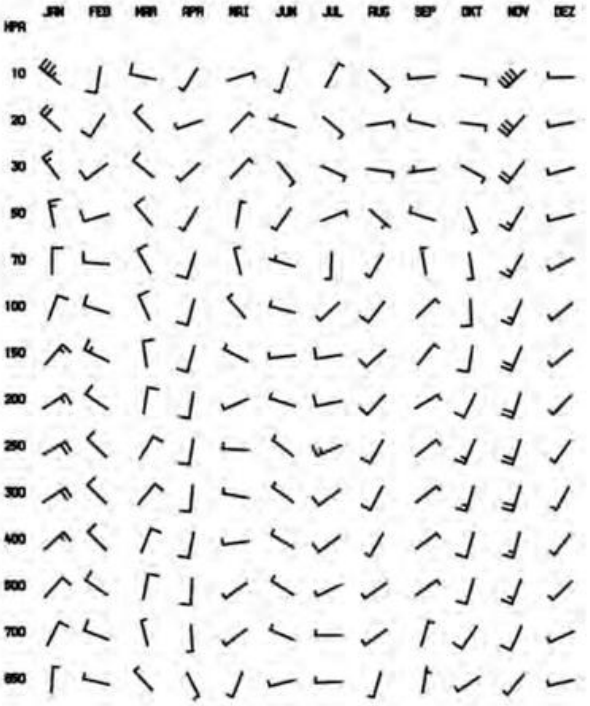
Temperaturminima in der Stratosphäre:

Im Jahr 2000 traten Temperaturminima von –80°C oder niedriger in der Stratosphäre in 4 Episoden Ende Januar, Anfang Februar, Anfang März und Ende November auf. Tabelle 2 gibt eine Zusammenfassung der Werte dieser Episode. die geopotentiellen Höhen lagen zwischen 19,5 km und 29,6 km. Die niedrigste Temperatur wurde mit –87 °C in 26,4 km Höhe über der Station Greifswald gemessen.


HPA
JAN FEB MAR APR MAI JUN JUL AUG SEP OKT NOV DEZ
10 20 30 50 70 100 150 200 250 300 400 500 700 850


HPA
JAN FEB MAR APR MAI JUN JUL AUG SEP OKT NOV DEZ
10 20 30 50 70 100 150 200 250 300 400 500 700 850


HPA
JAN FEB MAR APR MAI JUN JUL AUG SEP OKT NOV DEZ
10 20 30 50 70 100 150 200 250 300 400 500 700 850


HPA
JAN FEB MAR APR MAI JUN JUL AUG SEP OKT NOV DEZ
10 20 30 50 70 100 150 200 250 300 400 500 700 850

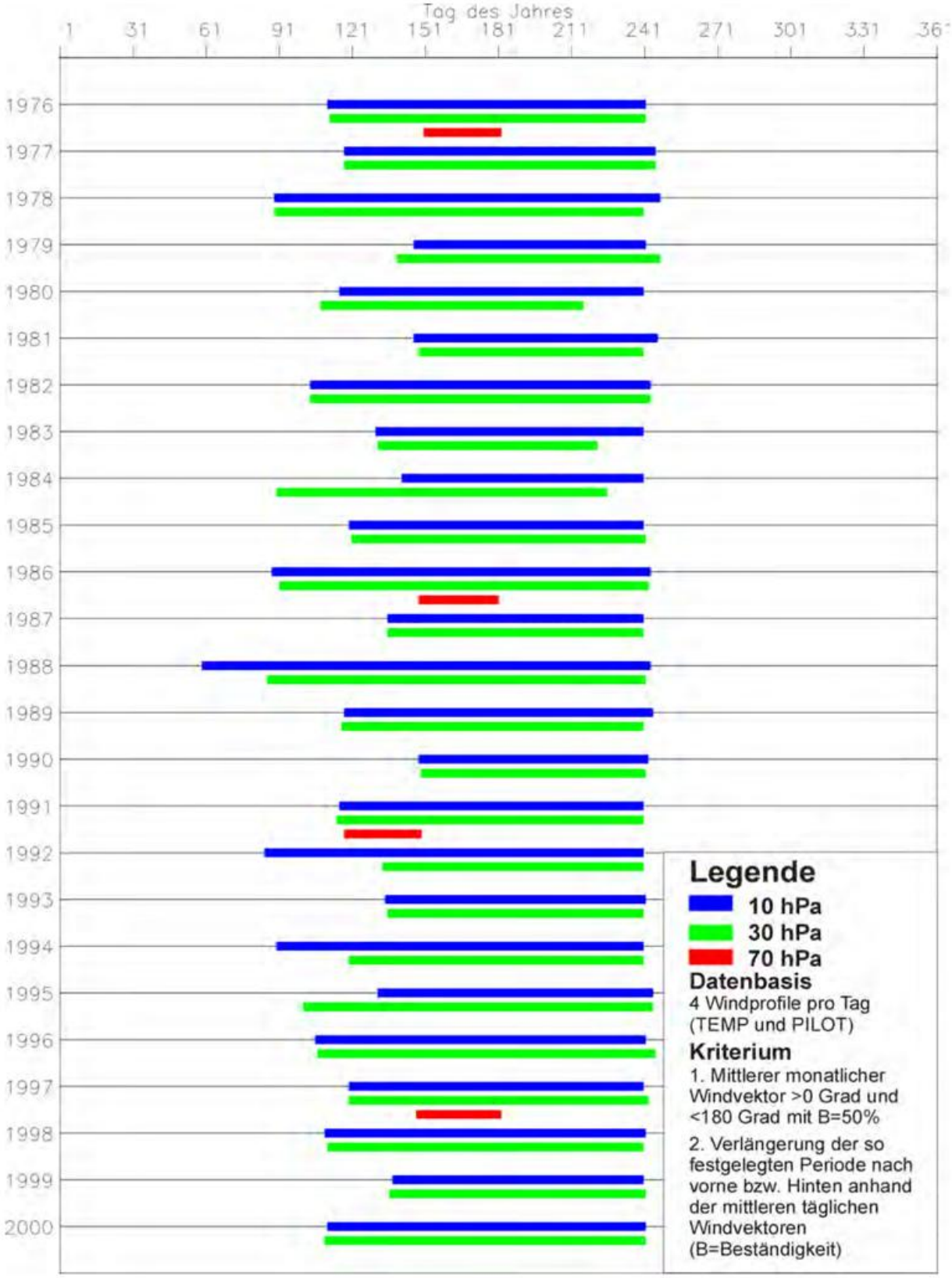


Abb. 5 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre, Stuttgart 1976-2000.

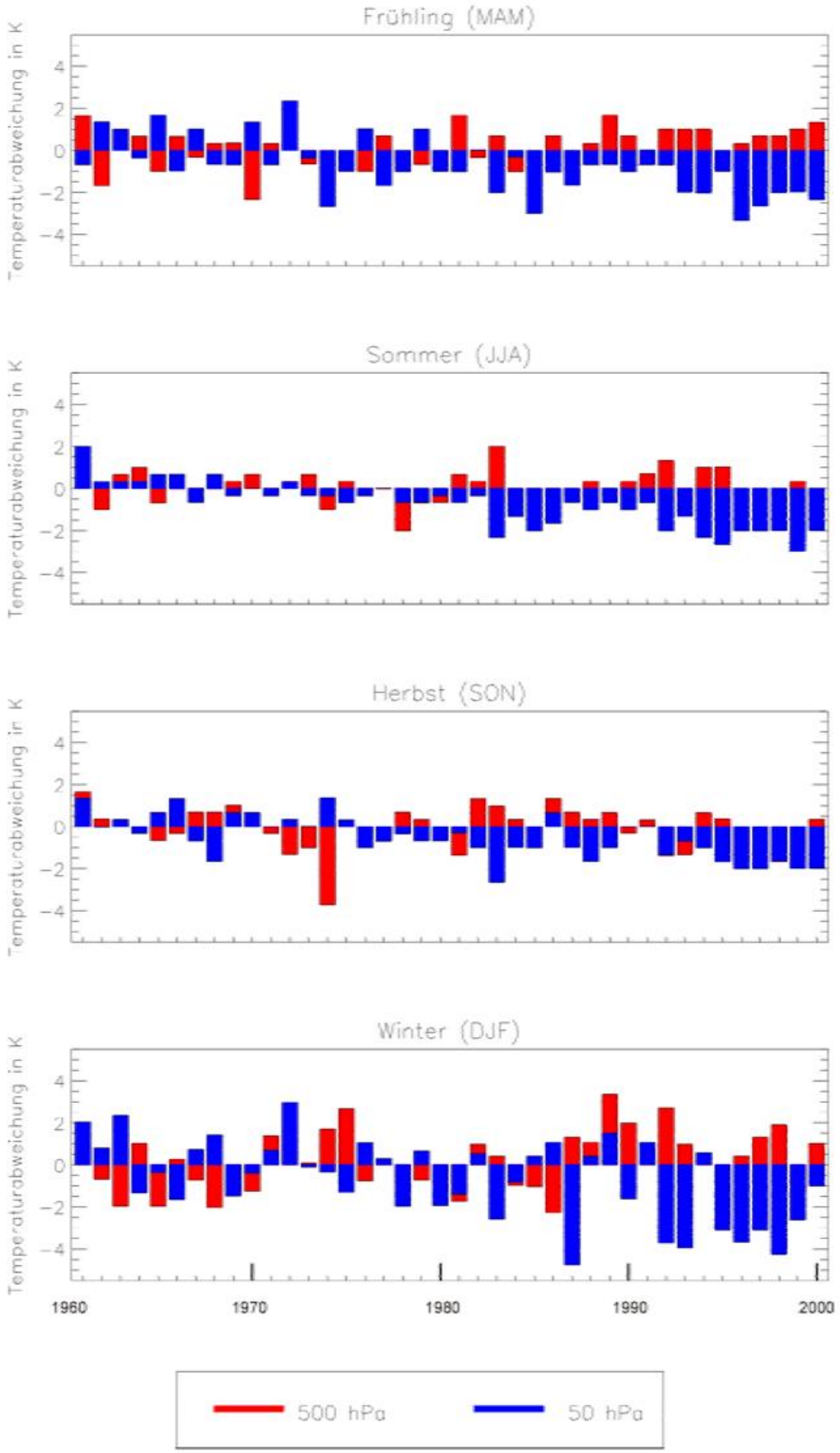


Abb.6 Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2000 vom Referenzzeitraum 1961-1990 für Jahreszeiten in 500 hPa und 50 hPa (Mittelwerte über 8 Stationen).

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa[1]

B. Rudolf

Die Niederschlagsanalysen für das meteorologische Jahr (Dez. 1999 bis Nov. 2000) zeigen über West-, Mittel- und Nordeuropa überwiegend positive Abweichungen zu den Mittelwerten der Bezugsperiode 1961–1990. Relativ niederschlagsreich waren insbesondere Großbritannien, Frankreich, Skandinavien und der Alpenbereich (Abb. 1 und 2). Relativ trocken war es dagegen im südlichen und teilweise im östlichen Europa. Auffallend ist die sehr trockene Zone über dem nordwestlichen Norwegen.

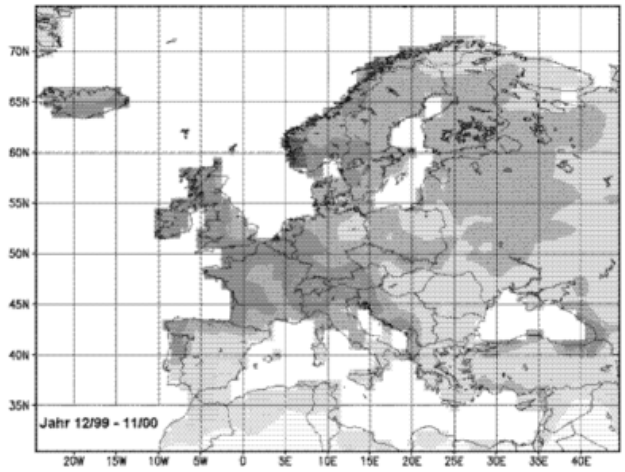


Abb.1a Niederschlagshöhe in mm/Monat, Zeitraum Dez. 1999 bis Nov. 2000

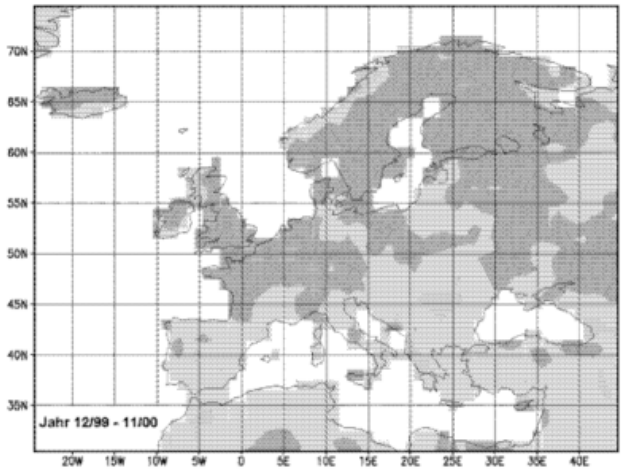


Abb.1b Niederschlagsanomalie in mm/Monat, Zeitraum Dez. 1999 bis Nov. 2000 (Bezugszeitraum 1961–1990)

Hinweis zur Maßeinheit: Die jährlichen und jahreszeitlichen Niederschlagshöhen und -anomalien wurden einheitlich in Millimeter pro Monat umgerechnet und dargestellt, so dass sich eine direkte Vergleichbarkeit zu den monatlichen Karten (Abb. 3) ergibt. Die Legenden und Farbskalen von Abb. 1 sind auf Abb. 2 und 3 anzuwenden.

Abb. 2 zeigt die jahreszeitlichen Niederschlagsverteilungen, links jeweils die Niederschlagshöhen und rechts als Anomalien die Abweichungen von den Mittelwerten des Bezugszeitraums 1961–1990. Im Winter 1999/2000 war das südliche Europa, insbesondere die Westhälfte Iberias, deutlich zu trocken, der Norden dagegen sehr niederschlagsreich. Die Verteilungen für Frühjahr und Sommer zeigen geringere Extrema und Anomalien. In den Karten für den Herbst fallen sofort die extremen Niederschläge über England, Wales und Westfrankreich sowie im Alpenbereich auf. Sehr ausgeprägt ist eine trockene Zone über Norwegen, welche durch Lee-Effekte der in diesem Herbst vorherrschenden Südsüdwestanströmung zu erklären ist.

[1] Die Darstellung der Niederschlagsverteilung für Europa ist eine erweiterte Fassung des bisher mit „Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa" betitelten Beitrags (s. KSB 1997, 1998 und 1999). Neben den Niederschlagskarten für das Jahr und die Jahreszeiten wird nun auch mit den monatlichen Analysen die zeitliche Variabilität innerhalb des Jahres repräsentiert.

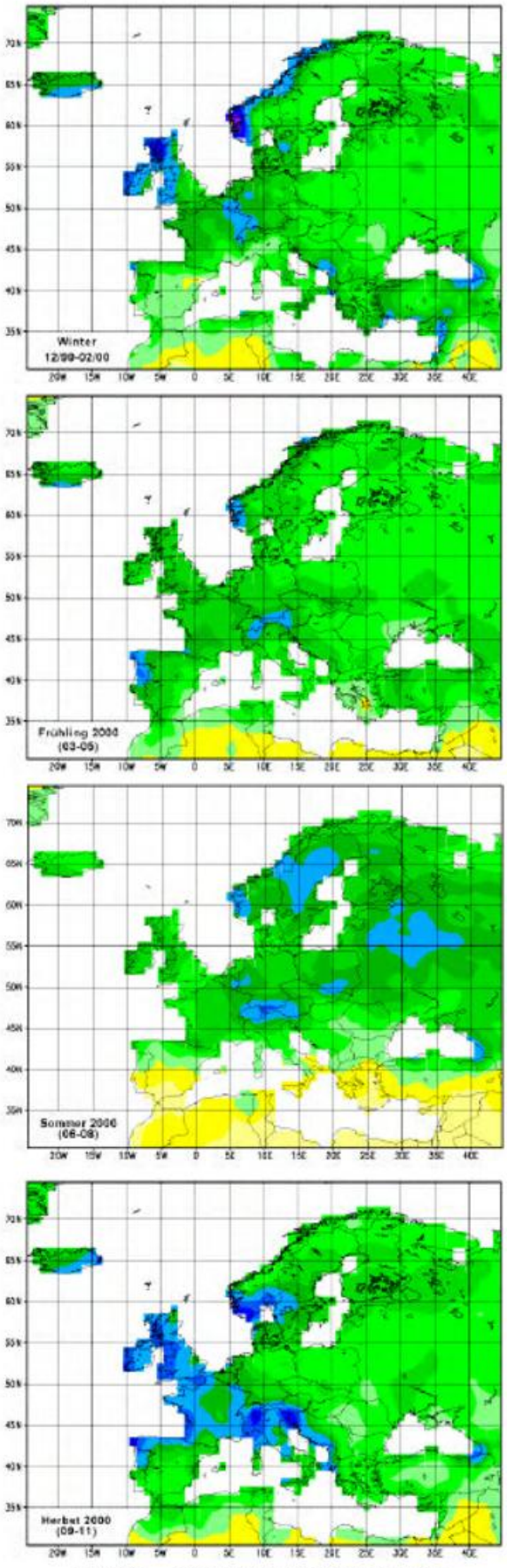


Abb.2a Niederschlagshöhe für die Jahreszeiten in mm/Monat

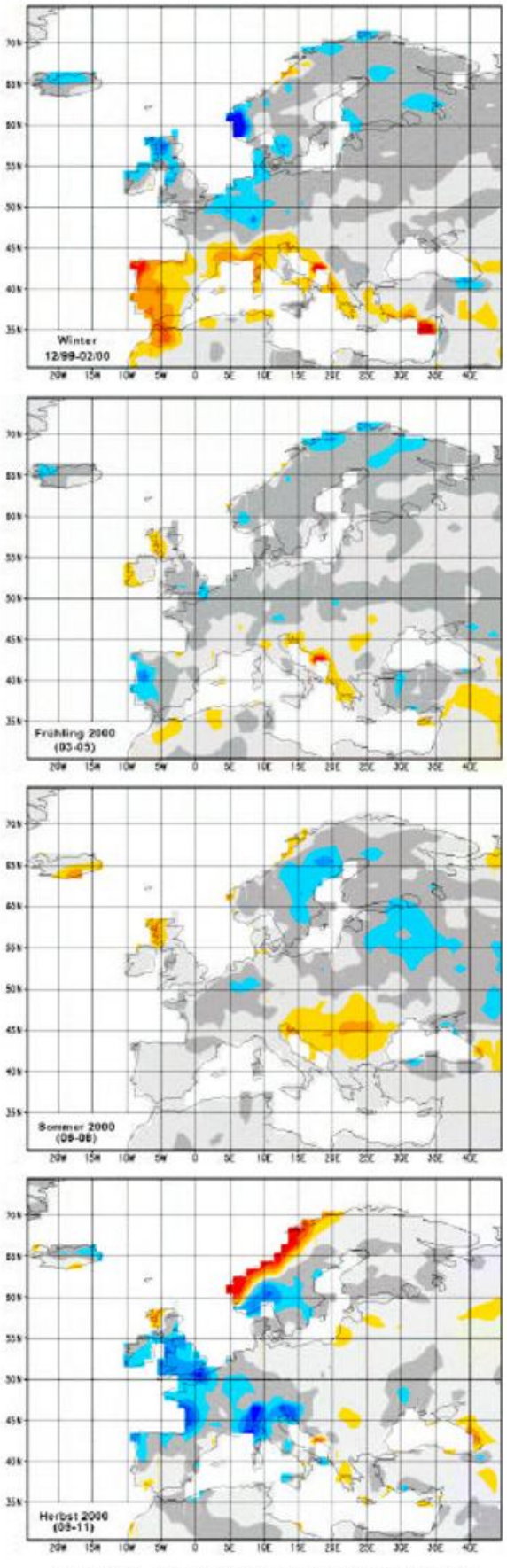


Abb.2b Niederschlagsanomalie für die Jahreszeiten in mm/Monat (Bezugszeitraum 1961–1990)

Kommentare zu den monatlichen Niederschlagsverteilungen (Abb.3, folg. Seiten)

Dezember 1999

- Ergiebige Niederschläge fielen in der gesamten mittleren und nördlichen Zone von Europa sowie im Bereich der Adria.
- Starkniederschläge verursachten Überflutungen im Bereich von Cetinje (Montenegro) und Mostar (Bosnien) sowie in den Küstenbereichen an der Adria.
- Deichbrüche, Schlammlawinen und Überflutungen folgten ergiebigen Niederschlägen in den Gebieten östlich von Neapel und Rom und in Umbrien.

Januar 2000

- Auffallend trocken war der südwestliche von Irland bis zum Mittelmeer reichende Teil Europas. Starke Niederschläge beschränkten sich auf Norwegen und den äußersten Südosten Europas.
- Schneestürme brachten Jerusalem und der nördlichen Negev-Wüste erstmalig seit einem halben Jahrhundert 40 cm Schneehöhe, in Jordanien sogar bis zu 1 Meter.

Februar 2000

- Der gesamte Mittelmeerbereich und die iberische Halbinsel waren wie im Januar sehr trocken. Im übrigen Europa wurden überdurchschnittliche Niederschlagshöhen mit Maxima über Schottland, Westnorwegen und Deutschland erreicht.

März 2000

- Trockenheit herrschte wiederum im Westen und Süden Europas, hohe Monatsniederschläge bedeckten das von Deutschland bis Polen, im Süden bis in die Alpen reichende Gebiet sowie Norwegen.
- Nach ergiebigen Regenfällen und Schneeschmelze traten Überflutungen in Sachsen und Thüringen sowie im oberen Labe-Tal (Tschechien) auf.

April 2000

- Extreme Niederschläge traten in allen westlichen, am Atlantik gelegenen europäischen Ländern auf.
- In Großbritannien war der April der nasseste in der 235-jährigen Niederschlagsreihe von England und Wales. Überschwemmungen wurden für den Nordosten Englands gemeldet.
- Im östlichen Ungarn wurde der Notstand ausgerufen, nachdem ergiebige Niederschläge und vor allem auch die Schneeschmelze in den Karpaten die Flüsse Donau und Theiß über die Ufer treten ließen. Im benachbarten Rumänien wurden durch starke Regenfälle Tausende von Häusern unter Wasser gesetzt. Hunderte Menschen mussten evakuiert werden. Auch das nördliche Serbien war von Überflutungen betroffen.
- Berichte über Folgen der in Portugal beobachteten hohen Aprilniederschläge liegen uns nicht vor.

Mai und Juni 2000

- Die Niederschlagskarten der beiden Monate zeigen keine außergewöhnlichen monatlichen Summen oder Anomalien (mit Ausnahme Norwegens im Juni). Aus Deutschland, Belgien, Frankreich, der Schweiz und Nordspanien wurde allerdings über Unwetter und heftige Gewitter berichtet, die kurzzeitige lokalen Überschwemmungen und auch Schlammlawinen verursachten.

Juli 2000

- Nicht nur in Deutschland fiel dieser Urlaubsmonat „ins Wasser“. Von Frankreich und Benelux aus erstreckte sich ein Streifen mit ergiebigen Niederschlägen über Polen und Schweden bis nach Russland.
- In Mittelschweden traten im Juli Rekordniederschläge auf. Die schlimmsten Überflutungen trafen die Provinz Halsingland. Auch in Lettland wurde das zwei- bis dreifache der durchschnittlichen Niederschläge beobachtet. In der Ukraine wurde das Kernkraftwerk Tschernobyl abgestellt, nachdem heftige Niederschläge Überflutungen verursachten.
- Zum ausgeprägten Niederschlagsmaximum über Westeuropa liegen keine Überflutungsberichte vor.

August und September 2000

- In beiden Monaten überwogen die relativ trockenen Gebiete.
- Lokale Starkniederschläge verursachten jedoch vielerorts Überflutungen mit einer hohen Schadensbilanz. Betroffen waren die Voralpen, Italien, Südfrankreich, und Zypern.

Oktober und November 2000

- Beide Monate zeigen eine ähnliche Niederschlagsverteilung mit sehr ergiebigen Niederschlägen über Westeuropa, dem Alpenbereich sowie dem westlichen Schweden. Trocken waren Osteuropa größtenteils und insbesondere Norwegen.
- Im Oktober begann die nur kurzzeitig unterbrochene, bis Dezember anhaltende Periode mit ergiebigen Niederschlägen, die zunächst Wales und Südengland, im November auch Irland und Nordfrankreich überdeckten. Die Monate September bis November waren die niederschlagsreichste Periode in der 235-jährigen Niederschlagsreihe von England und Wales.
- Im Süden Norwegens fiel im November mehr als das Fünffache der mittleren Niederschläge. In Westschweden wurde zeitweise der Bahn- und Straßenverkehr unterbrochen, da die vom norwegischen Gebirge kommenden Flüsse Hochwasser führten.
- Der November war auch in Slowenien extrem niederschlagsreich. Neue monatliche Maximalwerte der letzten 50 Jahre wurden in Ljubljana und Posocje beobachtet. Seen und Flüsse führten Hochwasser.
- Extreme Stauniederschläge vom 10.-16. Oktober auf der Alpensüdseite lösten in der Schweiz und in Norditalien Überschwemmungen und Schlammlawinen aus. Besonders betroffen waren das Wallis, Piemont, das Aosta-Tal und die Po-Ebene. 23.000 Menschen mussten evakuiert werden. In Gondo (Schweiz) wurden 13 Menschen mitsamt ihren Häusern von einer Geröll- und Schlammlawine in die Tiefe gerissen. Der Lago Maggiore hatte den höchsten Wasserstand seit 1868 und überflutete die anliegenden Städte metertief. Zwischen dem 22. und 24.10. war auch die spanische Mittelmeerküste von sehr heftigen Niederschlägen und Sturm betroffen, so dass der Notstand ausgerufen werden musste.
- Weitere Überflutungen, teilweise mit Erdrutschen verbunden, traten im November auf: in der südostfranzösischen Provinz Alpes-Maritimes (5.-.6.11.), im westlichen und zentralen Griechenland (19.11.), an der italienischen Riviera und im gebirgigen Hinterland (um den 24.11.) und auf Zypern (22.-27.11.).
- T. Fuchs bringt in seinem Beitrag zum diesjährigen Klimastatusbericht eine detaillierte Analyse dieser außergewöhnlichen Herbstniederschläge in Europa.

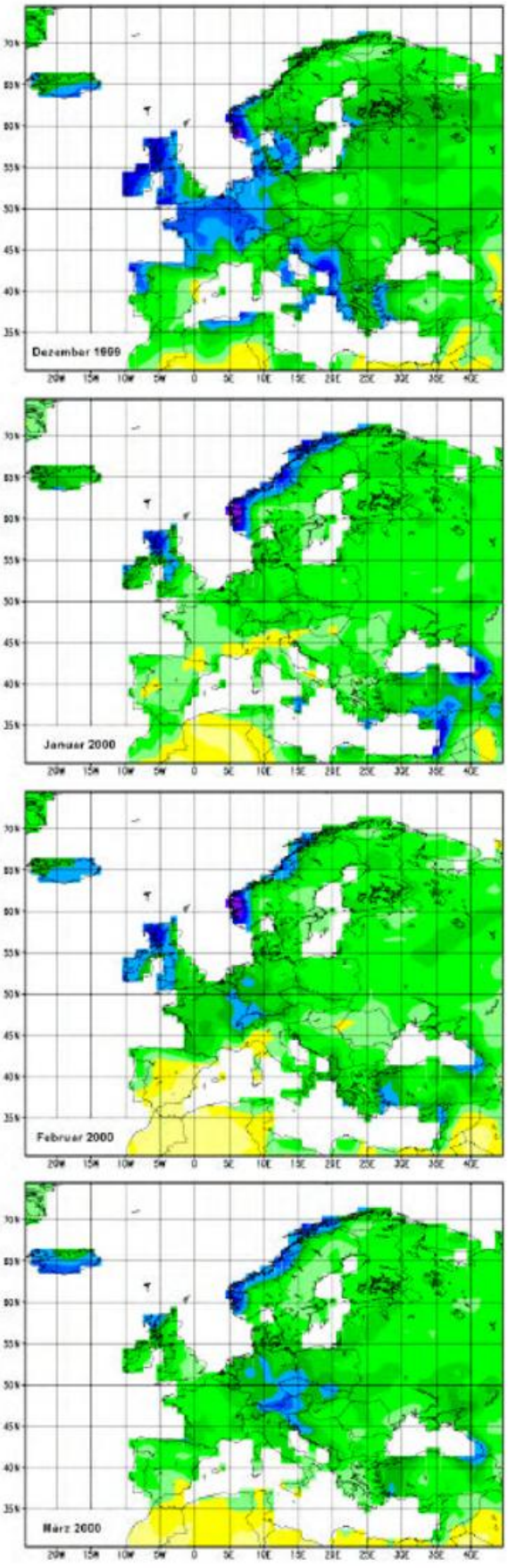


Abb.3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm

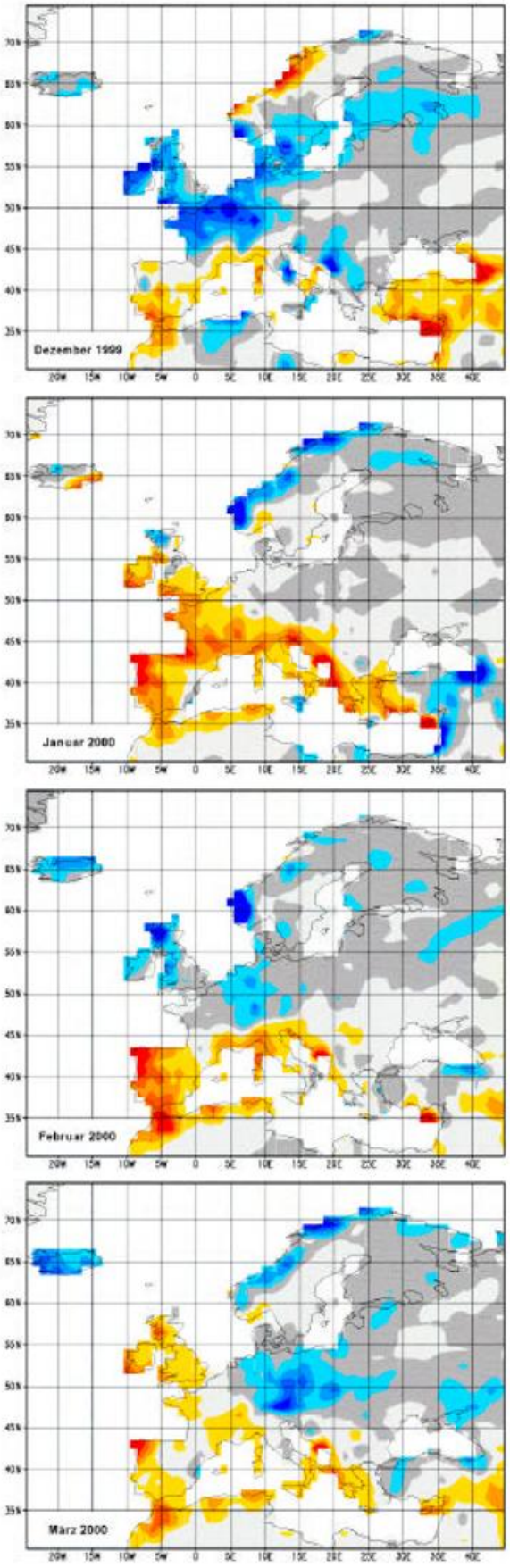


Abb.3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961–1990)

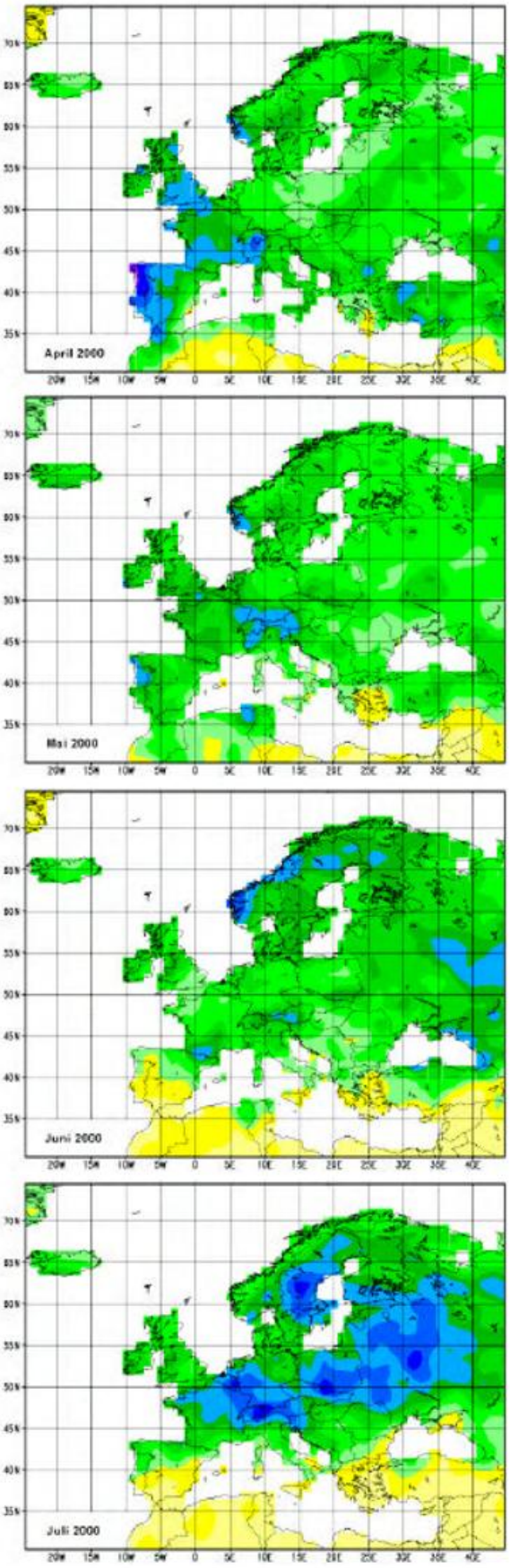


Abb.3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm (Fortsetzung)

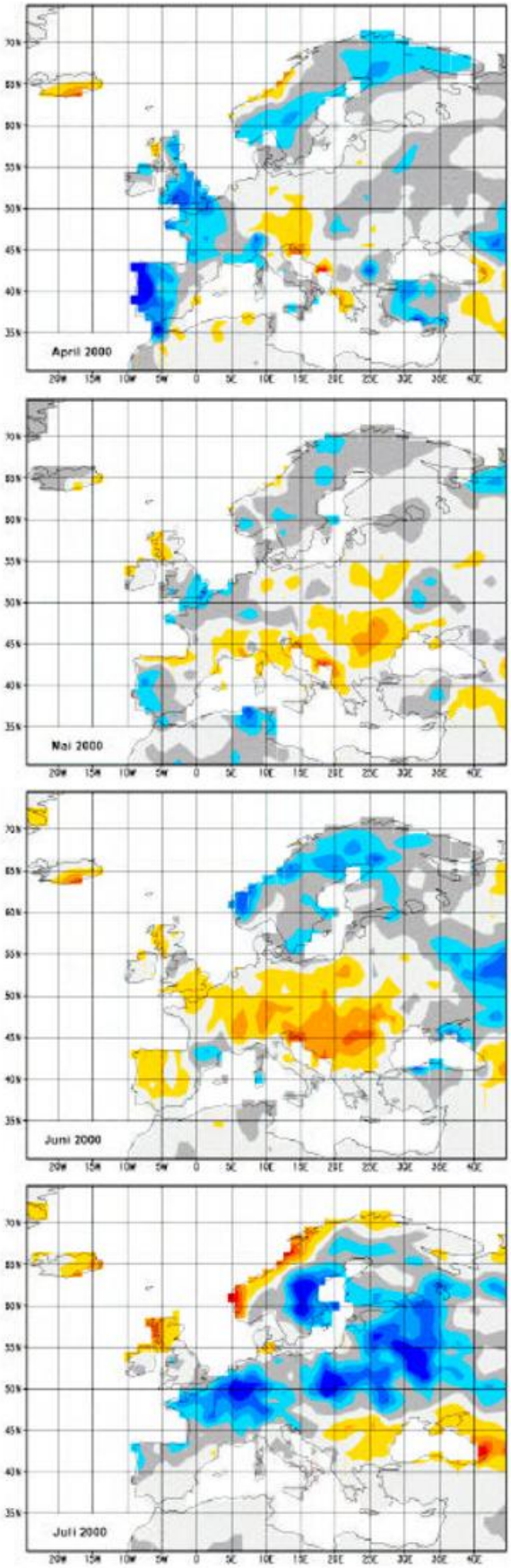
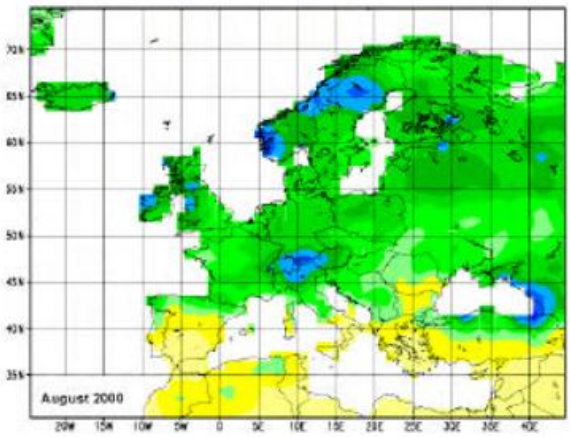
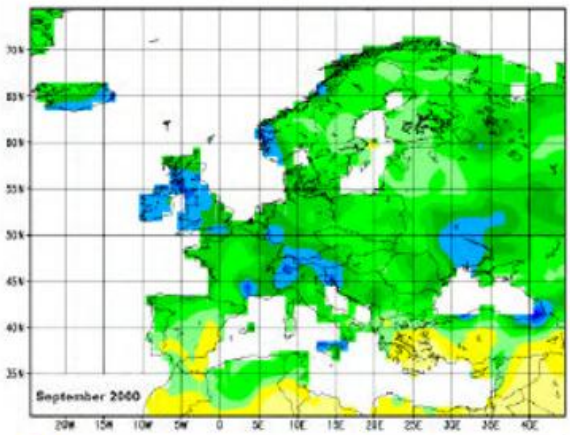
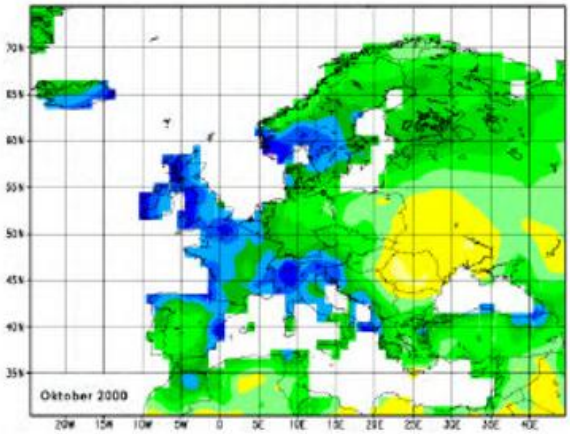


Abb.3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961–1990)







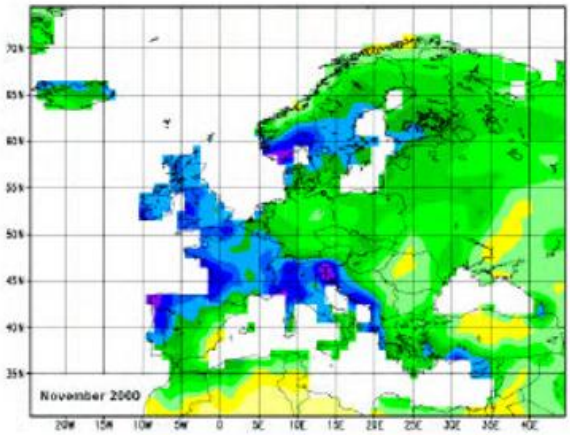
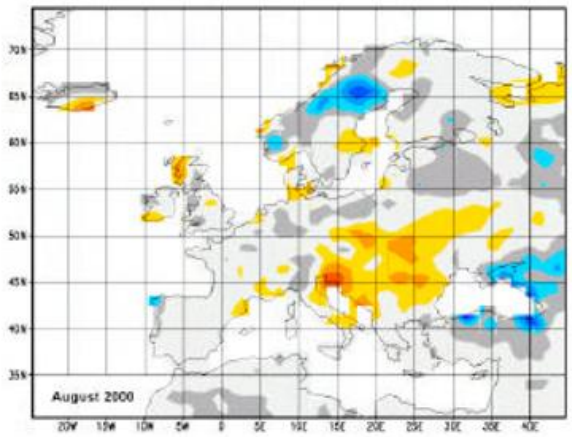
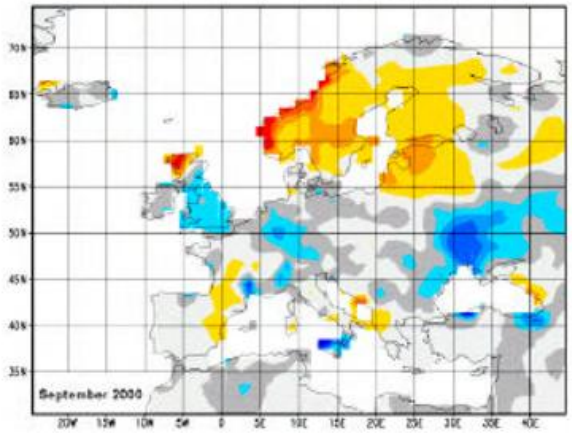
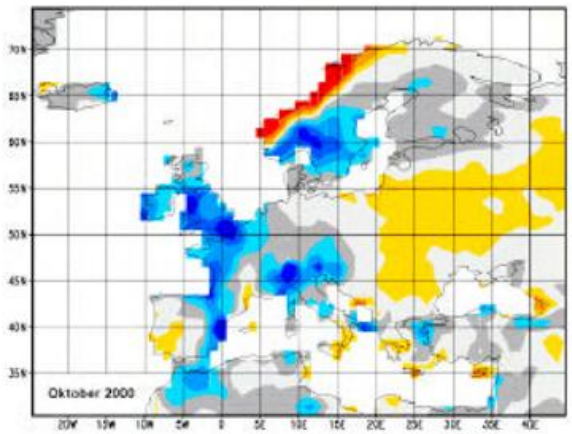


Abb.3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm (Fortsetzung)







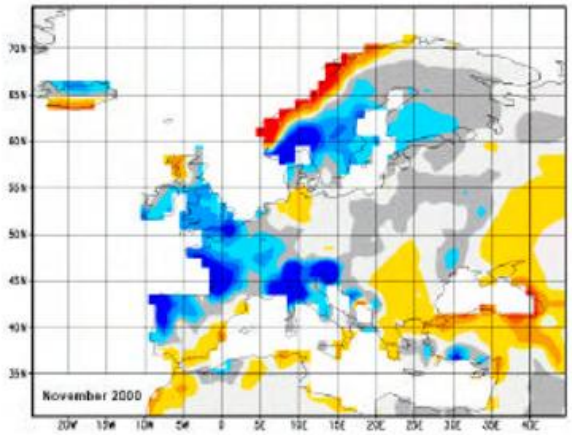


Abb.3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961–1990)

Hinweise zur Datenbasis und Methodik:

Die Niederschlagskarten aus diesem Beitrag beruhen auf Rasterdaten, die regelmäßig monatlich auf der Basis konventionell gemessener Niederschläge im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) berechnet werden. Das WZN wird im Deutschen Wetterdienst in Offenbach als ein Beitrag zum Global Precipitation Climatology Project (GPCP) des Weltklimaforschungsprogramms (WCRP) betrieben.

Für die monatliche Analyse werden die im DWD, Offenbach regelmäßig über das globale Fernmeldesystem GTS empfangenen täglichen SYNOP- und monatlichen CLIMAT-Meldungen verwendet. Mit der Ergänzung durch SYNOP-Daten, welche in der NOAA (Washington DC, USA) empfangen und dem WZN bereitgestellt werden, ergibt sich eine Datenbasis von weltweit fast 7.000 Stationen. Die benutzten Daten werden auf Kodierungs- oder andere Fehler hin geprüft.

Zur Berechnung von Anomalien werden Bezugswerte benötigt. Leider liegen solche nur für ca. 3.800 der zur Analyse verwendeten 7.000 Stationen vor. Zusätzlich verfügbar sind jedoch Bezugswerte von 15.000 Stationen, die nicht zu den monatlichen Analysestationen gehören. Die Verwendung von inkonsistenten Datenkollektiven kann jedoch zu Fehlern in den im Raster berechneten Anomalien führen, insbesondere dann, wenn die reale Orographie innerhalb des betrachteten Rasters oder Gebietes eine starke Ausprägung aufweist.

Da das Kollektiv der 3.800 Bezugswertestationen als zu gering angesehen wird, werden die monatlichen Anomalien auf der Basis der gerasterten 7.000 monatlichen Daten und der gerasterten rund 19.000 Bezugswerte berechnet. Die Rastergröße beträgt 1° mal 1° geographische Breite und Länge. Die in den Abbildungen dargestellten Karten wurden geglättet.

Die monatlichen Rasterdaten des WZN liegen innerhalb von etwa zwei Monaten nach Beobachtung vor und können interaktiv mit Hilfe eines Web Browsers visualisiert sowie als Bild oder als Daten gespeichert werden.

Die Internet-Adresse ist: http://www.dwd.de/research/gpcc/visualizer

Kritik an den Produkten und der Dokumentation ist sehr willkommen. Insbesondere Hinweise auf Unstimmigkeiten in den Analysen sind zur Qualitätskontrolle und –sicherung sehr wichtig. Sie werden in der Weiterentwicklung der Methodik berücksichtigt. Kommentare können per email an das WZN (bruno.rudolf@dwd.de) gesendet werden.

Danksagung: Die Informationen zu den Überschwemmungen wurden von Christiana Lefebvre (DWD, FE 26, Außenstelle Hamburg) auf der Basis verschiedener Quellen (Roger Brugge, University of Reading, Zumeldungen einzelner Länder) für diesen Beitrag zusammengestellt.

Extreme Niederschlagsdargebote aus Regen und Schneeschmelze für Deutschland

Th. Günther, H. Matthäus

Einleitung

Bei der Untersuchung winterlicher Hochwasserereignisse muss der Einfluss der Schneedecke auf den Wasserhaushalt berücksichtigt werden. Da die im Winter fallenden Niederschläge in einer Schneedecke gespeichert werden können, kommen sie nicht unmittelbar zum Abfluss, sondern erst nach längerer Zeit (bis zu Monaten). Die hydrologische Wirksamkeit von (extremen) Winterniederschlägen wird somit bei Vorhandensein einer Schneedecke durch die zeitliche Verzögerung von Ablagerungs- und Schmelzprozessen modifiziert.
Die Abb. 1 veranschaulicht beispielhaft für eine ausgewählte Winterperiode an der Station Braunlage die Unterschiede in der zeitlichen Verteilung des gefallenen Niederschlages (Abb. 1 b) und des hydrologisch wirksamen Niederschlagsdargebots (Abb. 1c). Die Speicherung des Niederschlags in der Schneedecke über mehrere Monate (Abb. 1a) verursacht zwischen Anfang Januar bis Ende Februar 1984 – mit eintägiger Unterbrechung – eine aus hydrologischer Sicht ca. 60-tägige „Trockenperiode“ mit allen Konsequenzen für das Abflussgeschehen. Die in dieser Periode gespeicherten Wasseräquivalente werden dann in den intensiven Schmelzperioden abgebaut mit Schmelzbeträgen (verstärkt durch Regen) bis zu 243 mm in 10 Tagen.

Durch den Abbau der in der Schneedecke gespeicherten Niederschläge können bei Zusammentreffen mit starkem Regen Extremwerte auftreten, die in ihrer Höhe vor allem in schneehydrologisch relevanten Gebieten die Extremwertstatistik entscheidend beeinflussen. Das bedeutet, dass die Bemessung von wasserwirtschaftlichen Anlagen – wie z. B. von Dämmen, Deichen oder Talsperren – auf der „unsicheren“ Seite liegt, wenn der Schmelzwasserbeitrag vernachlässigt wird. Das trifft auf Gebiete in mittleren und höheren Lagen der Gebirge (> 400 m) in besonderem Maße zu.

Starkniederschlagshöhen stehen als flächendeckende Information für Deutschland bereits zur Verfügung [KOSTRA-Untersuchung, Bartels et. al., 1997]. Der Schneedeckeneinfluss wurde bei diesen extremwertstatistischen Auswertungen jedoch noch nicht berücksichtigt. Bisherige Angaben zu extremen Werten der Wasserabgabe aus der Schneedecke plus Regen sind überwiegend nur standortbezogene bzw. für spezielle Einzugsgebiete gültige Abschätzungen der möglichen Größenordnung dieser Werte [Guttenberger 1991, Sui 1999]. Um den relevanten Einfluss der Schneedeckenentwicklung auf die regionale Verteilung extremer Niederschlagsdargebote flächendeckend für ganz Deutschland zu untersuchen, wurde das Projekt „Regionalisierung der Extremwerte der Wasserabgabe aus Niederschlag und Schneedecke (REWANUS)“ durchgeführt.

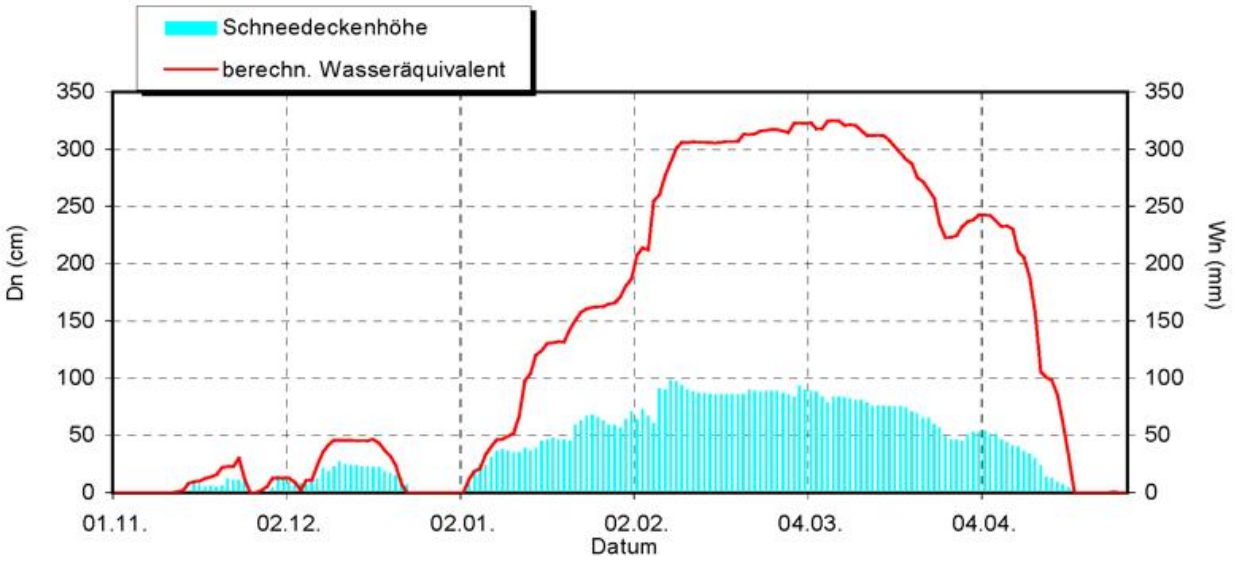


Abb. 1a Schneedeckenhöhe (Dn) und Wasseräquivalent der Schneedecke (Wn)
Station: Braunlage 1983/84.

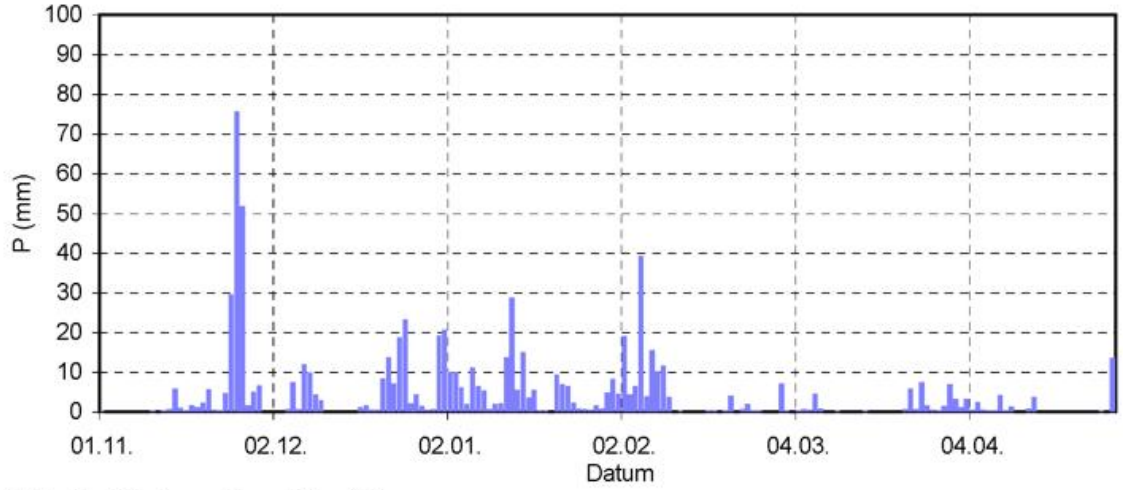


Abb. 1b Niederschlagshöhe (P)
Station: Braunlage 1983/84.

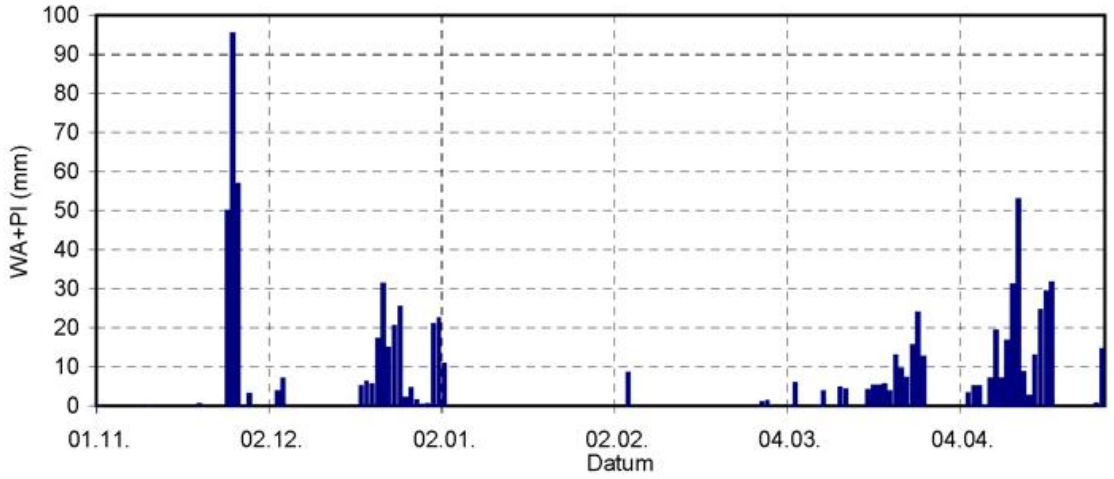


Abb. 1c Niederschlagsdargebot = Schmelzwasser (WA) + Regen (Pl)
Station: Braunlage 1983/84.

Datengrundlage, Methodik

Das Niederschlagsdargebot (= Summe aus Wasserabgabe aus der Schneedecke plus Regen) kann messtechnisch nicht erfasst werden. Die Komponente „Wasserabgabe“ aus der Schneedecke ist direkt nur aus zeitlich aufeinanderfolgenden Messungen des Wasseräquivalents der Schneedecke zu ermitteln, diese werden aber nur im Abstand von zwei bis drei Tagen und nur an ausgewählten Stationen ausgeführt. Zur kontinuierlichen Bereitstellung von täglichen Werten des Niederschlagsdargebots wurde das Schneemodell SNOW-K [Rachner, Schneider, 1992] verwendet. Im Modell SNOW-K werden mit Hilfe von Tageswerten der Lufttemperatur, des Dampfdrucks, der Sonnenscheindauer und der Niederschlagshöhe Datenreihen (Tageswerte) des Wasseräquivalents der Schneedecke und des Niederschlagsdargebots erzeugt. Die Verifikation der abgeleiteten Werte erfolgte standortbezogen mit Hilfe der Messwerte des Wasseräquivalents. Die mit dem Schneemodell ermittelten täglichen Werte des Niederschlagsdargebots bilden das Datenmaterial für die extremwertstatistische Auswertung.

Die für die Extremwertstatistik von Starkniederschlägen (KOSTRA) angewendeten Methoden, wie z. B. die Erstellung von partiellen Extremwertserien und die Anpassung an eine Verteilungsfunktion, sind in modifizierter Form auch für die extremwertstatistische Analyse des Niederschlagsdargebots gültig. Die Extremwerte (Zeitraum 1961/62 – 1990/91, Monate November bis April) werden in Abhängigkeit von der Dauerstufe und der Wiederkehrzeit analysiert.

Die standortbezogenen Extremwertberechnungen des Niederschlagsdargebots erfolgten für 363 Klimastationen des DWD. Eine Gesamtübersicht über diese Stationen zeigt die Abb. 2.

Das Problem der Regionalisierung der standortbezogen ermittelten Extremwerte konnte durch die Einbeziehung des mittleren Winterniederschlages gelöst werden. Gut gesicherte Regressionsbeziehungen ermöglichten es, für jede Station mit verfügbarer mittlerer Winterniederschlagshöhe die Extremwerte des Niederschlags-dargebots der jeweiligen Dauerstufe und Wiederkehrzeit zu berechnen. Auf diese Weise konnte die hohe räumliche Informationsdichte des „Gesamtnetzes – SYNOP-/ KLIMA-/Niederschlagsstationen“ genutzt werden. Auf der Grundlage der gefundenen Regressionszusammenhänge wurden zunächst stationsbezogene Extremwerte für 5402 Messstandorte berechnet. Ausgehend von diesen 5402 Stationen erfolgte die Regionalisierung durch entfernungsabhängige Interpolation der Extremwerte des Niederschlagsdargebots auf die Mittelpunkte der Rasterflächen (8,5 x 8,5 km).

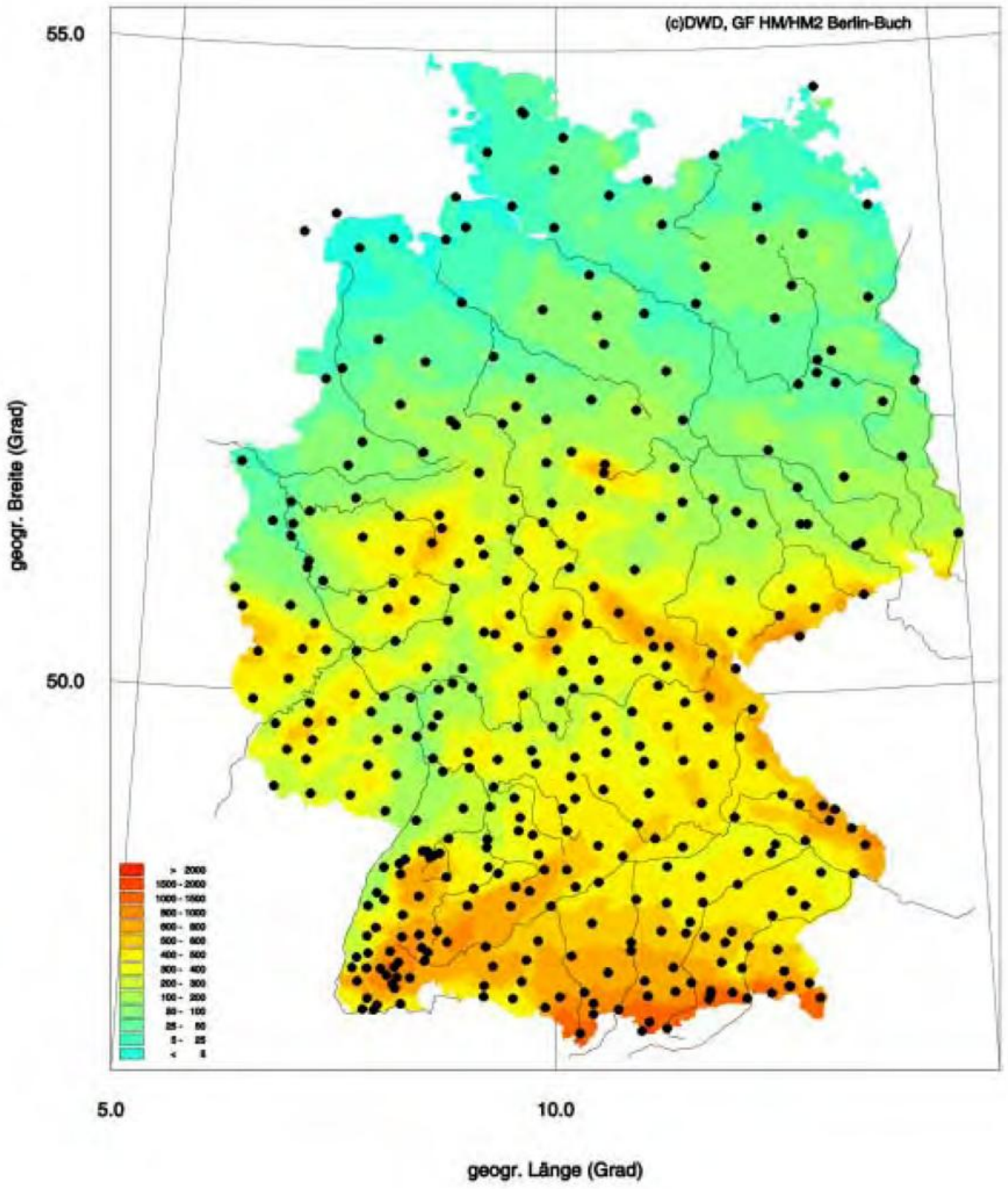


Abb. 2 Gesamtübersicht über die im Projekt REWANUS extremwertstatistisch ausgewerteten

Klimastationen.

Ergebnisse

Einen Schwerpunkt bildeten zunächst detaillierte standortbezogene Untersuchungen der Extremwerte des Niederschlagsdargebots in verschiedenen Mittelgebirgsregionen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Höhenabhängigkeit und des Anteils der Wasserabgabe aus der Schneedecke. Der Einfluss der Schneedecke ist regionalklimatisch unterschiedlich und hängt insbesondere von der kontinentalen Beeinflussung und von der Geländehöhe ab. Beide Faktoren bestimmen wesentlich das Verhältnis fester zu flüssiger Niederschlag. Darüber hinaus sind die speziellen Standortbedingungen (z. B. Windexposition, Nord- oder Südhang, Luv- oder Leelage) für die von Station zu Station oft sehr unterschiedlichen Anteile der Wasserabgabe aus der Schneedecke am Niederschlagsdargebot verantwortlich. Die in Abb. 3 für die Stationen Freudenstadt (797 m) und Klippeneck (973 m) dargestellten Extremwerte für die Dauerstufen D = 1 bis 10 Tage verdeutlichen besonders solche standortbedingten Unterschiede. Freudenstadt erreicht zwar hohe absolute Schmelzwasserwerte, aber gleichzeitig auch hohe Werte des Niederschlagsdargebots insgesamt, die den Anteil der Wasserabgabe aus der Schneedecke auf rund 20 % drücken.

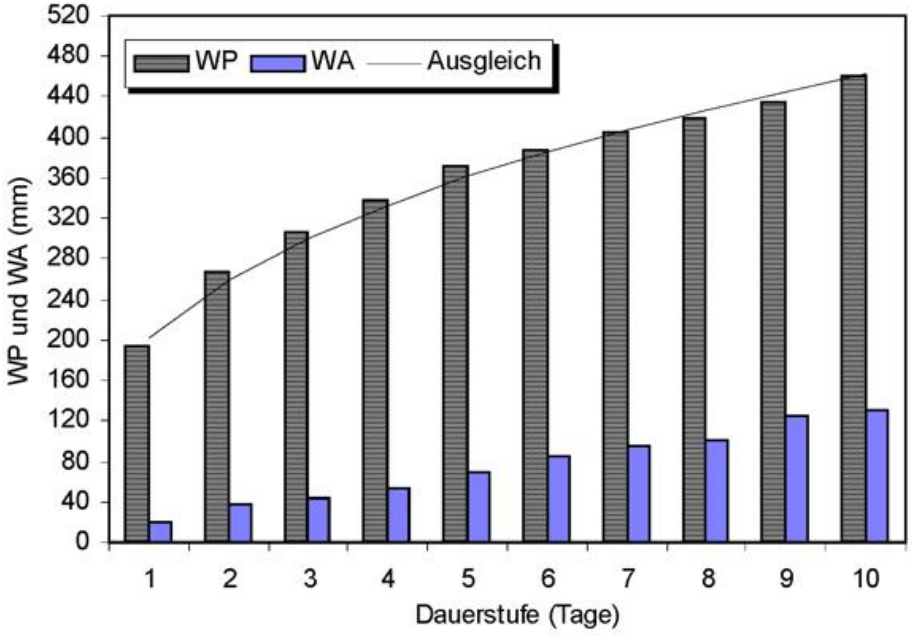


Abb. 3a Extreme Niederschlagsdargebote (WP) und Wasserabgabe aus der Schneedecke (WA) für 10 Dauerstufen (Tage); Wiederkehrzeit T = 100 Jahre.

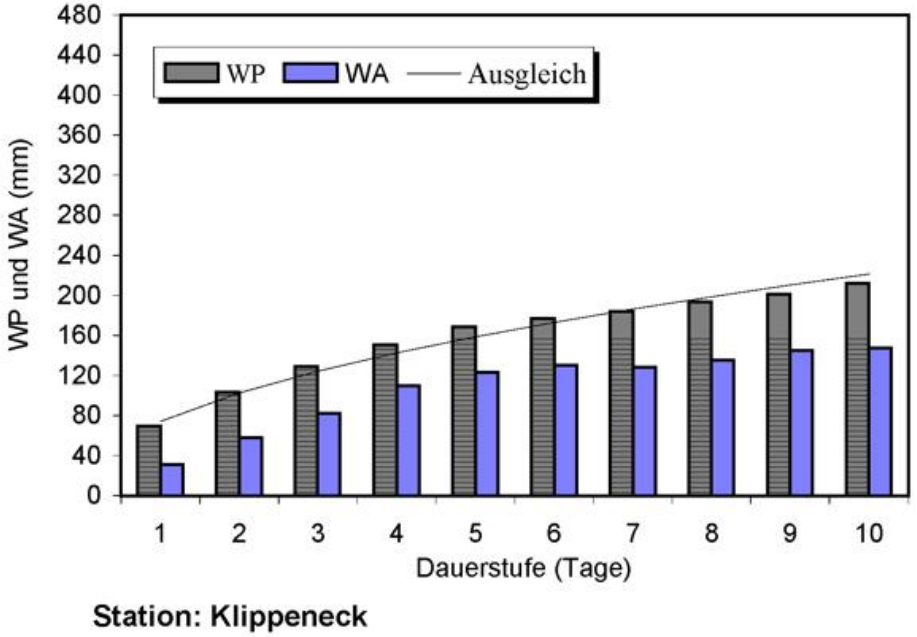


Abb. 3b Extreme Niederschlagsdargebote (WP) und Wasserabgabe aus der Schneedecke (WA) für 10 Dauerstufen (Tage); Wiederkehrzeit T = 100 Jahre.

Zusätzlich zu der in Abb. 3 dargestellten Größenordnung der Wasserabgabe aus der Schneedecke (WA) im Vergleich zum Extremwert des Niederschlagsdargebots (WP) werden in Abb. 4 die Untersuchungsergebnisse zur Höhenabhängigkeit gezeigt. Erst ab einer Dauerstufe von vier Tagen kann von einem Zusammenhang zwischen WA/WP und der Höhe über NN ausgegangen werden. Für die Dauerstufen D = 1 bis 3 Tage nimmt das Verhältnis WA/WP in größeren Höhen (über 1000 m) wieder ab. Im Allgemeinen gilt jedoch, dass sich das Verhältnis WA/WP mit zunehmender Stationshöhe erhöht.

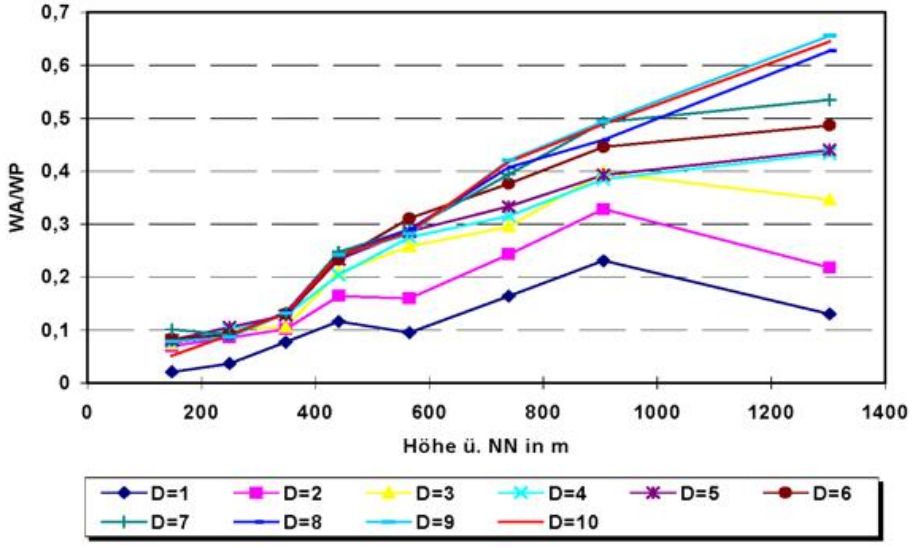


Abb. 4 Verhältnis der Wasserabgabe aus der Schneedecke zum Extremwert des Niederschlagsdargebots (WA/WP) für 10 Dauerstufen (Tage) in Abhängigkeit von der Höhe ü. NN. Gebiet: Schwarzwald/Schwäbische Alb.

Als wichtigstes Ergebnis der Untersuchungen im Rahmen des Projektes REWANUS können flächendeckend und rasterorientiert Extremwerte des Niederschlagsdargebots im hydrologischen Winterhalbjahr für 11 Dauerstufen (0,5; 1, 2, ..., 10 Tage) und 8 Wiederkehrzeiten (0,5; 1, 2, 5, 10, 20, 50 und 100 Jahre) als Karten dem Nutzer zur Verfügung gestellt werden. Zwei Kartenbeispiele, die extremen Niederschlagsdargebote für die Dauerstufen D = 24 h bzw. D = 72 h (Wiederkehrzeit T = 100 Jahre), werden in den Abbildungen 5 und 6 vorgestellt.

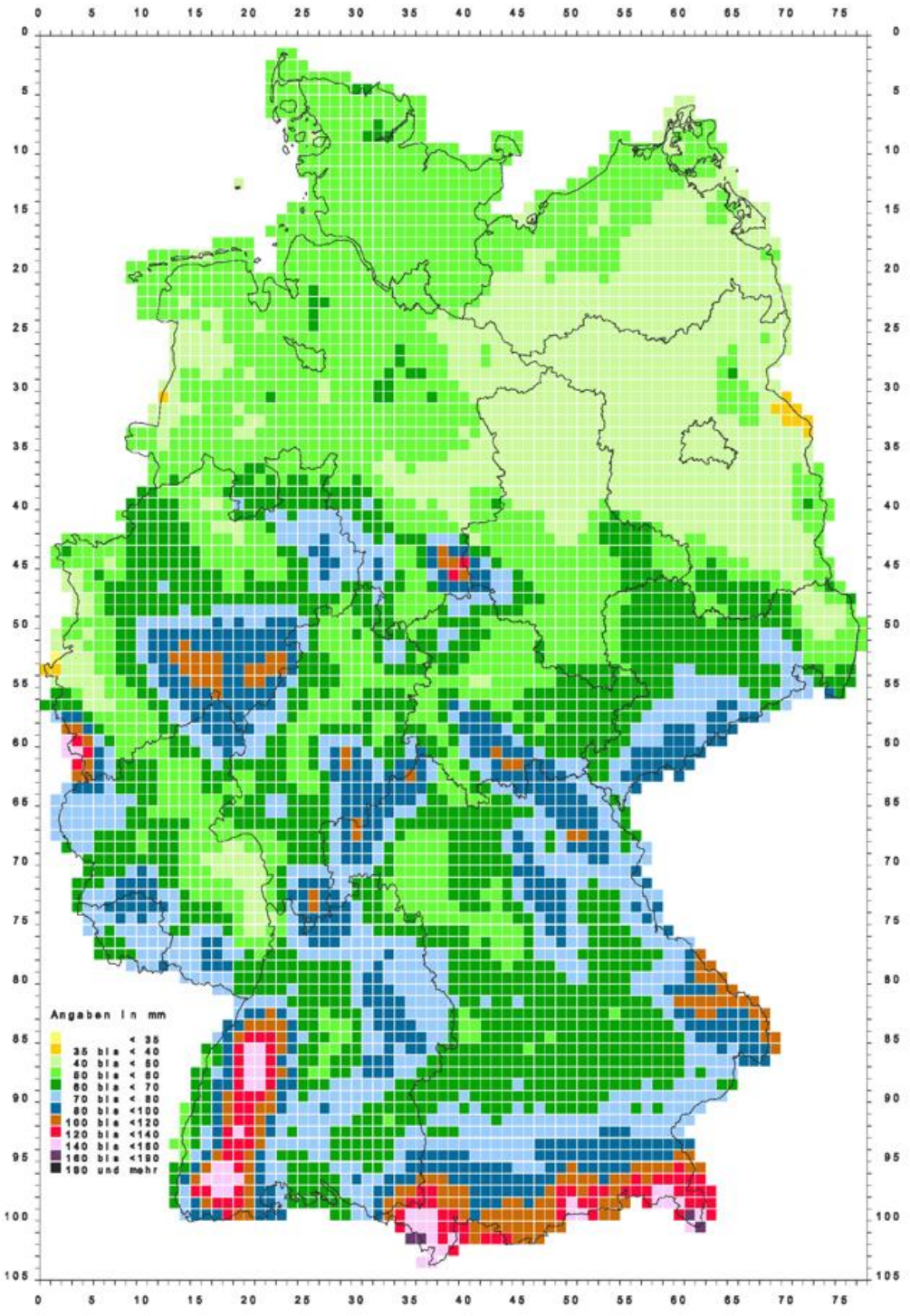


Abb. 5 Extreme des Niederschlagsdargebots November bis April, D = 24 h; T = 100 a

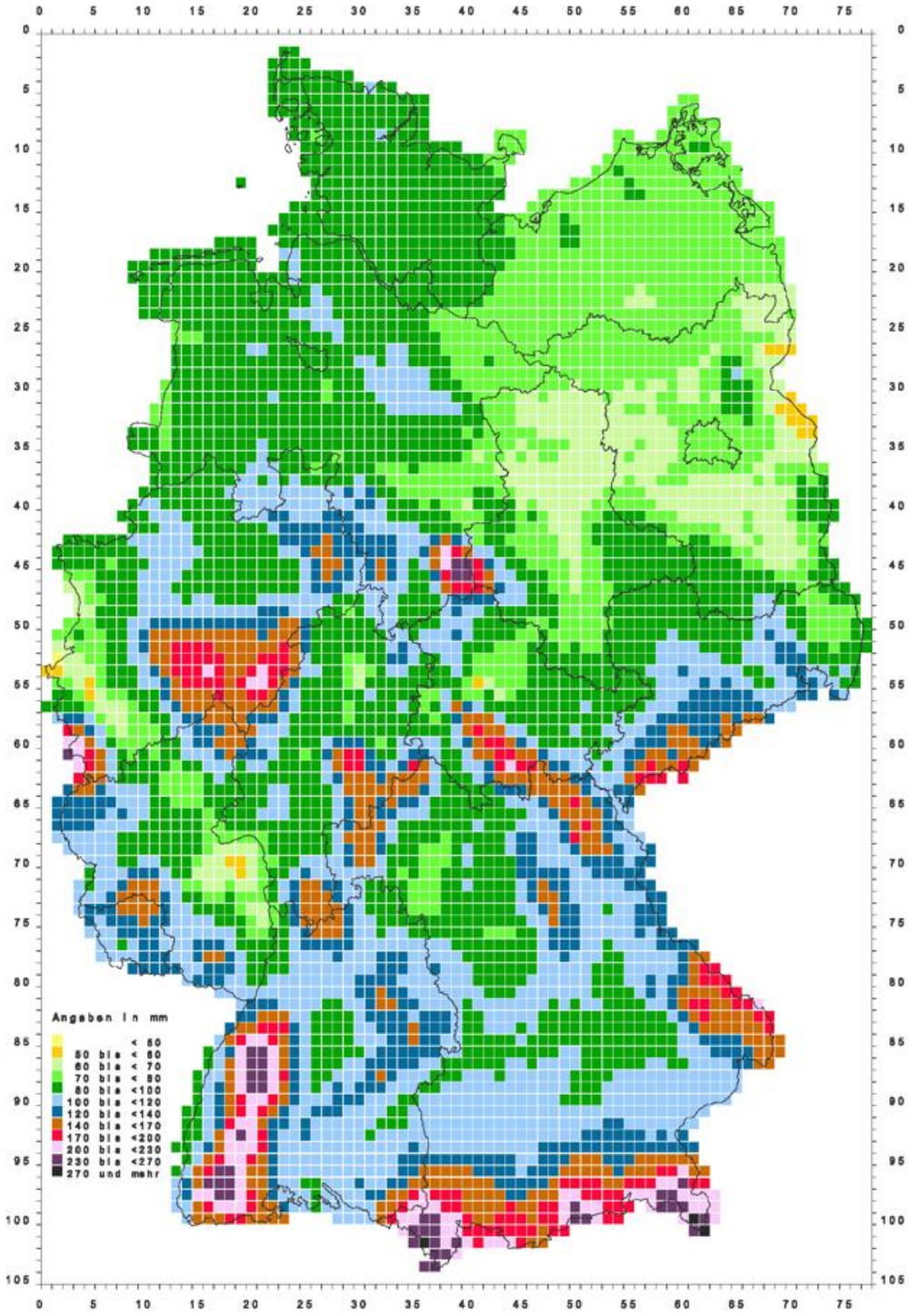


Abb. 6 Extreme des Niederschlagsdargebots November bis April, D = 72 h; T = 100 a

Die erhaltenen Ergebnisse bestätigen die Notwendigkeit der Berücksichtigung des Schneedeckeneinflusses bei der Ermittlung extremer Niederschlagsdargebote. Im Vergleich zu den Extremwerten des Starkniederschlags (KOSTRA) muss – bezogen auf alle Rasterflächen – im Winterhalbjahr im Mittel mit einer Erhöhung von ca. 15 % (Dauerstufe D = 1 Tag) bis ca. 25 % (Dauerstufe D = 3 Tage) gerechnet werden.

Literatur

Bartels, H.; Malitz, G.; Asmus, S.; Albrecht, F.M.; Dietzer, B.; Günther, T.; Ertel, H.(1997): Starkniederschlagshöhen für Deutschland, KOSTRA-Atlas.DWD, Geschäftsfeld Hydrometeorologie, Offenbach am Main

Guttenberger,J.(1991):Bemessungsniederschläge aus Regen und Schneeschmelze. Informationsberichte des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft,Heft 2

Rachner, M.; Schneider, G. (1992): Ermittlung extremer Werte des Niederschlagsdargebots aus Schneeschmelze und Regen auf der Grundlage der langjährigen Potsdamer Reihe (1893 bis 1987). Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 36, S. 115-119

Sui, J. (1998): Hochwasserabflüsse aus Regen und Schnee in Mittelgebirgs- Einzugsgebieten am Beispiel von Nordbayern.Fachgebiet Wasserbau und Wasserwirtschaft, Universität Kaiserslautern, Berichte, 8

Starkniederschläge im Herbst 2000 in Europa

T. Fuchs

Einleitung

Viele Regionen Europas wurden im Herbst 2000 von lang andauernden und überdurchschnittlich hohen Niederschlägen überzogen. Betroffen waren viele Nordsee- und Mittelmeeranrainerstaaten, besonders schwer erwischte es Gegenden in England und Wales sowie in Norditalien und der Schweiz. Überschwemmungen (Abb. 1) und Erdrutsche (Abb. 2) hatten Schäden in Milliardenhöhe zur Folge.



Abb. 1 Aufnahme aus der englischen Stadt York vom November 2000 (Foto: Ian Britton, aus http://www.freefoto.com/floods/)



Abb. 2 Luftaufnahme der eingestürzten Brücke ‚Ponte Sul Sangone', Giaveno, Provinz Turin (Italien) vom Oktober 2000 (Foto: http://www.provincia.torino.it/emergenza/)

Daten und Analyseverfahren

Zeitnahe Analysen von grenzübergreifenden Niederschlagsereignissen müssen sich in erster Linie auf synoptische Daten stützen, die über das globale Fernmeldesystem (GTS) der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) verbreitet und im DWD empfangen werden. Diese Daten werden im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) routinemäßig ausgewertet (Rudolf, 1995). Dabei werden alle in der Analyse verwendeten Daten gründlich kontrolliert und korrigiert.

Das operationelle Analysesystem des WZN und die Nutzung weltweiter synoptischer Daten (SYNOP) ermöglichen bei besonderen Ereignissen, wie den heftigen Niederschlägen im Herbst 2000, eine zeitnahe regionale Analyse von täglichen und mehrtägigen Niederschlagshöhen. Für Europa standen die Messdaten von mehr als 1500 synoptischen Stationen zur Verfügung. Eine neue Methode zur Korrektur des systematischen Messfehlers verursacht durch Windeinfluss und Verdunstung erlaubt die genauere Abschätzung der tatsächlich gefallenen Niederschlagsmengen (Fuchs et al., 2001). Die räumliche Interpolation von Punkt- auf Rasterwerte erfolgte mit einem Kriging-Verfahren (siehe z.B. Journel und Huijbregts, 1978). Zur klimatologischen Einordnung der Episode wurden längere Zeitreihen der monatlichen Niederschlagshöhe sowie Bezugswerte des Zeitraums 1961-90 verwendet.

Wetterlage

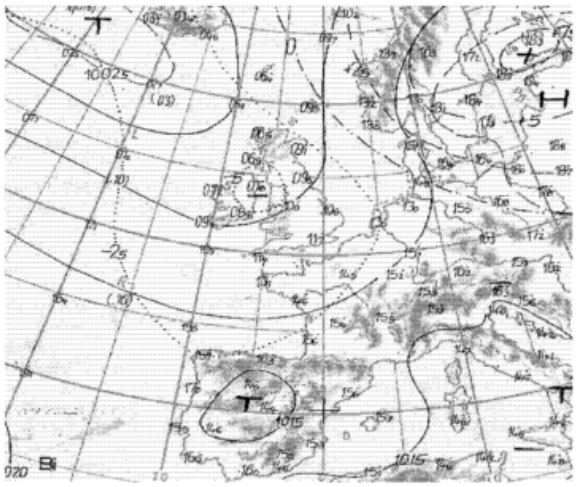


Abb. 3 Mittlerer Luftdruck (NN) (durchgezogen) und Abweichung vom Luftdruck der Periode 1951-1960 (gepunktet) im Monat September 2000 (Quelle: Klimatologische Übersicht für Europa und den Nordatlantik (KEU), regelmäßige Beilage zur Berliner Wetterkarte, FU Berlin, 2000).

Im Mittel des September 2000 war die nordatlantische Westwindzone auf der Vorderseite eines kräftigen nordostkanadischen Troges auf Westeuropa gerichtet (FU Berlin, 2000). Daher erstreckte sich der Einflussbereich des Islandtiefes über die Britischen Inseln hinweg weit nach Mitteleuropa (vgl. Abb. 3). Trogvorstöße reichten in der zweiten Septemberhälfte bis in den Mittelmeerraum (DWD, 2000), was im Stau der Alpensüdseite zu intensiver Niederschlagsaktivität führte.

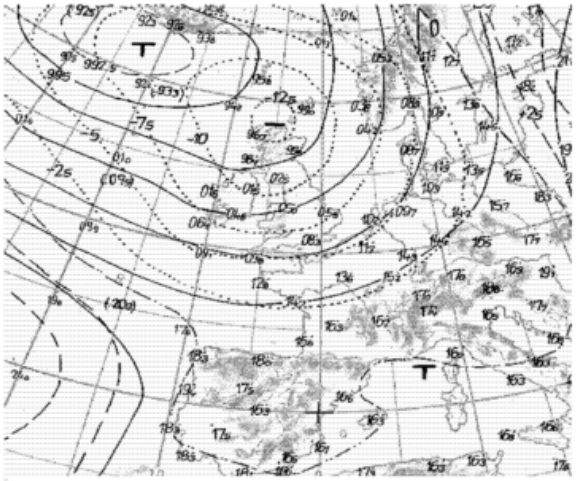


Abb. 4 wie Abb. 3, aber für Monat Oktober 2000.

Im Oktober intensivierte sich auf dem Nordatlantik und in Westeuropa die zyklonal geprägte Witterung des Vormonats (FU Berlin, 2000). Ein kräftiges Tief überdeckte die Britischen Inseln sowie Nordfrankreich und Südwest-Skandinavien (vgl. Abb. 4) und verstärkte sich bis zum Monatsende zu einem Orkan (DWD, 2000). Auf der Vorderseite eines sehr kräftigen Troges über Westeuropa gelangten mehrmals Tiefausläufer in den Mittelmeerraum, was im Alpenstau zu Starkniederschlägen führte.

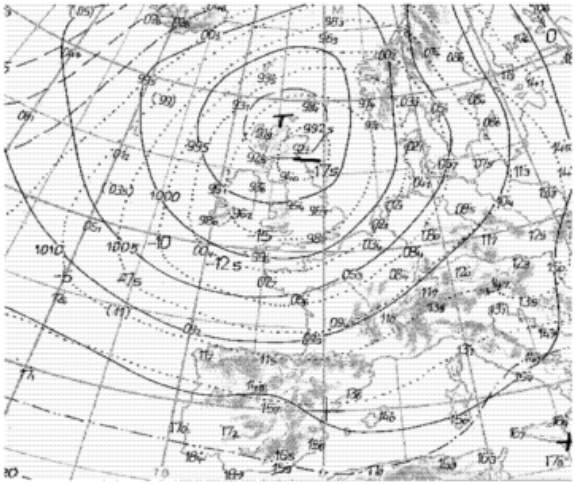


Abb. 5 wie Abb. 3, aber für Monat November 2000.

Auch im November setzte sich die intensive Tiefdruckaktivität aus dem Vormonat über weiten Teilen West- und Nordeuropas bis in den Mittelmeerraum hinein fort (DWD, 2000). Jetzt lag das Zentrum der Tiefdruckaktivität direkt über den Britischen Inseln (vgl. Abb. 5), was dort zu Dauerniederschlägen führte. Austrogungen des kräftigen westeuropäischen Troges führten in Verbindung mit Staueffekten wiederum zu starken Niederschlägen im Mittelmeerraum sowie in Südwest-Skandinavien.

Niederschlag

Eine erste Übersicht der Niederschläge im Herbst 2000 geben die monatlichen Routine-Analysekarten des WZN (s. Seite **Fehler! Textmarke nicht definiert.**) Eine monatliche Auflösung ist aber für eine Analyse des zeitlichen Verlaufes von Niederschlagsereignissen, die zu Hochwasser führten, zu grob. Hierzu eignen sich höhere zeitliche Auflösungen, wie die nachfolgenden halbmonatlichen Verteilungen, besser.

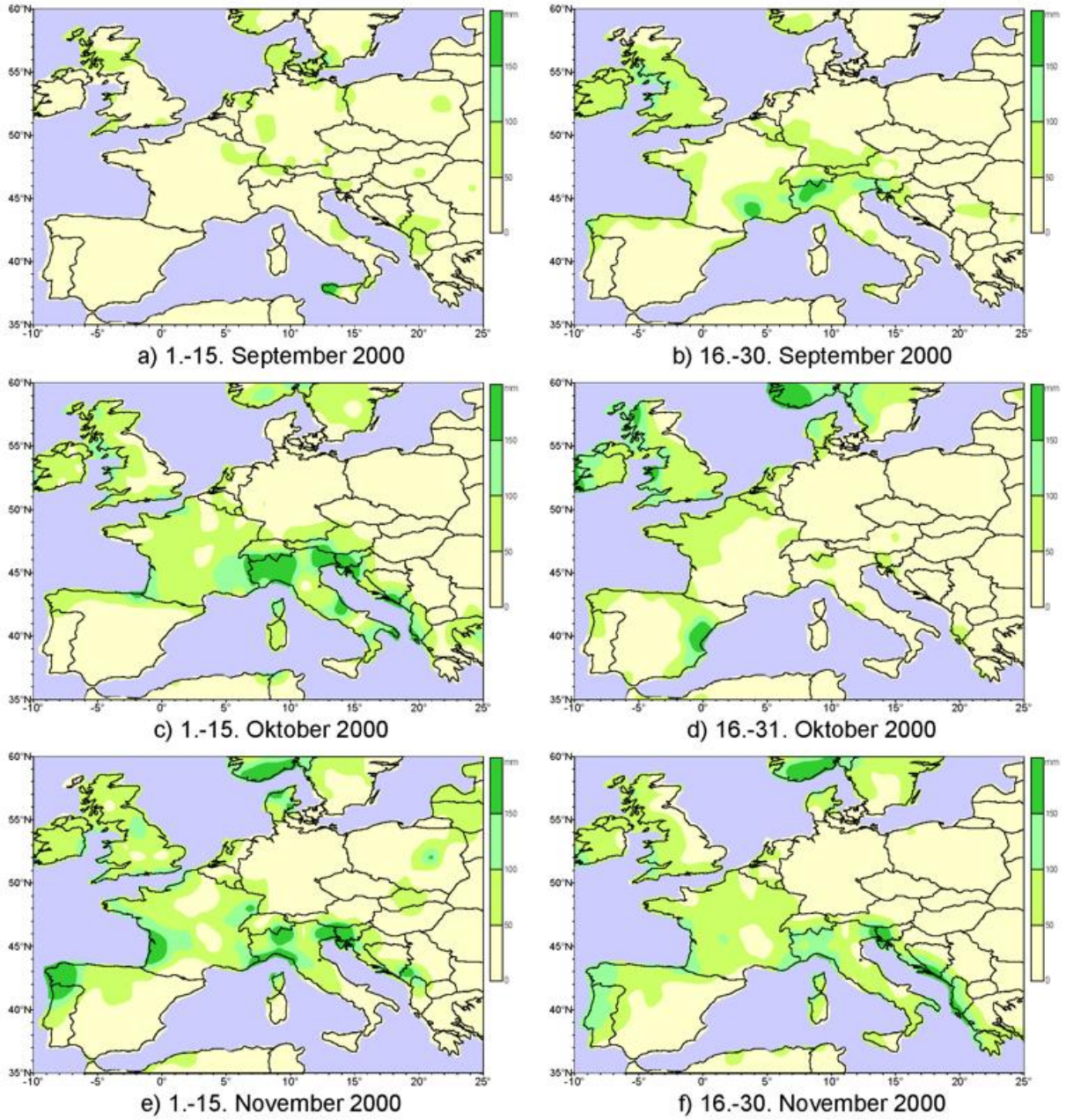


Abb. 6 Räumliche Verteilung der auf den Landflächen Europas gemessenen Niederschlagshöhen (mm) während 6 Perioden im Herbst 2000.

Die halbmonatliche Auswertung zeigt, dass die Niederschlagsaktivität (Niederschlagshöhen > 50 mm) in der 2. Septemberhälfte (Abb. 6b) über den Britischen Inseln und im Bereich der Adria und Riviera einsetzte. Für die erste Monatshälfte des Oktober erhält man die in Abb. 6c dargestellte Verteilung. Die maximalen Niederschläge von großflächig mehr als 100 mm wurden im Osten und Süden von Großbritannien, im Süden von Norwegen und Schweden, im Norden von Portugal und Spa-

nien, in großen Teilen Frankreich und in den an Riviera und Adria angrenzenden Gebieten gemessen. Die größten Mengen waren am südöstlichen Ende der Biskaya sowie in der Südschweiz, Norditalien und Slowenien zu finden. Verbreitet wurden mehr als 200 mm, örtlich mehr als 300 mm gemessen. In der Südschweiz und Norditalien lagen die maximalen Niederschläge auch darüber, was zu Erdrutschen (Abb. 2) und Hochwasser führte. In der zweiten Oktoberhälfte 2000 (Abb. 6d) traten Niederschlagsmaxima im Westen von Großbritannien und Irland, in Süd-Norwegen (örtlich mehr als 400 mm) sowie in Südost-Spanien auf.

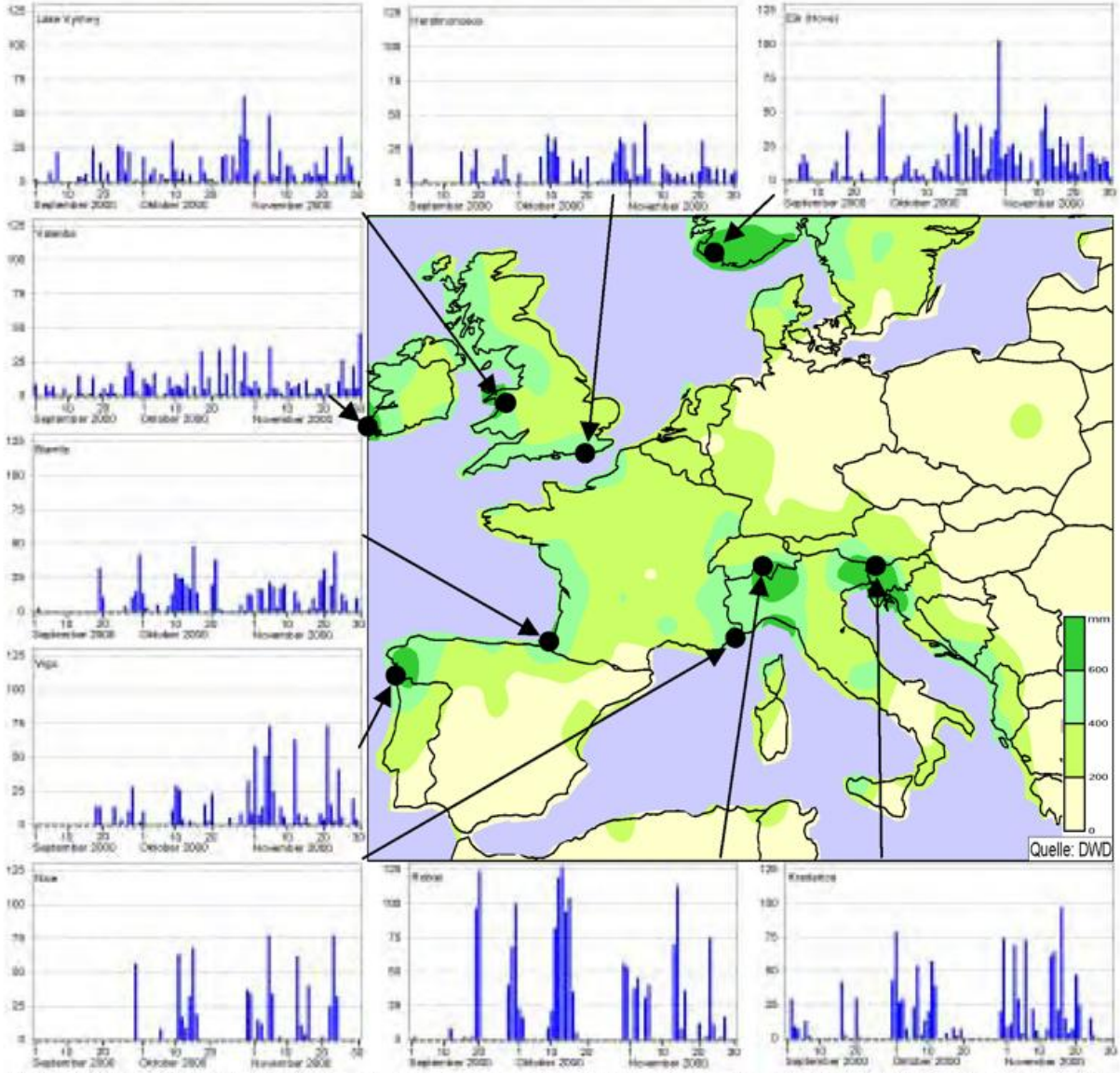


Abb. 7 Räumliche Verteilung der auf den Landflächen Europas im Herbst 2000 gemessenen Niederschlagshöhe und zeitlicher Verlauf der täglichen Niederschlagshöhe an 9 Stationen im Analysezeitraum (kleine Abbildungen).

Auch in der ersten Novemberhälfte (Abb. 6e) regnete es in Europa weiter, am kräftigsten mit Werten von verbreitet mehr als 200 mm und örtlich sogar mehr als 300 mm im Nordwesten Spaniens, an der Biskaya, im Süden von Norwegen, in Norditalien und Slowenien. Die von Hochwasser betroffenen Regionen in England und Wales bekamen Anfang November weiteren Wassernachschub von oben. Die Niederschlagsaktivität setzte sich auch in der zweiten Novemberhälfte fort (Abb. 6f), am

meisten Regen fiel mit Werten von verbreitet mehr als 200 mm und örtlich sogar mehr als 300 mm im Osten der Adria (von Slowenien bis hinunter nach Griechenland) sowie in Süd-Norwegen. In England und Wales regnete es etwas weniger als in den vorigen Wochen, aber die feuchte Witterung dauerte auch dort an.

An den Zeitreihen des täglichen Verlaufes der gemessenen Niederschlagshöhen vom 1. Sep. - 30. Nov. 2000 (Abb. 7) ist der unterschiedliche Charakter der Niederschlagsereignisse an Orten mit ähnlicher herbstlicher Niederschlagshöhe anschaulich zu sehen. Während in den Nordseeanrainerstaaten und an der Biskaya kontinuierliche Niederschläge von z.T. mehr als 50 mm ab Ende September an fast jedem Analysetag auftraten, sind in der Mittelmeerregion kräftigere Niederschläge von bis zu 130 mm aufgeteilt auf nur wenige Tage zu erkennen. Die Niederschlagshöhen im Norden und Westen hingegen waren meist frontal bedingt, im Hauptwirkungsgebiet von kräftigen über längere Zeit nahezu ortsfesten Sturm- und Orkantiefs (vgl. Kap. 3). Die Niederschläge im Mittelmeerraum hingegen hatten meist konvektiven Charakter, verursacht durch starke Gewitter, die sich im Bereich ausgeprägter Tröge über dem warmen Meer bildeten und im Stau von Gebirgen intensivierten.

Klimatologische Einordnung

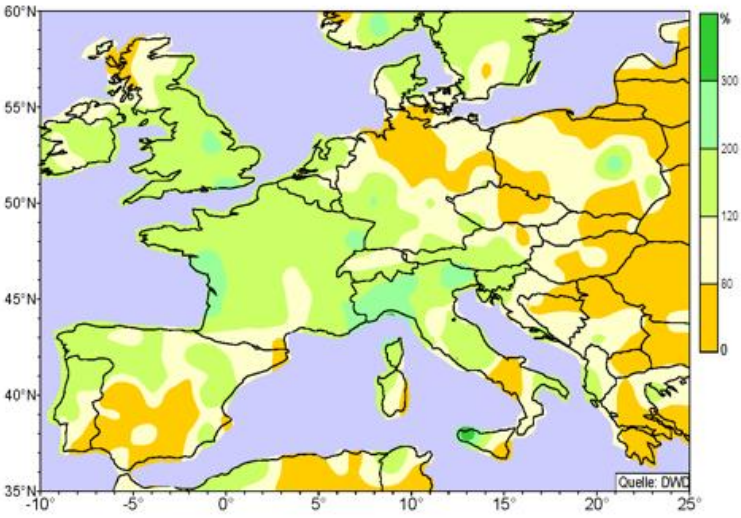


Abb. 8 Räumliche Verteilung der relativen Niederschlagshöhe für den Herbst 2000 in Prozent der Bezugswerte aus dem Zeitraum 1961-1990.

In Abb. 8 sind die Niederschlagshöhen im Herbst 2000 den normalerweise zu erwartenden Bezugswerten 1961-1990 gegenübergestellt. In vielen Regionen West-, Mittel- und Südeuropas wurde das herbstliche Niederschlagssoll übertroffen, regional lagen die Niederschläge sogar oftmals knapp unter bzw. über dem doppelten der Bezugswerte. Nur der Süden der iberischen Halbinsel sowie Osteuropa und der Nordosten Deutschlands waren großflächig zu trocken.

In England und Wales traten als Folge der starken Niederschläge (laut Information des Britischen Wetterdienstes war der September so feucht wie seit 1981 nicht mehr, der Oktober sogar wie seit 1903 nicht mehr und der November der feuchteste seit 1970) die stärksten Überschwemmungen seit 1947 auf. Der diesjährige Herbst war dort mit 492 mm (191 % des Bezugswertes für 1961-1990) der nässeste seiner Art seit Beginn der regelmäßigen Niederschlagsmessungen im Jahr 1766 (Abb. 9).

Die neuesten Ergebnisse (IPCC, 2001) des UN-Gremiums zur Überwachung von Klimaänderungen, IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), zeigen: Der Temperaturanstieg wegen des Anstieges der Treibhausgase ist schon in vielen Regionen der Erde zu beobachten und wird sich laut den neuesten Klimamodell-

prognosen weiter verstärken. Das führt zu einem Anstieg der Verdunstung, was meist eine Zunahme der Niederschläge bedingt (ein Anstieg der Winterniederschläge in Mittel- und und Westeuropa infolge einer Häufung von Westwetterlagen kann schon beobachtet werden (vgl. Rapp, 2000). Wenn die Niederschläge im Mittel zunehmen, werden vermutlich auch extreme Niederschlags- und Hochwasserereignisse häufiger und intensiver auftreten. Das IPCC (IPCC, 2001) sagt daher eine Zunahme von intensiven Niederschlagsereignissen (und daraus folgend u.a. häufigere Überschwemmungen, Erdrutsche und Lawinen) im Verlauf des 21. Jahrhunderts als sehr wahrscheinlich für viele Regionen der Erde voraus.

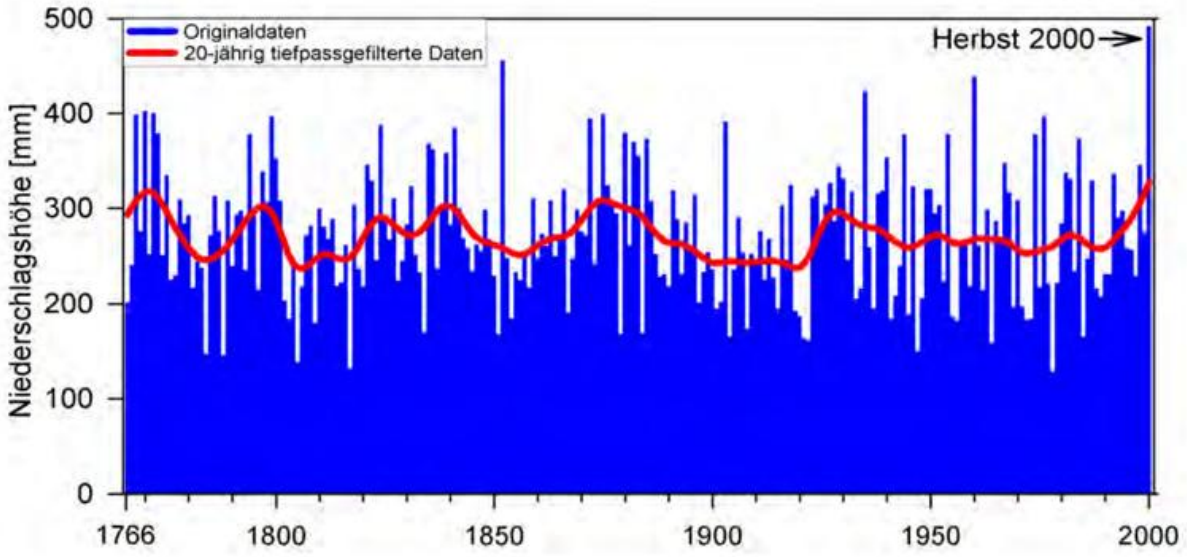


Abb. 9 Verlauf der Herbstniederschläge in England und Wales von 1766-2000 (Datenbasis: Climatic Research Unit, Univ. East Anglia, Norwich, UK und Hadley Centre, UK Met. Office, Bracknell, UK).

Die Häufung von Starkniederschlags- (Easterling et al., 2000) und Hochwassersituationen (wie während der Niederschlagsperiode im Herbst 2000) in den letzten Jahren in Europa ist ein erstes Indiz, dass sich neben der Temperatur- vermutlich auch die Niederschlagsverteilung bei uns in Europa ändert.

Literatur

FU Berlin (2000): Klimatologische Übersicht für Europa und den Nordatlantik (KEU), monatliche Beilage zur Berliner Wetterkarte. Selbstverlag, Berlin.

DWD (2000): Die Großwetterlagen Europas. Monatliche Publikation. Selbstverlag, Offenbach.

Easterling, D.R., J.L. Evans, P. Ya. Groisman, T.R. Karl, K.E. Kunkel and P. Ambenje (2000): Observed variability and trends inextreme climate events: A brief review. Bull. Amer. Meteor. Soc., 81, 417-425.

Fuchs, T. (2000): Starkniederschläge im Herbst 2000 in Europa. Beilage Nr. 263/2000 zur Wetterkarte des Deutschen Wetterdienstes. Ergänzt in Beilage SO 2/01 zur Berliner Wetterkarte. Im Internet unter: http://www.dwd.de/research/klis/produkte/monitoring/hw200010/

Fuchs, T., J. Rapp, F. Rubel and B. Rudolf (2001): Correction of synoptic precipitation observations due to systematic measuring errors with special regard to precipitation phases. Part B in Druck Phys. Chem. Earth.

IPCC (2001): IPCC Third Assessment Report, Policymakers Summary der Reports von IPCC-WGI und IPCC-WGII (http://www.ipcc.ch). Der vollständige Report soll im Laufe des Jahres 2001 von der Cambridge University Press veröffentlicht werden.

Journel, A.G. and Huijbregts, C. (1978): Mining Geostatistics, Academic Press, 600 pp.

Rapp, J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 212, 145 S., Selbstverlag, Offenbach/Main.

Rudolf, B. (1995): Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlags. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 196, 153 S., Selbstverlag, Offenbach/Main.

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil IV)
Das Andauerverhalten der Schneedecke

M. Rachner, G. Schneider, H. Matthäus

In großen Teilen Deutschlands spielt die Schneedecke für hydrologische Belange eine wichtige Rolle. Sie ist ein nicht zu vernachlässigender Faktor der winterlichen Rücklage. Die Speicherung der festen Niederschläge in der Schneedecke kann sich über Wochen und Monate erstrecken und sich dadurch auf den Wasserhaushalt weit über die Winterperiode hinaus auswirken.
Der Einfluss der Schneedecke auf das Abflussregime ist regional sehr unterschiedlich. Westlich einer Linie, die von Karlsruhe in nord-nordöstlicher Richtung etwa bis Lübeck zu ziehen ist, wird das Abflussverhalten von Schneerücklagen kaum beeinflusst. Davon sind nur Flächen des Rheinischen Schiefergebirges ausgenommen. In den ozeanisch beeinflussten Gebieten des nordwestdeutschen Tieflandes wird der fallende Niederschlag in den Wintermonaten unmittelbar und ohne große Verdunstungsverluste abflusswirksam (pluviales Abflussregime). Die Maxima der Abflüsse treten zumeist in den Wintermonaten (Januar, Februar) auf. Östlich dieser gedachten Linie nimmt der Einfluss der Schneedecke auf das jahreszeitliche Abflussverhalten immer deutlicher zu. In den Mittelgebirgen bildet sich regelmäßig eine temporäre Schneerücklage aus, die während längerer Aufbauphasen zu Niedrigwasser und winterlichen Wasserklemmen führen kann. Durch die folgende Schneeschmelze wird das Abflussmaximum zum Frühjahr hin verschoben (nivopluviales Abflussregime).
Der deutsche Alpenraum ist von nivalen und glazialen Abflussregimen geprägt. Sommerliche Abflussmaxima aus Schnee- und Gletscherschmelze und winterliche Niedrigwasserperioden kennzeichnen hier das Abflussgeschehen. Die Niederschläge der Wintermonate werden in diesen Gebirgsregionen nahezu vollständig in mächtigen Schneedecken gespeichert.

Die Abbildungen 1 und 2 beinhalten das mittlere Eintrittsdatum der maximalen Schneedeckenhöhe und die mittlere Schneedeckendauer. Die Karten vermitteln eine flächendeckende detaillierte Übersicht über die regionalen Besonderheiten der jahreszeitlichen Einordnung des Schneedeckeneinflusses.
Die Eintrittsdaten des ersten und des letzten Schneedeckentages einer winterlichen Periode schließen die Schneedeckenzeit ein, die auch schneedeckenfreie Tage enthält. Dagegen gibt die Schneedeckendauer die Anzahl der Schneedeckentage in einer bestimmten Zeitspanne an.
Als Schneedeckentag gilt ein Tag, an dem eine Schneedecke (Bedeckungsgrad >0,5) zu einem festgesetzten Termin vorhanden ist. In der vorliegenden Karte wird generell von einer zum Morgentermin ermittelten Schneedeckenhöhe von mindestens 1 cm ausgegangen. Das Datum der maximalen Schneedeckenhöhe ist im Rahmen der Beschreibung des Andauerverhaltens als ein aussagekräftiges Charakteristikum der Schneedeckenentwicklung zu sehen.

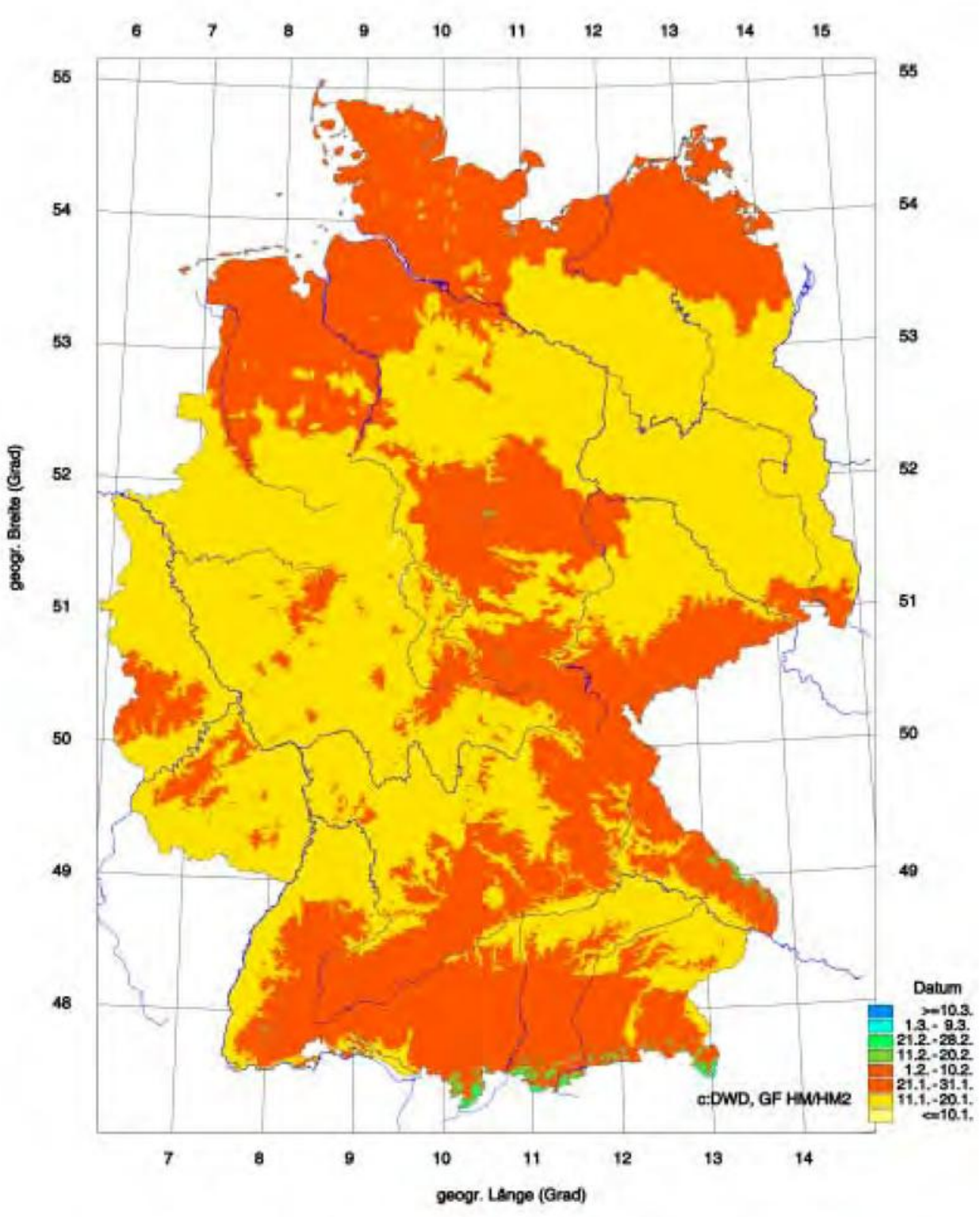


Abb. 1 Mittleres Eintrittsdatum der maximalen Schneedeckenhöhe Zeitraum 1961/90.

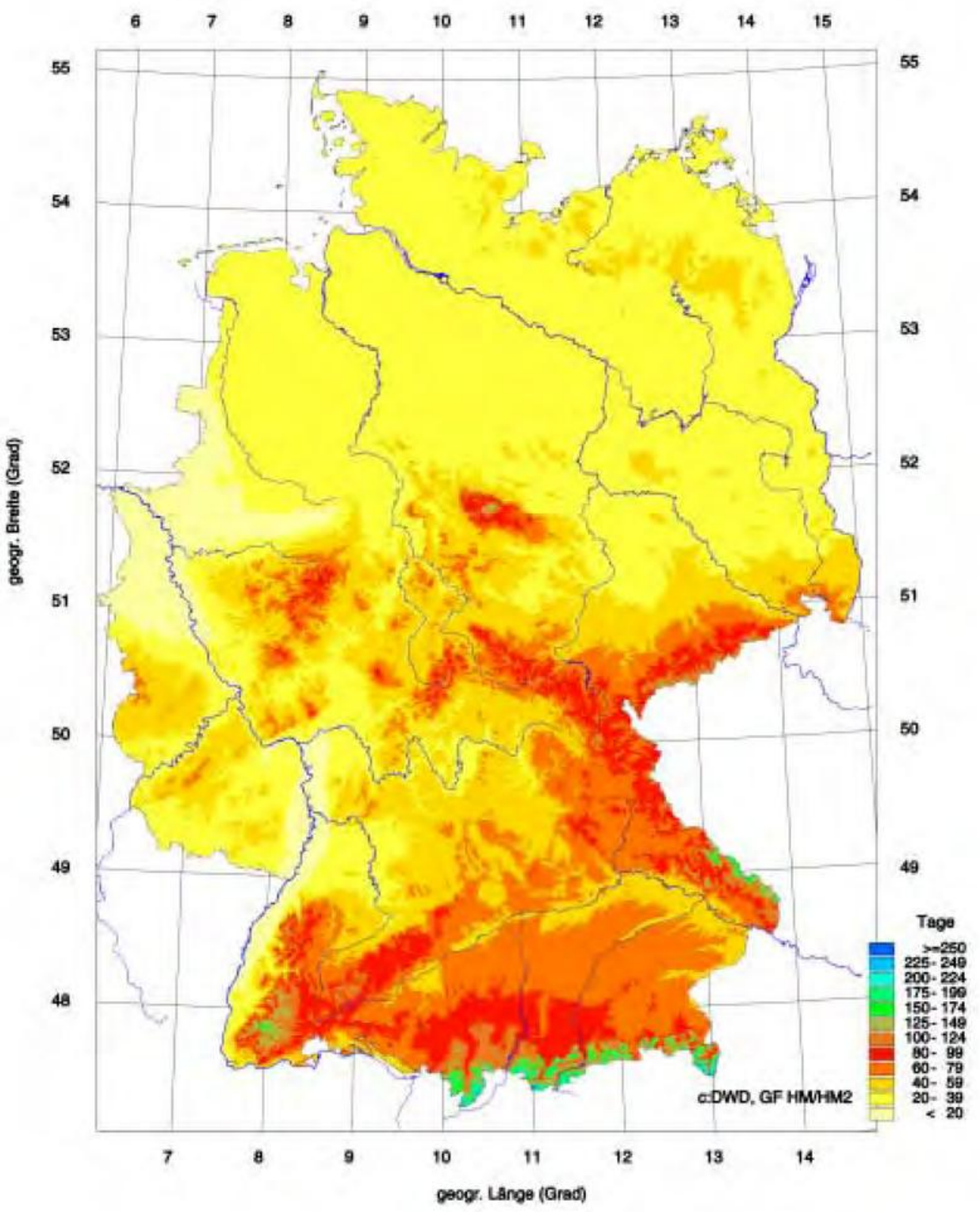


Abb. 2 Mittlere Schneedeckendauer Zeitraum 1961/90.

Den Kartendarstellungen liegen ca. 550 geprüfte, vollständige 30-jährige Datenreihen (1961-1990) zugrunde. Lediglich an einigen wichtigen Standorten, die als Stützstellen für die Darstellung unverzichtbar waren, mussten die Mittelwerte vorliegender kürzerer Reihen an die Daten des Bezugszeitraumes angepasst werden. Besonderer Wert wurde auf eine regional ausgewogene, gleichmäßige Verteilung der Stationen gelegt einschließlich einer adäquaten Berücksichtigung der Flächenanteile einzelner Höhenstufen.
Grundlage der Darstellung ist die regional differenzierte Interpolation der genannten Größen in Abhängigkeit von der Geländehöhe. Die räumliche Auflösung der Rasterfelddarstellung beträgt 1 km². Für die Eintrittsdaten wurden als Klassenbreiten an Dekaden angelehnte Zeitabschnitte der Wintermonate gewählt. Für die Schneedeckendauer wurden variable Klassenbreiten von 20 Tagen bzw. 25 Tagen angenommen.

Die Kartendarstellungen, die das mittlere jährliche Verhalten wiedergeben, werden durch die Abbildungen 3 und 4 ergänzt. Diese Abbildungen dokumentieren für das Naab-Regen-Gebiet die Höhenabhängigkeit der Schneedeckenzeit und des Eintrittsdatums der maximalen Schneedeckenhöhe sowie der Schneedeckendauer.

Das Eintrittsdatum der maximalen Schneedeckenhöhe (s. Abb. 1) trennt die Aufbauphase der Schneedecke von der Abbauphase. Die zeitliche Dauer beider Phasen ist von der Geländehöhe abhängig. In den mittleren Höhenlagen der deutschen Mittelgebirge erreicht das Verhältnis der Zeitdauer beider Abschnitte im Durchschnitt den Wert 1 : 1. Erst in höheren Regionen, in den Gipfel- und Kammlagen, ändert sich das Verhältnis zugunsten der Andauer der Aufbauphase im Naab-Regen-Gebiet etwa oberhalb 800 m ü. NN (Abb. 3).

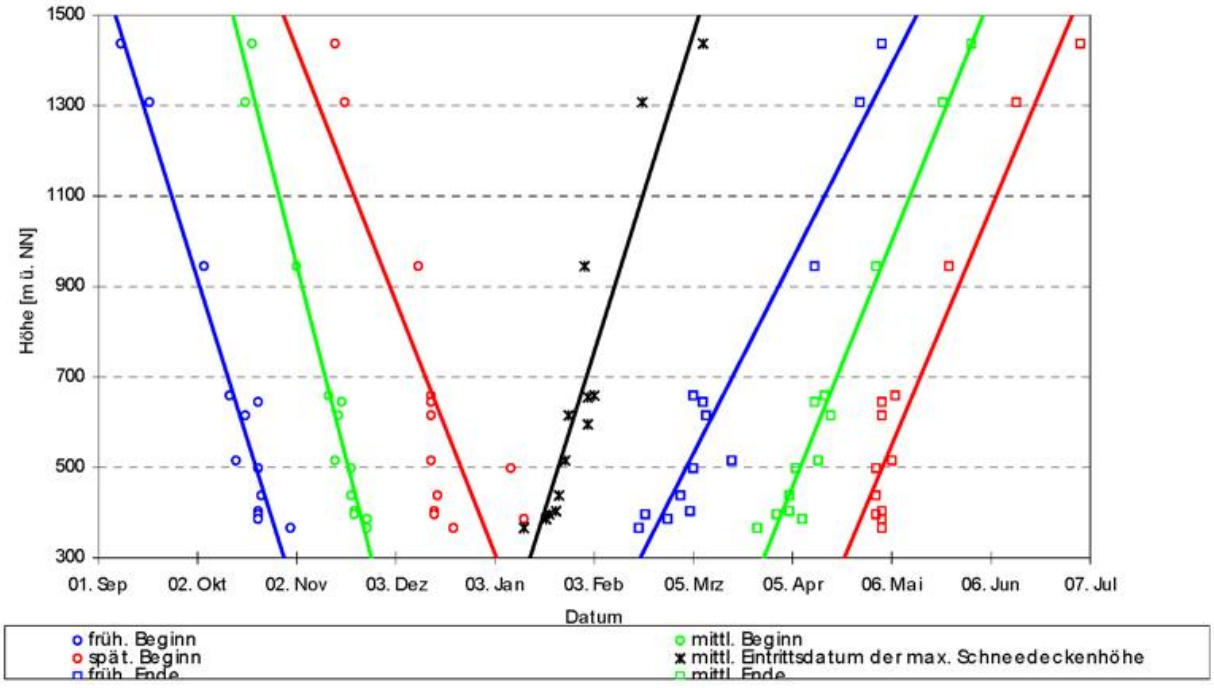


Abb. 3 Beginn und Ende der Schneedeckenzeit und mittl. Eintrittsdatum der max. Schneedeckenhöhe in Abhängigkeit von der Geländehöhe, Einzugsgebiet Naab-Regen, 1961/62 bis 1990/91.

Im Mittel verzögert sich das Eintrittsdatum der maximalen Schneedeckenhöhe um ca. 2 bis 3 Tage je 100 m Höhenzunahme. In Höhenlagen über 1000 m ü. NN wird deshalb der Kulminationspunkt nicht selten erst im Spätwinter erreicht. Darauf folgt in der Regel ein rascher Abbau der Schneedecke. Das Eintrittsdatum der maximalen Schneedeckenhöhe muss nicht mit dem Eintrittsdatum des maximalen Wasseräquivalents übereinstimmen.

Die großräumige Verteilung der mittleren Schneedeckendauer wird in Abb. 2 dargestellt. Das Tiefland zeigt gegenüber den stärker gegliederten Gebirgsräumen erwartungsgemäß eine gleichmäßigere regionale Verteilung der Schneedeckendauer. Bis zu einer Höhe von 200 bzw. 300 m ü. NN bewegen sich die Andauerwerte – ohne deutlich erkennbare Beziehung zur Höhenlage – zwischen Werten von weniger als 20 Tagen bis zu mehr als 40 Tagen. Hier dominiert offenkundig der unterschiedliche ozeanische bzw. binnenländische Einfluss. So werden im Niederrheinischen Tiefland, im Münsterland und im Oberrheinischen Tiefland im Mittel verbreitet weniger als 20 Tage beobachtet. Demgegenüber sind besonders in den östlichen Teilen Schleswig-Holsteins sowie in Mecklenburg-Vorpommern mittlere Werte der Schneedeckendauer zwischen 40 und 60 Tagen vorherrschend.
In den Mittelgebirgen steigt die Schneedeckendauer mit der Geländehöhe rasch an und erreicht im Durchschnitt in den Kamm- und Gipfellagen Werte von über 150 Tagen (s. Abb. 4, Naab-Regen-Gebiet).
Regional können die Werte z. T. stark abweichen. Im Harz (Brocken 1142 m ü. NN) werden bis zu 180 Tage, im Erzgebirge (Fichtelberg 1214 m ü. NN) ca. 170 Tage, im südlichen Schwarzwald (Feldberg 1493 m ü. NN) etwa 190 Tage und im Bayerischen Wald (Großer Arber 1457 m ü. NN) um 180 Tage gemessen. Auf der Schwäbischen Alb werden hingegen in ca. 1000 m Höhe nur etwa 100 Tage im vieljährigen Mittel erreicht.

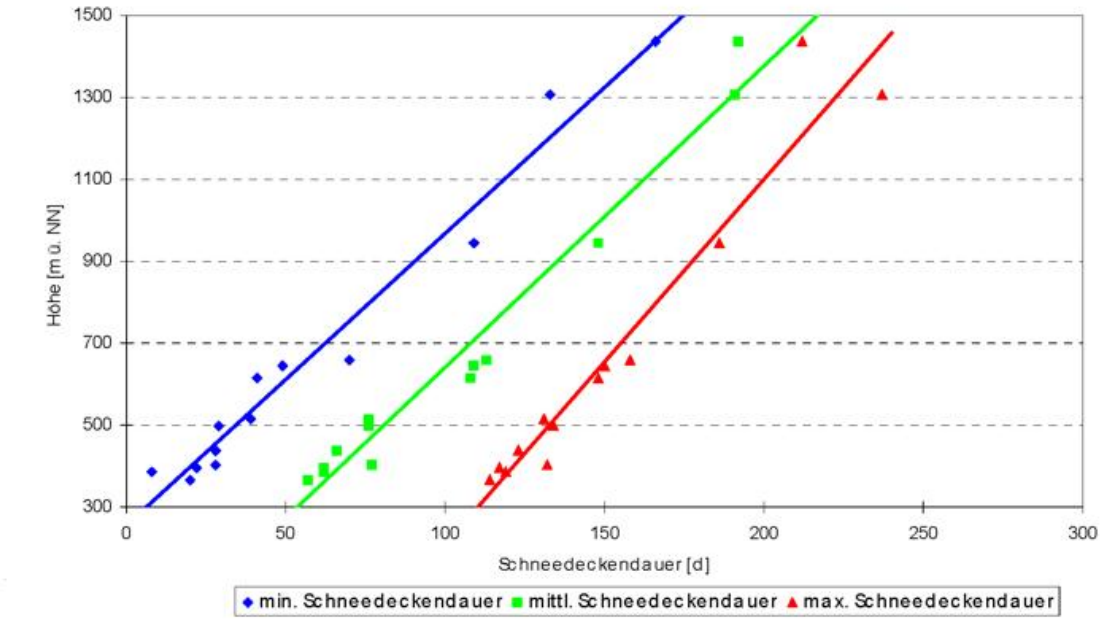
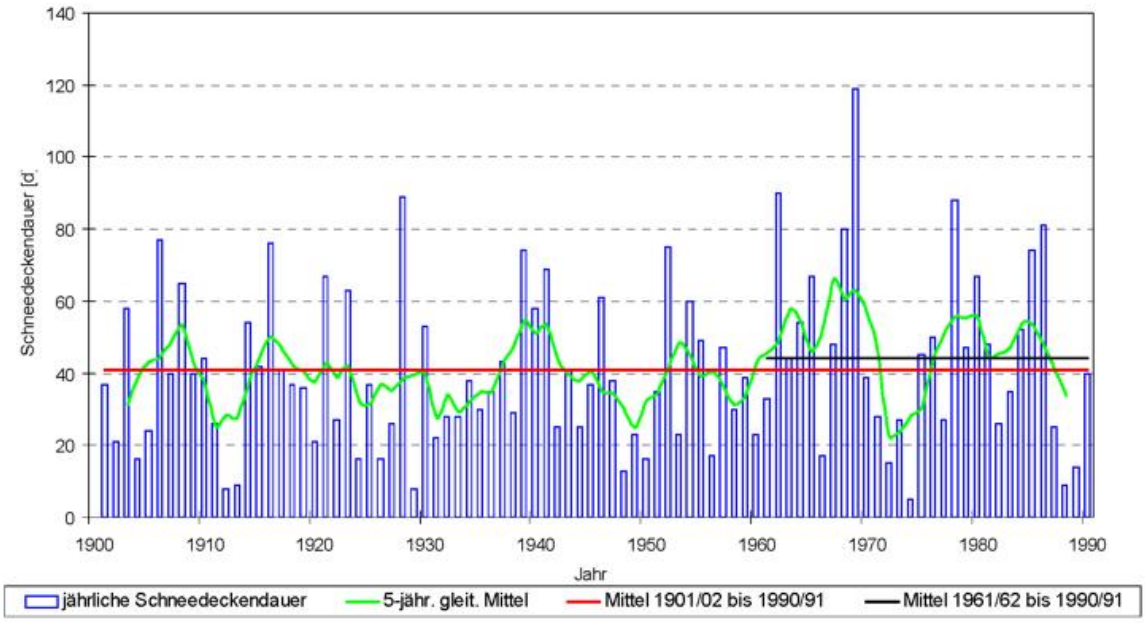


Abb. 5 Schneedeckendauer (in Tagen) von Potsdam, Jahresreihe 1901/02 bis 1990/91.



Die Abhängigkeit der Schneedeckendauer von der Geländehöhe ist auch für das Süddeutsche Schichtstufenland ausgeprägt, wo deutliche Unterschiede in der Dauer der Schneebedeckung gegenüber dem Kraichgau und dem Main-Regnitz-Gebiet zu beobachten sind.
Mit Annäherung an die Alpen ist eine spürbare Zunahme der Schneedeckendauer zu verzeichnen. In Höhen über 1500 m ü. NN werden mehr als 200 Tage ermittelt, und im Gebiet der Zugspitze, in ca. 3000 m Meereshöhe, liegt durchschnittlich an 350 Tagen im Jahr eine Schneedecke.
Mit zunehmender Geländehöhe und mit der Verstärkung des binnnenländischen Einflusses auf das Klima werden winterliche Frostperioden seltener unterbrochen. Die Schneedeckenentwicklung unterliegt einer größeren Kontinuität, und die Veränderlichkeit der Schneedeckendauer wird geringer.

Für das Andauerverhalten der Schneedecke sind außer großen regionalen Unterschieden auch starke Schwankungen im langjährigen Gang zu beachten. Die einzelnen Jahreswerte der betrachteten Parameter können erheblich von den in den Karten dargestellten Mittelwerten des untersuchten 30-jährigen Zeitraumes abweichen.

Diese Variabilität wird aus Abbildung 5 ersichtlich, in der die jährliche Schneedeckendauer für die Station Potsdam als 90-jährige Zeitreihe dargestellt wurde.
Im „Hydrologischen Atlas von Deutschland“ wurden diese und weitere Darstellungen zum Andauerverhalten der Schneedecke mit ausführlicher Interpretation veröffentlicht.

Literatur

Hydrologischer Atlas von Deutschland; Herausgeber: Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit; Kartenblatt 2.10 Mittleres Andauerverhalten der Schneedecke; Berlin, 2000

Langzeitänderungen der Wassertemperatur an der deutschen Ostseeküste

P. Hupfer, B. Tinz

Einleitung

Die Oberflächenwassertemperatur des Meeres (SST, sea surface temperature) ist eine wichtige Größe zur Beschreibung des Klimasystems der Erde, insbesondere der Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre. Die Zustandsgröße Wassertemperatur ist mit vielen Prozessen im Ozean und in der Atmosphäre verbunden. Das trifft auch auf die Ostsee als kleines Nebenmeer des Atlantischen Ozeans und in diesem auf die deutschen Küstengewässer zu. Die Auswertung der zahlreich vorliegenden Beobachtungen führte zu einer guten Kenntnis des mittleren thermischen Regimes (z.B. Müller-Navarra und Ladewig 1997). Langzeitänderungen der SST in der Beltsee fanden schon früh Aufmerksamkeit, zumal die bis in die fünfziger Jahre besonders im Herbst und Sommer andauernde Erwärmung bereits mit biologischen und anderen Veränderungen einher ging (Hupfer 1962).
Zieht man für entsprechende Untersuchungen nicht nur Messungen aus dem offenen Meer (so von den Feuerschiffen), sondern auch von Küstenstationen heran, so muss beachtet werden, dass im ufernahen Bereich besonders veränderliche thermische Verhältnisse herrschen (Hupfer 1974). In der im Allgemeinen nur einige 100 m seewärts sich erstreckenden „Zone des extremen Temperaturverhaltens“ besteht ein starker, jahreszeitlich nach Richtung und Betrag wechselnder horizontaler Temperaturgradient, dessen aktuelle Ausprägung von der Einstrahlung und den Windverhältnissen abhängig ist. Dynamische Prozesse wie der Auftrieb von Wassermassen aus tieferen Schichten verleihen dem Wassertemperaturfeld dort eine ausgeprägte Veränderlichkeit. Je nach Lage der Messpunkte besitzen die Daten von Küstenstationen daher eine unterschiedliche Repräsentativität.
Im Rahmen des Bund-Länder-Vorhabens „Klimaänderung und Küste“ wurden die thermischen Verhältnisse in der westlichen Ostsee im Hinblick auf ihr beobachtetes Langzeitverhalten, ihren Zusammenhang mit meteorologischen Feldgrößen und die Abschätzung der künftigen Entwicklung eingehend untersucht (Tinz 1999, Tinz und Hupfer 1999).

Beobachtetete Langzeitänderungen

Die Daten von Zeitreihen der SST von 6 Küstenstationen und 5 heute nicht mehr bestehenden Feuerschiffen wurden ausgewertet. Die nachfolgenden Analysen basieren auf den Zeitreihen von Travemünde (08/1946-12/1997) und von dem im Seegebiet zwischen Gedser und Fischland gelegenen dänischen Feuerschiff Gedser Rev (01/1897-03/1976). Es handelt sich um tägliche Messungen zum 08 UTC-Termin, die in Form von Monatsmittelwerten weiter verwendet wurden. Wesentliche statistische Daten der Referenzperiode 1947-1975 können der Tab. 1 entnommen werden.

Monat	Travemünde				FS Gedser Rev			
	SST	s	Max.	Min.	SST	s	Max.	Min.
J	2,2	1,3	5,7	-0,2	2,5	0,9	5,0	0,0
F	1,8	1,3	4,1	-0,6	1,4	1,2	4,0	-0,6
M	2,6	1,5	5,4	0,5	1,6	1,4	4,2	-0,6
A	6,3	1,1	8,5	4,0	4,1	1,2	6,1	1,8
M	11,4	1,1	13,5	9,1	8,0	1,0	9,9	5,9
J	16,0	0,9	17,4	14,2	13,0	1,0	14,4	10,3
J	17,8	1,6	20,8	15,1	15,9	1,3	18,1	13,0
A	18,1	1,4	20,6	15,5	16,5	1,2	18,8	14,6
S	15,8	1,2	18,6	13,7	15,0	1,2	17,6	12,9
O	11,9	0,8	13,6	9,7	11,8	0,8	13,8	10,2
N	7,7	0,8	9,4	6,1	8,2	0,6	9,3	7,0
D	4,6	1,2	7,3	2,3	4,9	0,8	6,4	2,9

Tab. 1 Monatsmittelwerte der Oberflächenwassertemperatur (SST in °C, 08 UTC-Termin), deren Standardabweichung (s in K) sowie die maximalen und minimalen Monatsmittelwerte (Max., Min. in °C) für Travemünde und das Feuerschiff Gedser Rev im Zeitraum 1947-1975.

Die auf die genannte Referenzperiode bezogenen Anomalien der Jahresmittel zeigen im dargestellten Zeitraum ein oszillatorisch anmutendes Verhalten ohne durchgehenden Trend (Abb. 1).

In allen Jahreszeiten fällt eine von etwa 1930 bis in die 1950er Jahre reichende Phase mit überdurchschnittlichen Werten auf, die die wärmste der letzten 100 Jahre war und in Zusammenhang mit der als „Erwärmung der Arktis" bekannten weltweiten Temperaturerhöhung steht (Hupfer 1962). Bis 1965 fallen die Werte wieder, danach folgt ein Maximum um 1970 sowie nach 1980 ein Anstieg bis in die 1990er Jahre. Besonders in der zweiten Hälfte des dargestellten Zeitraumes verlaufen die saisonalen Schwankungen der SST im wesentlichen gleichsinnig.

Eine eingehende Analyse der Häufigkeitsverteilungen der SST und ihrer Veränderungen ist bei Tinz 1999 ausgeführt. Insgesamt entspricht der Verlauf dieser Größe der Lufttemperatur in dieser Region.

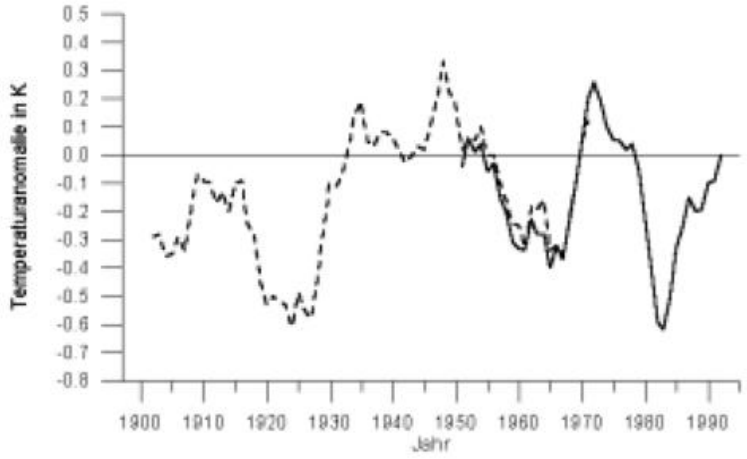


Abb. 1 Elfjährig übergreifend gemittelte, auf den Zeitraum 1947-1975 bezogene Anomalien der Jahresmittelwerte der Oberflächenwassertemperatur (08 UTC-Termin) für das FS Gedser Rev (gestrichelt, 1879-1976) und Travemünde (ausgezogen, 1947-1997).

Statistischer Zusammenhang mit Feldern meteorologischer Größen

Es wurden Korrelationsfelder (Pearsonsche Korrelationskoeffizienten) der Monatsmittel der SST und der 5° x 5°-Felder von Lufttemperatur (Jones-Datensatz) und Luftdruck (NCAR-Datensatz) für den in Abb. 2 gezeigten Raum berechnet.
Die Korrelationsfelder SST/Luftdruck weisen im Jahresverlauf zwei Grundmuster auf. Zwischen Dezember und März/April ist das Feld durch die die Winterstrenge in Europa bestimmende Nordatlantische Oszillation mit signifikant positiven Korrelationskoeffizienten im Norden und entsprechend negativen im Süden gekennzeichnet. Zwischen Juni und August existiert dagegen ein Gebiet signifikant positiver Korrelation mit dem Zentrum über Südskandinavien. In der übrigen Zeit findet die Umstellung zwischen diesen Grundmustern statt.
Die Korrelation zwischen der SST und dem Lufttemperaturfeld wurden sowohl synchron als auch bis zu 3 Monaten verschoben berechnet. Im synchronen Fall wird in allen Monaten ein nahezu stationäres Gebiet um die deutsche Ostseeküste herum mit signifikanten positiven Korrelationskoeffizienten (für Gedser Rev zwischen r_o = 0,55 im Mai und r_o = 0,82 im August) gefunden (Abb. 2). Die ausgeprägte Autokorrelation der SST und die Besonderheiten des Temperaturfeldes in unmittelbarer Küstennähe erhöhen die mittels der Korrelation nicht erklärte Varianz.
Quantitative statistische Beziehungen zwischen der Lufttemperatur im Gebiet maximaler Korrelation (50°-60° N, 5°-15° E) und der SST wurden für die längsten möglichen Zeiträume mittels linearer Regression aufgestellt. Dabei fanden als Prädiktoren nur Lufttemperaturdaten Verwendung, um die Anwendung der Regressionsgleichungen

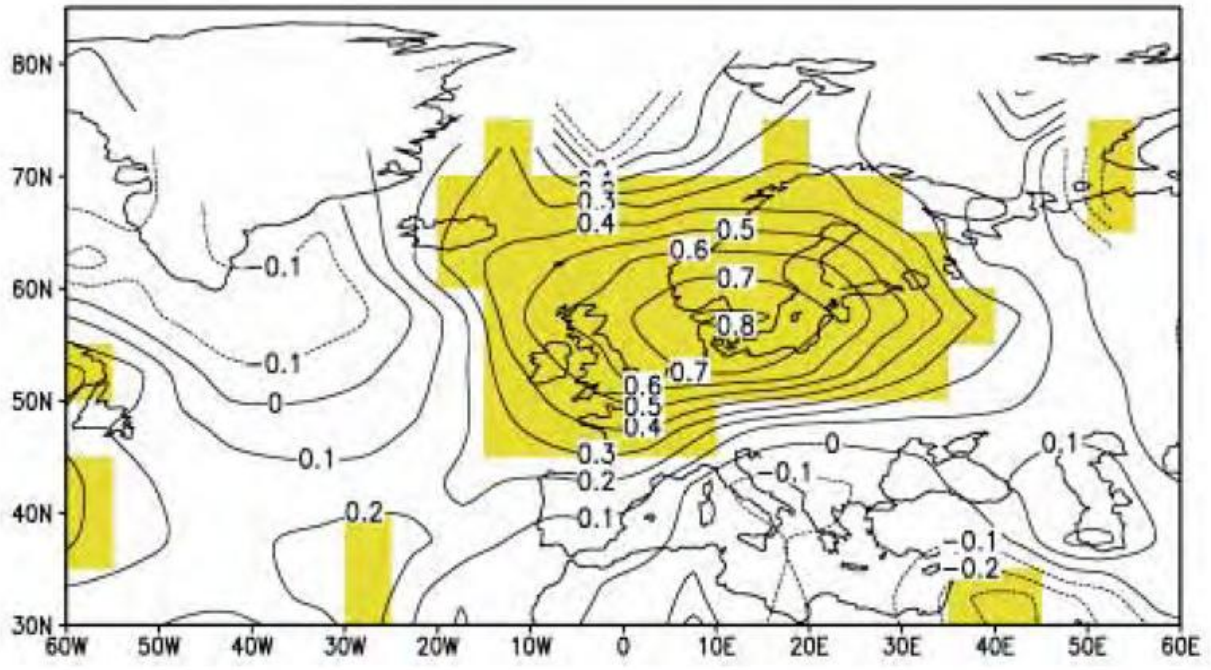


Abb. 2 Korrelationsfeld der Monatsmittelwerte der Oberflächenwassertemperatur T_w am FS Gedser Rev (08 UTC-Termin) und der Lufttemperatur im nordatlantisch-europäischen Raum im Zeitraum 1897-1975 für den Monat August. In den gelb unterlegten Bereichen sind die Korrelationskoeffizienten mit einer Wahrscheinlichkeit von ≥ 95% von Null verschieden. Wenn an Gitterpunkten die Zahl der Wertepaare < 20 ist, sind die Korrelationskoeffizienten nicht dargestellt worden.

Monat	In den Regressionsgleichungen enthaltene Variablen	r_o	r_m	rmse K	eV %
J	TT_0, TT_{-1}, TT_{-2}	0,90	0,92	0,55	79,1
F	TT_0, TT_{-1}, TT_{-2}	0,86	0,90	0,57	70,0
M	TT_0, TT_{-1}, TT_{-2}	0,88	0,91	0,62	82,8
A	TT_0, TT_{-1}, TT_{-2}, TT_{-3}	0,80	0,85	0,56	72,4
M	TT_0, TT_{-1}, TT_{-2}, TT_{-3}	0,69	0,83	0,59	68,4
J	TT_0, TT_{-1}	0,77	0,77	0,65	59,8
J	TT_0, TT_{-1}, TT_{-3}	0,86	0,87	0,74	76,4
A	TT_0, TT_{-1}	0,88	0,91	0,62	77,6
S	TT_0, TT_{-1}, TT_{-2}	0,81	0,84	0,65	71,2
O	TT_0, TT_{-1}, TT_{-2}	0,78	0,79	0,50	58,2
N	TT_0, TT_{-1}, TT_{-2}	0,73	0,79	0,55	56,6
D	TT_0, TT_{-1}, TT_{-2}	0,77	0,80	0,67	62,4

Tab. 2 Angaben zur Berechnung der Monatsmittel der Wassertemperatur für Travemünde zum 08 UTC-Termin (1947-1990) aus der Monatsmitteln der Lufttemperatur des Gebietes 50-60° N, 5-15° E. TT = Lufttemperatur, Indizes: 0 = gleicher Monat, -1 = Vormonat usw., r_o = Pearsonscher Korrelationskoeffizient für den gleichen Monat, r_m = multipler Pearsonscher Korrelationskoeffizient, rmse = Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung, eV = erklärte Varianz. Alle Korrelationskoeffizienten sind mit einer Wahrscheinlichkeit von ≥ 95 % von Null verschieden.

auf Klimamodelldaten zu ermöglichen. Daher blieben hochkorrelierte SST-Daten der jeweiligen Vormonate unberücksichtigt. Angaben zu den für Travemünde verwendeten Prädiktoren sowie zur Güte der Regression enthält Tab. 2.

Für diese Küstenstation ist die Korrelation mit der Lufttemperatur höher als am Feuerschiff, gleichzeitig ist die Autokorrelation der SST geringer. Zur Zahl der Prädiktoren ist zu bemerken, dass zunächst der Prädiktor mit dem höchsten Korrelationskoeffizienten berücksichtigt wird, danach jeweils der Prädiktor mit der höchsten Korrelation zu den Residuen, bis keine signifikante Korrelation mehr besteht. Zwischen den beobachteten und berechneten SST-Daten bestehen keine signifikanten Unterschiede (vgl. auch Tab. 1 und 3). Nach Testung der Regression an unabhängigen Datenkollektiven kann festgestellt werden, dass die Methode (Tinz 1999) geeignet ist, die Monatsmittel der SST aus dem regionalen Lufttemperaturfeld abzuschätzen.

Abschätzung der Entwicklung im 21. Jahrhundert

Die gefundenen Regressionsgleichungen wurden auf Lufttemperaturdaten aus verschiedenen Läufen des gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modells ECHAM4/OPYC3 (Roeckner et al.1998) angewendet. Im Kontrolllauf (Control), in dem das heutige Klima simuliert wird, wird die Konzentration von Treibhausgasen auf dem Niveau von 1990 konstant gehalten. Im Treibhausgasexperiment (GHG) wird diese Konzentration von 1860 bis 1990 entsprechend den Beobachtungen und danach gemäß dem Szenario IS92a verwendet, was einem Anstieg des CO_2 - Gehaltes bis Modelljahr 2100 um das 2,5fache des vorindustriellen Wertes entspricht (Houghton et al. 1996). In einem weiteren Modelllauf (gerechnet bis Modelljahr 2049)

wird zusätzlich die zeitliche Änderung des abkühlend wirkenden Sulfataerosols (GHG + SUL) berücksichtigt.
In Abb. 3 ist der drastische Anstieg der SST im 21. Jahrhundert, der in allen Monaten zwischen 3 und 4 K gegenüber den gegenwärtigen Verhältnissen beträgt, zu sehen. Die Kurve der Beobachtungswerte fügt sich gut in die der modellierten Werte ein.
Aus Tab. 3 können die Monatswerte für Travemünde entnommen werden. Unter Hinzuziehung der Beobachtungswerte in Tab. 1 kann festgestellt werden, dass sich die aus den Regressionsbeziehungen und aus den Modelldaten bestimmten Werte für das 20. Jahrhundert nur unwesentlich voneinander unterscheiden. Die Differenzen sind durchgängig ≤ 0,5 K.

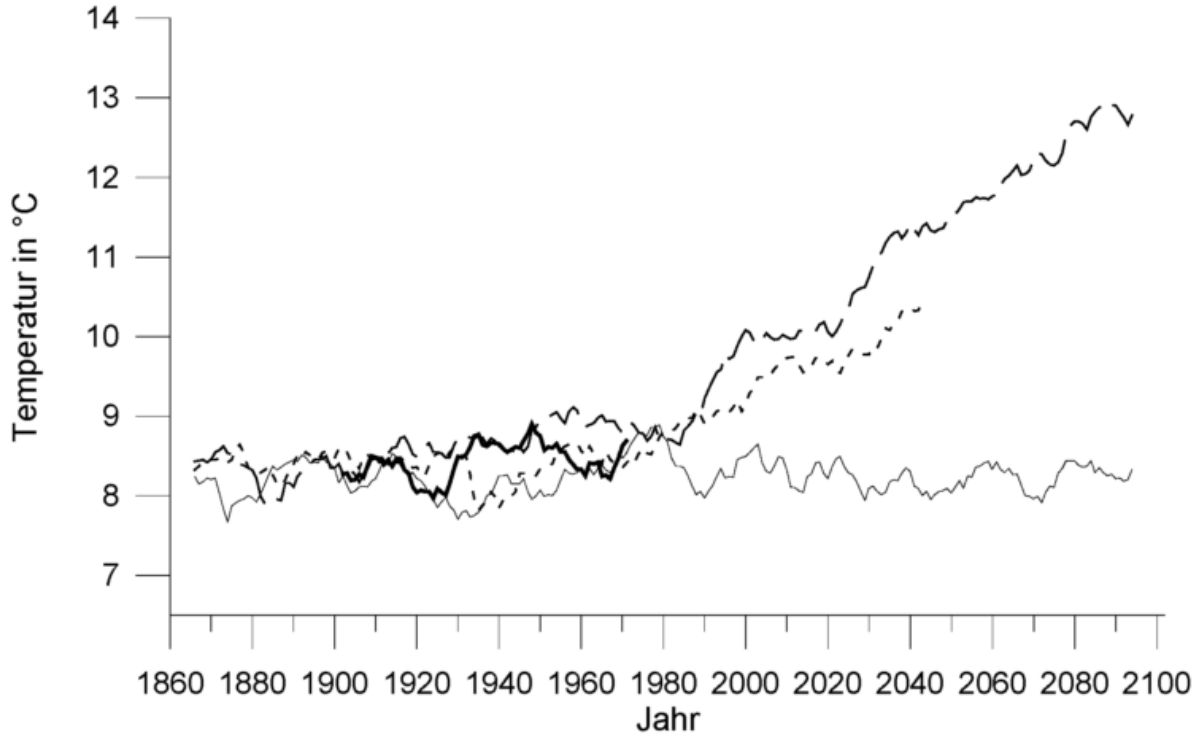


Abb. 3 Elfjährig übergreifend gemittelte Jahresmittelwerte der Oberflächenwassertemperatur am FS Gedser Rev 1897-1976 zum 08 UTC-Termin. Dargestellt sind die Temperaturen nach den Beobachtungen (fett), nach dem Kontrollauf über den gesamten Zeitraum (dünn) sowie nach den Klimamodellläufen GHG+Sulfat (punktiert, 1860-2049) und GHG (gestrichelt, 1860-2099). Begriffserklärung im Text.

Monat	20. Jahrhundert				21. Jahrhundert			
	1901/90 Regression	MJ 1901/90 Control	MJ 1901/90 GHG+Sulfat	MJ 1901/90 GHG	MJ 2040/49 GHG+Sulfat	MJ 2040/49 GHG	MJ 2090/99 GHG	MJ 2090/99 Control
J	2,2	2,3	2,2	2,5	4,4	5,6	6,8	1,6
F	1,8	1,6	1,8	1,8	3,2	4,1	4,8	1,5
M	2,6	2,3	2,6	2,7	4,4	5,2	6,1	2,7
A	6,2	5,9	6,2	6,3	8,3	8,5	9,8	5,9
M	11,3	11.0	11,3	11,6	13,5	14,1	15,5	10,8
J	15,7	15,4	15,7	16,0	17,6	18,3	19,5	15,3
J	17,7	17,6	17,8	18,1	19,9	21,1	22,5	17,7
A	17,7	17,6	17,7	18,1	20,2	21,5	23,2	17,5
S	15,3	15,1	15,3	15,6	17,5	18,4	20,2	15,1
O	11,7	11,4	11,7	11,9	13,2	13,8	15,3	11,2
N	7,6	7,4	7.6	7,9	9,3	10,3	11,6	7,5
D	4,3	4,1	4,3	4,6	6,2	7,4	9,9	4,3
Jahr	9,5	9,3	9,5	9,8	11,5	12,4	13,7	9,3

Tab. 3 Monats- und Jahresmittelwerte der Wassertemperatur für Travemünde in °C (08 UTC-Termin) nach Berechnung aus Lufttemperaturdaten (Regression) und nach verschiedenen Klimamodellrechnungen (Control sowie GHG und GHG+Sulfat (nach dem Treibhausgas-Szenario IS92a). MJ = Modelljahr, weitere Begriffserklärungen im Text.

Bei der Bewertung dieser Ergebnisse ist stets zu berücksichtigen, dass neben Fehlern, die durch die noch vorhandene Unvollkommenheit des Klimamodells enthalten sind, die angenommene künftige Treibhausgasentwicklung hypothetisch ist. Des Weiteren sind künftige, heute nicht abschätzbare natürliche Klima- und Zirkulationsschwankungen nicht in den Klimamodellläufen berücksichtigt. Ferner wird angenommen, dass die gefundenen Regressionsbeziehungen ihre Gültigkeit auch noch im Anomaliebereich von 3-4 K bezüglich der bisherigen Mittelwerte behalten.
Einzelheiten zu diesen Abschätzungen können wiederum Tinz 1999 entnommen werden.

Konsequenzen der Langzeitänderungen

Sowohl die seit Vorliegen von Beobachtungen eingetretenen als auch die oben abgeschätzten Änderungen der SST im Bereich der deutschen Ostseeküste sind mit beträchtlichen Folgen verbunden. Im Winter betrifft das das Vorkommen von Meereis, das in strengen Wintern den Schiffsverkehr lahm legen und Monate andauern kann. Mit gleichem methodischen Herangehen wie hier konnte gezeigt werden, dass in diesem Seegebiet ebenso wie in der gesamten Ostsee mit einem dramatischen Rückgang des Auftretens von Meereis in den kommenden Jahrzehnten gerechnet werden kann (Tinz 1998).
Die veränderlichen thermischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet sind mit entsprechenden Schwankungen der Dauer der Badesaison (Zeitraum, in der die SST zum 08 UTC-Termin ohne größere Unterbrechungen ≥ 15 °C beträgt) verbunden. Dauerte diese in Travemünde für den Zeitraum 1947-1975 im Mittel 104 Tage/Jahr, so kann dieser Wert bei der erwarteten Erhöhung der SST bis auf > 150 Tage steigen. Höhere Luft- und Wassertemperaturen führen in bioklimatologischer Hinsicht zu einer größeren Häufigkeit der Tage mit thermischen Komfortbedingungen, was

das Bäderwesen an dieser Küste noch attraktiver gestalten kann. Nicht zuletzt führt die ganzjährig zu erwartende Temperaturerhöhung zusammen mit möglicherweise eintretenden Salzgehaltsschwankungen zu ökologischen Änderungen für Fauna und Flora, was wiederum wirtschaftliche Konsequenzen nach sich ziehen kann.

Danksagung

Wir danken dem Max-Planck-Institut für Meteorologie und dem Deutschen Klimarechenzentrum, beide Hamburg, für die Bereitstellung der Klimadaten und Beratung. Unser Dank gilt ebenfalls dem Institut für Ostseeforschung Warnemünde sowie der Wasser- und Schifffahrtsdirektion Nord Kiel für die Überlassung von Wassertemperaturdaten. Die Untersuchung wurde durch das Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie gefördert (Förderkennzeichen 01LK9304).

Literatur

Houghton, J. T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A., Maskell, K. (eds.): Climate Change. The Science of Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge 1996, S. 23

Hupfer, P.: Meeresklimatische Änderungen im Gebiet der Beltsee seit 1900. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, 2. Ser., 17(1962)4, 355-512

Hupfer, P.: Über die Eigenschaften des Wassertemperaturfeldes in der ufernahen Zone der westlichen Ostsee. Geophys. Veröff. Univ. Leipzig 1(1974), 59-89

Müller-Navarra, S.H., Ladewig, N.: Über Wassertemperaturen an deutschen Küsten. Die Küste (Heide i. Holst.) Heft 59 (1997), 1-26

Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schlese, U., Schulzweida, U.: The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate. Max-Planck-Inst. f. Meteor. Hamburg, Report 218 (1996)

Tinz, B.: Sea ice winter severity in the German Baltic in a greenhouse gas scenario. Dt. Hydrogr. Z. 50(1998)1, 33-45

Tinz, B.: Der thermische Impakt von Klimaschwankungen im Bereich der deutschen Ostseeküste. Diss., FU Berlin, FB Geowissenschaften 1999 (im Druck erschienen im Skaker-Verlag, Aachen - Maastricht 2000)

Tinz, B., Hupfer, P.: Zum Verhalten der Wassertemperatur und bioklimatischer Parameter im Bereich der deutschen Ostseeküste. Die Küste (Heide i. Holst.) Heft 61 (1999), 211-230

Langfristige Abnahme der Globalstrahlung

S. Trepte, P. Winkler

Die Klimaänderung ist ein vieldiskutiertes Thema und die Modellprognosen deuten auf eine Erwärmung hin. Eine wichtige Frage ist, ob sich die zu erwartenden Änderungen an langen Messreihen bestätigen lassen.
Die an der Station Hohenpeißenberg gemessene Globalstrahlung ist während der letzten 47 Jahre zurückgegangen. Das Phänomen der langfristigen Strahlungsabnahme wird auch an anderen deutschen Stationen wie Hamburg, Norderney, Braunlage, Würzburg und Weihenstephan beobachtet (Liepert und Kukla, 1997). Der Rückgang am Hohenpeißenberg beträgt 2,6% pro Dekade für Sonnenhöhen größer 10°.
Als Ursache der langfristigen Strahlungsänderung kommen eine Zunahme der atmosphärischen Trübung und/oder eine Veränderung der Bewölkung in Frage. Zur Untersuchung stehen die Strahlungsmessreihen der Globalstrahlung (G) und diffusen Himmelsstrahlung (D) sowie die direkte Beobachtung der Bewölkung in stündlicher Auflösung zur Verfügung.
Die Einstrahlung ist vom Sonnenstand abhängig und es existieren ausgeprägte Tages- und Jahresgänge. Diese Variabilität muss zunächst durch eine geeignete Normierung eliminiert werden, wofür die berechnete Strahlung einer reinen Rayleigh-Atmosphäre anhand der Formel von Berlage (1928) verwendet wird:

$$G_{0R} = 0{,}5\ I_0 \sin h\ (1 + q(m)^m)$$

mit I_0 = Solarkonstante als Funktion der Abstandes Sonne-Erde
h = Sonnenhöhe
$q(m)$ = Transmissionsfaktor der Rayleighstreuung (VDI 3789, 1999)
m = optische Dicke als Funktion von Luftdruck und Sonnenhöhe (Kasten und Young, 1989)

Die normierte Größe G/G_{0R} liegt im Wertebereich zwischen 0 und 1 und kann aufgrund von Reflexionen an Wolken und Schnee auch Werte etwas über 1 annehmen. Die hier vorgenommene Auswertung beschränkt sich auf die strahlungsintensiven Stunden mit einem Sonnenstand von über 10° über dem Horizont.
Abbildung 1 zeigt den Verlauf der normierten Globalstrahlung als Abweichungen vom langjährigen Mittel. Der stärkste Rückgang ist während der Winter- und Frühjahrsmonate zu beobachten. Im Gesamtzeitraum beträgt die Abnahme rund 12%. Werden nur solche Stunden betrachtet, bei denen durchgehend die Sonne geschienen hat, d.h. die direkte solare Strahlung mindestens 120 W/m² betrug, so ist die Globalstrahlungsabnahme mit 1,6% pro Dekade moderater, aber dennoch signifikant. Bei 100% Sonnenscheindauer (SSD) während einer Stunde sind im Mittel 3 Achtel Bewölkung vorhanden, nur etwa 13% dieser Fälle sind völlig wolkenfrei. Auch während der wolkenlosen Situationen ergibt sich ein Rückgang von G/G_{0R} von 1,4%, was auf eine Zunahme der Trübung der Atmosphäre durch Aerosol und Wasserdampf hinweist. Im Fall der Bewölkung hat die Häufigkeit von Cirrus in den

letzten 47 Jahre dramatisch zugenommen, bei etwa gleichbleibendem mittleren Bedeckungsgrad. Die Häufigkeitszunahme beträgt 8,1% pro Dekade (Abb. 2) und könnte für die Abnahme der Globalstrahlung verantwortlich sein. In den Beobachtungen ist auch ein nicht vernachlässigbarer Anteil an Kondensstreifen von Flugzeugen als „künstliche“ Cirruswolken enthalten. Diese können innerhalb der Hauptflugrouten 10 bis 20% zu der Bedeckung mit natürlichen Cirren beitragen (Khvorostyanov und Sassen, 1998; Sausen et al., 1998). Mit zunehmendem Flugverkehr wird sich dieser Anteil vermutlich weiter erhöhen.

Die vermehrte Streuung an Cirren wirkt andererseits dem erwähnten Trübungseffekt teilweise entgegen. Eine Korrelationsrechnung mit dem Wert von G/G_{0R} und der Häufigkeit von Cirrus ergibt eine schwache Beziehung von r=–0,44, so dass damit nur etwa 20% der Globalstrahlungsabnahme erklärt werden kann.

Ein direktes Maß für die atmosphärische Trübung ist die Extinktion, wobei hierfür jedoch keine Zeitreihen vorliegen. Die diffuse Strahlung (D) als Streustrahlung an Partikeln und Wolkentröpfchen kann als indirekte Trübungsgröße herangezogen werden. Bei wolkenlosem Himmel ist das Verhältnis D zu G gering und wird durch das atmosphärische Aerosol (Dunst) bestimmt. Bei völlig bedecktem Himmel ist D=G. Zur Eliminierung der Jahres- und Tagesgänge wird auch hier eine Normierung mit der diffusen Strahlung einer Rayleigh-Atmosphäre vorgenommen.

Es zeigt sich, dass D/D_{0R} bei Sonnenhöhen größer 10° ebenfalls langfristig abgenommen hat und zwar um 5,3% pro Dekade mit Maximalwerten in den Sommermonaten. Bei 100% Sonnenschein beträgt die Abnahme 3,4%, bei wolkenlosem Himmel ist ein Rückgang um 3,7% zu beobachten. Der negative Trend wird auch bei Liepert und Kukla (1997) für die Stationen Hohenpeißenberg und Hamburg beschrieben (bis 1990). Die Untersuchungen zeigen eine relativ starke D-Abnahme bei wolkenlosem

Himmel und flach stehender Sonne, welches demnach eher auf eine Abnahme der Trübung hindeutet.

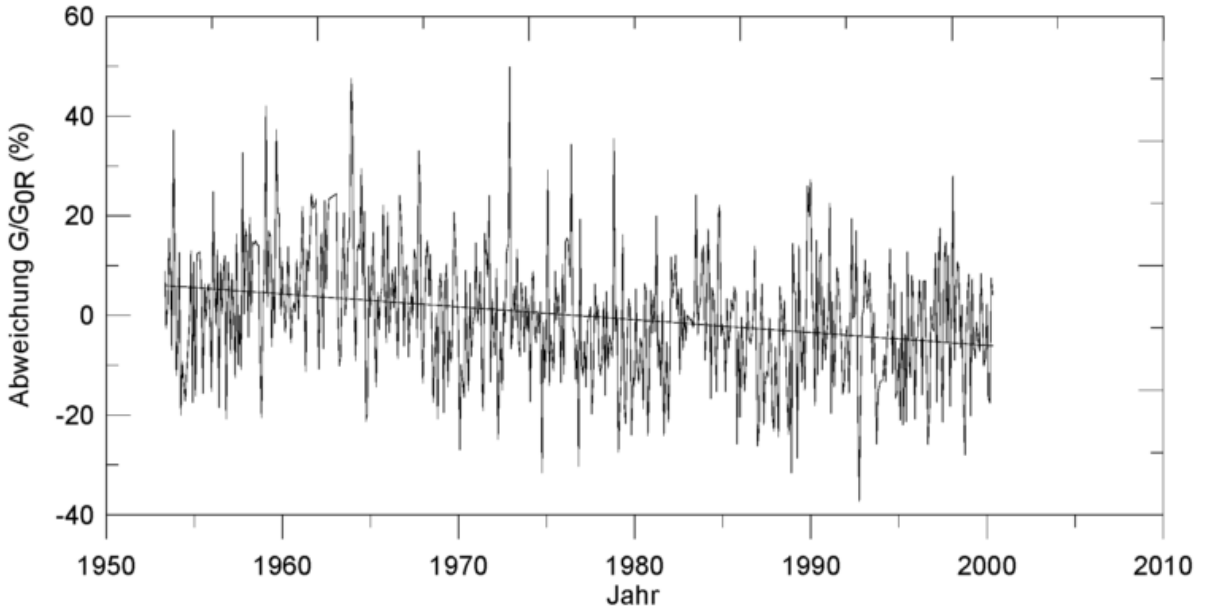


Abb. 1 Verlauf der monatlichen Abweichungen der normierten Globalstrahlung vom langjährigen Mittel am Hohenpeißenberg für Sonnenhöhen größer 10° und Verlauf des Trends.

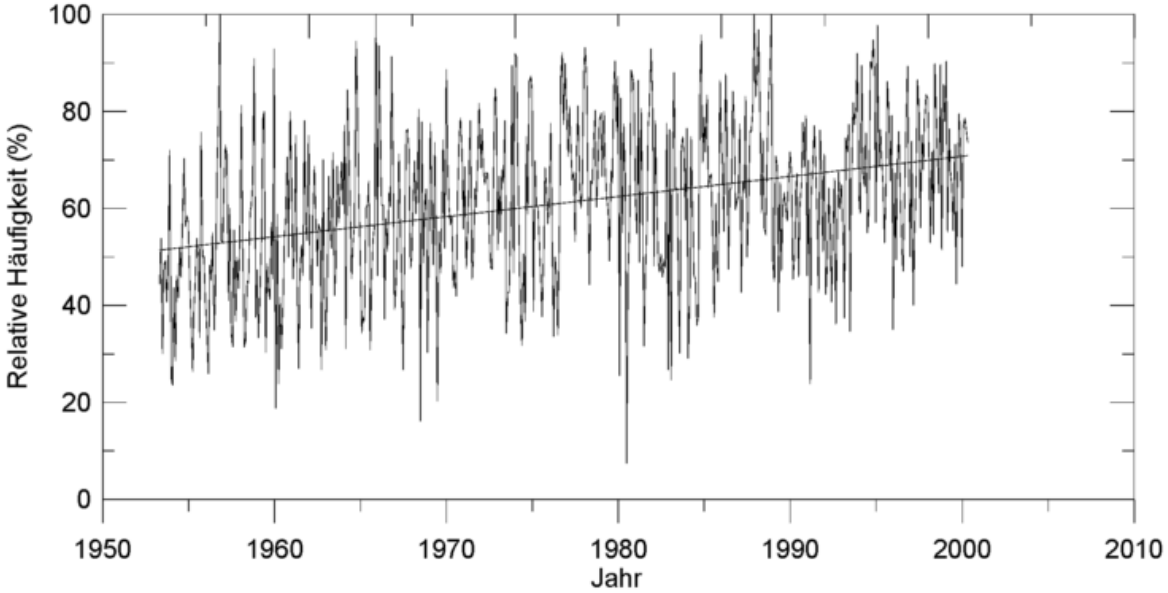


Abb. 2 Monatsmittelwerte der relativen Häufigkeit von Cirrus während Stunden mit Sonnenschein (und Sonnenhöhe größer 10°) im Zeitraum 1953-2000 mit Regressionsgerade.

Die Trübung wird bestimmt durch Streuung und Absorption. Mit der Abnahme der diffusen Strahlung bei wolkenfreiem Himmel ist auch der Streuanteil zurückgegangen, so dass für die Globalstrahlungsabnahme eine verstärkte Absorption verantwortlich ist.

Das entscheidende Medium hierfür ist der Wasserdampf, welcher auch Absorptionsbanden im Globalstrahlungsspektrum (0,3-2,7 µm) besitzt. Man geht davon aus, dass mit steigender Temperatur auch der Wasserdampfgehalt zunimmt. So müsste sich die langjährige Abnahme der Globalstrahlung bei wolkenlosen Bedingungen auch in anderen Messreihen wie Dampfdruck e (bzw. Taupunkt) und atmosphärische Gegenstrahlung A bestätigen lassen. Am Hohenpeißenberg wird die Gegenstrahlung erst ab 1990 routinemäßig gemessen, weshalb zur Bestimmung von längerfristigen Trends auf eine empirische Formel von Swinbank (1963) zurückgegriffen wird:

$$A = (T/T_*)^2 \sigma T^4 \qquad T_* = 326{,}8\ K$$

Die Größe T ist die Lufttemperatur in 2 m Höhe und σ ist die Stefan-Boltzmann-Konstante mit dem Wert $5{,}67 \cdot 10^{-8}$ W/m^2K^4. Die Formel gilt für wolkenlosen Himmel, zeigt aber auch bei N < 3 Achtel eine gute Übereinstimmung mit der Beobachtung (Abb. 3). Die Messwerte sind jedoch nicht endgeprüft und könnten noch leichte Inhomogenitäten aufgrund von Gerätewechsel besitzen. Die Gegenstrahlung hat einen typischen, dem Temperatur- und Feuchteverlauf ähnlichen Jahresgang mit Maximalwerten im Sommer und Minimalwerten im Winter. Die Maxima werden von der Berechnung etwas überschätzt. Der langjährige Verlauf zeigt deutlich eine Verringerung der Streuung, wobei auffällt, dass vor allem die Winterminima ansteigen. Dieses geht einher mit einer Zunahme der Westwetterlagen im Winter, wodurch häufiger feuchtere Luft herantransportiert wird (Bissolli, 1999a).

Die Untersuchungen langfristiger Trends von A (berechnet) und e im Zeitraum 1953 bis 2000 ergeben die in Tabelle 1 dargestellten Werte für verschiedene meteorologische Bedingungen

.	Untersuchte Fälle	Trend pro Dekade (%)	Signifikanzniveau (%)
Gegenstrahlung A	Wolkenlose Stunden	+ 0,49	99
(Swinbank-Formel)	Stunden mit N<3/8	+ 0,32	99
	Wolkenlose Stunden, nachts	+ 0,76	< 95
	Nachts, N<3/8	+ 0,73	< 95
	9-15 MEZ, 100% SSD, N<3/8	+ 0,56	95
Dampfdruck e	Wolkenlose Stunden	+ 0,93	< 95
(aus gemessenem	Stunden mit N<3/8	+ 0,36	< 95
Taupunkt)	Wolkenlose Stunden, nachts	+ 0,81	< 95
	Nachts, N<3/8	+ 1,0	95
	9-15 MEZ, 100% SSD, N<3/8	+ 0,70	< 95

Tab. 1 Tendanalyse der Abweichungen vom langjährigen Mittel 1953-2000 der Gegenstrahlung und des Dampfdrucks am Hohenpeißenberg bei verschiedenen meteorologischen Bedingungen.

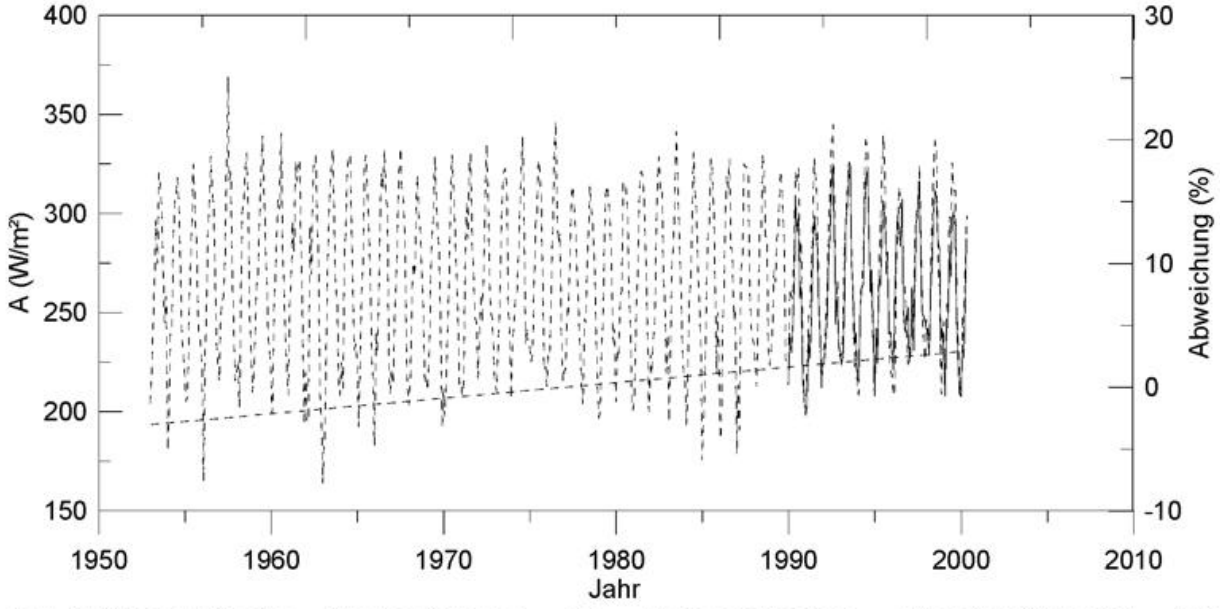


Abb. 3 Atmosphärische Gegenstrahlung am Hohenpeißenberg (Monatsmittelwerte) bei Gesamtbedeckungen N < 3 Achtel. Durchgezogene Linie: Beobachtung 1990-2000 (noch nicht endgeprüfte Werte); Gestrichelt: Berechnung mit der Swinbank-Formel 1953-2000; Gestrichelte Gerade: Trend der berechneten winterlichen Werte (Abweichung vom langjährigen Mittel Dez - Feb).

Der langfristige Anstieg von A und e ist eng verknüpft mit der beobachteten Temperaturzunahme am Hohenpeißenberg von 0,2 K pro Dekade (bei wolkenlosem Himmel) seit 1953, die zu einem höheren Wasserdampfgehalt der Luft führt. Abgesehen vom Cirrus ist jedoch eine verstärkte Wolkenbildung nicht zu beobachten, die Gesamtbedeckung hat sogar leicht abgenommen.

Es zeigt sich also, dass ein Teil der Globalstrahlungsabnahme durch Cirren und ein anderer Teil durch eine Zunahme des Wasserdampfgehalts der Atmosphäre verursacht wird. Obwohl dieses nur für die Daten der Station Hohenpeißenberg abgeleitet wurde, so ist dieses doch eine schlüssige Antwort auf die Klimaerwärmung, wodurch der globale Wasserkreislauf mitbeeinflusst, d.h. intensiviert wird.

Die durch die Klimaänderung bedingte troposphärische Temperaturzunahme hat eine Anhebung der Tropopause und eine Abkühlung der unteren Stratosphäre zur

Folge (Steinbrecht et al., 1998; Hoinka, 1998). Bei kälterer (höherer) Tropopause erhöht sich bei ausreichendem Feuchtegehalt die Wahrscheinlichkeit für Cirrusbildung. Die am Hohenpeißenberg beobachtete relative Häufigkeit von Cirrusbewölkung (vgl. Abb. 2) ist im langjährigen Mittel bei einer Tropopausenhöhe von 13 km um 28% größer als bei 9 km. Die Häufigkeit der Tropopausenhöhe 13 km (± 1 km) ist zwischen 1953 und 2000 um etwa 10% gestiegen.
Folgende Ursache-Wirkungsbeziehungen zur langfristigen Abnahme der Globalstrahlung lassen sich damit aufstellen: Die Klimaänderung führt zu einer höheren Temperatur in der unteren und mittleren Troposphäre. Die Folge ist ein erhöhter Wasserdampfgehalt und eine verstärkte Strahlungsabsorption sowie ein Anstieg der atmosphärischen Wärmestrahlung. Der Tropopausenanstieg ist mit verstärkter Cirrusbildung verbunden, wodurch ein größerer Teil der eintreffenden solaren Strahlung reflektiert wird. Zu einer positiven Rückkopplung bzgl. der Temperatur könnte es kommen, wenn der Erwärmungseffekt von Cirren aufgrund der absorbierten und reflektierten Infrarotstrahlung der Erde sich wegen der größeren Häufigkeit intensiviert (Bissolli, 1999b). Im gesamten komplexen Klimageschehen stellt dieser Effekt aber nur einen Teilaspekt dar.
Die Bedeutung langer meteorologischer Messreihen zur Dokumentation von Klimaveränderungen wird anhand dieser Untersuchungen sichtbar, denn damit wird eine detaillierte Aufklärung der komplexen Wechselwirkungen in der Atmosphäre ermöglicht. Die Untersuchungen werden fortgesetzt.

Danksagung

Diese Untersuchung wird vom Umweltministerium des Freistaates Bayern im Rahmen des Forschungsverbundes BayFORUV (Erhöhte UV-Strahlung – Folgen und Maßnahmen) finanziell gefördert.

Literatur

Bissolli, P. (1999a) Kommen Westwetterlagen häufiger vor als früher? Klimastatusbericht 1999, Deutscher Wetterdienst: 42-47.

Bissolli, P. (1999b) Klimastudien mit Kondensstreifen. Naturw. Rdsch. 5: 204-206.

Berlage, W. (1928) Zur Theorie der Beleuchtung einer horizontalen Fläche durch Tageslicht. Meteorologische Zeitschrift, 54: 174-180.

Hoinka, K.P. (1998) Statistics of the global tropopause pressure. Mon. Weather Rev., 126: 3303-3325.

Kasten, F. and A.T. Young (1989) Revised optical air mass tables and approximation formula. App. Optics, 28: 4735-4738.

Khvorostyanov, V. and K. Sassen (1998) Cloud model simulation of a contrail case study: Surface cooling against upper tropospheric warming. Geophys. Res. Lett. Vol. 25 , No. 12: p. 2145

Liepert, B.G. and G.J.Kukla (1997) Decline in Global Solar Radiation with Increased Horizontal Visibility in Germany between 1964 and 1990. J. Climate, 10: 2391-2401.

Sausen, R., K. Gierens, M. Ponater and U. Schumann (1998) A Diagnostic Study of the Global Distribution of Contrails Part I: Present Day Climate. Theor. Appl. Climatol. 61: 127-141.

Steinbrecht, W., H. Claude, U. Köhler and K.P. Hoinka (1998) Correlations between tropopause height and total ozone; Implications for long-term changes. J. Geophys. Res. 103: 19,183-19,192.

Swinbank, W.C. (1963) Long-wave radiation from clear skies. Quart. J.R. Met. Soc. 89: 339-348.

VDI-Richtlinie 3789, Blatt 3 Entwurf (1999) Umweltmeteorologie, Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Oberflächen.

Vulkanismus und Klima

P. Bissolli

Schon seit langem ist es bekannt, daß sich größere Vulkanausbrüche auf das Klima auswirken können, und zwar besonders auf die bodennahe Lufttemperatur. Als 1991 der Pinatubo auf den Philippinen ausbrach (Abb. 1), gab es für zwei Jahre eine vorübergehende globale Abkühlung um bis zu 0,5 Grad (Sachs und Graf 1998), dann stieg die Weltmitteltemperatur wieder deutlich an (Abb. 2). Ein noch berühmteres Beispiel ist der Tambora-Ausbruch im Jahr 1815, denn das darauffolgende Jahr 1816 ist als das „Jahr ohne Sommer" in Mitteleuropa und in den USA in die Klimageschichte eingegangen (Stommel und Stommel 1996). Die wahrscheinlich größte bekannte Eruption seit dem Spätquartär war diejenige des Vulkans Toba in Nord-Sumatra vor ca. 71 000 Jahren (Yang et al. 1996). Es wird vermutet, daß diese Eruption einen längeren „vulkanischen Winter" verursachte, denn es wurde ein Rückgang der Weltmitteltemperatur um ca. 3 bis 5 Grad über mehrere Jahre hinweg geschätzt. Durch veränderte Temperaturbedingungen ist zwangsläufig auch mit veränderten Niederschlags- und Bewölkungsverhältnissen zu rechnen.



Abb.1 Am 17. Juni 1991 brach auf den Philippinen der Vulkan Pinatubo aus. Er schleuderte große Mengen an Schwefelgasen und Staub bis in die Stratosphäre. Aus Graedel und Crutzen (1996).



Abb.2 Anomalien der Weltmitteltemperatur im Sommer (Daten nach GISS, NASA: http://www.giss.nasa.gov/data/update/gistemp). Dargestellt sind die Temperaturabweichungen vom Mittel 1951-1980. In den Jahren 1992 und 1993 gab es einen markanten Rückgang der Sommertemperatur gegenüber den Vorjahren, der vermutlich auf den Ausbruch des Vulkans Pinatubo zurückzuführen ist. Danach stieg die Weltmitteltemperatur wieder an und erreichte 1998 ihren bisherigen Höchstwert. Im gesamten letzten Jahrzehnt des 20. Jahrhunderts, also auch in den Jahren nach dem Pinatubo-Ausbruch, lag die Sommer-Weltmitteltemperatur über dem Mittel der Referenzperiode 1951-1980.

Abkühlung durch Schwefel-Staubwolken

Qualitativ ist dieser Effekt folgendermaßen zu beschreiben: Bei Vulkaneruptionen werden nicht nur Lava und Aschepartikel, sondern auch verschiedene Gase freigesetzt. Eine besondere Rolle für das Klima spielen schwefelhaltige Gase, die zu Schwefeldioxid oxidieren und sich dann weiter in sulphathaltige Staubteilchen umwandeln. Größere explosive Vulkanausbrüche bewirken einen Transport des Vulkanstaubes bis in eine höhere Atmosphärenschicht, die Stratosphäre, und zwar besonders in Höhen um 20-25 km. Die vertikale Luftbewegung ist in diesen Zonen relativ gering. Im Gegensatz zur Troposphäre (atmosphärische Schicht bis ca. 10 km Höhe, in den Tropen noch höher), wo Staubteilchen meistens schon nach wenigen Wochen zum Boden zurückfallen (trockene Deposition) oder durch Regentropfen ausgewaschen werden (nasse Deposition), verbleiben dadurch solche Teilchen in der Stratosphäre recht lange, nämlich mehrere Jahre (Jäger 1992). Dies führt mit der Zeit durch die Zirkulation der hohen Atmosphäre zu einer Bildung von Staubschleiern (engl.: dust veils) in der Stratosphäre. Diese Staubschleier können sich bereits nach zwei bis drei Wochen rund um die ganze Erde ausbreiten. Teilweise lassen sich noch nach einem Jahr auch in großer Entfernung vom Eruptionsort diese Effekte mit bloßem Auge erkennen (Trübung des Himmels, roter Sonnenuntergang).

Durch Absorptions- und Streuprozesse können nun die Staubschleier eine Veränderung der auf der Erdoberfläche auftreffenden Sonnenstrahlung bewirken. Im sichtbaren und ultravioletten Spektralbereich sind es reine Streuprozesse, die hier wirksam sind. Dagegen spielt im nah-infraroten Spektralbereich (besonders bei Wellen-

längen zwischen 2 und 3 μm) auch die Absorption der Sonnenstrahlung durch den Vulkanstaub eine wesentliche Rolle (Kirchner et al. 1998), so daß als Nettoeffekt im Jahresmittel mehr Strahlungsenergie in der Stratosphäre verbleibt und weniger bis zur Erdoberfläche gelangt. Die Folge dieser Strahlungsprozesse ist eine Abkühlung der bodennahen Luft, wobei dieser Effekt nicht nur in unmittelbarer Umgebung der Vulkane, sondern wegen der rasch zunehmenden Ausdehnung der Staubschleier auch auf weit größerem Gebiet zu beobachten ist, abgesehen von der Polarnacht nahezu über der gesamten Erde (Bissolli 1985). In der Stratosphäre bewirken diese Prozesse entsprechend eine stratosphärische Erwärmung (Angell 1997). Weitere Details können einem Übersichtsartikel von Robock (2000) oder, noch ausführlicher, dem Buch von Kondratyev und Galindo (1997) entnommen werden.

In Abb. 3 sind Einzelheiten der Eruptionsmechanismen dargestellt. Nach Abschätzungen müssen mindestens 3 Millionen Tonnen Schwefeldioxid in die Stratosphäre emittiert werden, damit ein merklicher Klimaeinfluß entsteht (Sachs und Graf 1998). Zum Vergleich: Während des Pinatubo-Ausbruches 1991 wurden etwa 20 Millionen Tonnen Schwefeldioxid in die Stratosphäre geschleudert. Aber auch kontinuierliche nicht-explosive Schwefeldioxid-Entgasungen in die Atmosphäre können, wenn auch in geringerem Ausmaß, zum Klimaeinfluß beitragen.



Abb. 3 Schema eines Vulkan-Magmasystems. Aus Sachs und Graf (1998).

Auch eine Erwärmung durch Vulkane ist möglich

Allerdings gibt es auch einen Gegeneffekt: Im Winter entsteht nach Vulkaneruptionen über manchen Teilen der Erde keine Abkühlung, sondern eine Erwärmung der bodennahen Luftschicht, und zwar insbesondere über den Kontinenten in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre (Robock und Mao 1995, Kirchner et al. 1998), dagegen nicht in den Tropen und im Nahen Osten. Diese Erwärmung kommt indirekt durch atmosphärische Zirkulationseffekte zustande: die stratosphärische Erwärmung bewirkt eine Veränderung der Luftbewegung, insbesondere eine Verstärkung des polaren Wirbels in der Stratosphäre. Dadurch wird auch die Zirkulation in der Troposphäre (genauer gesagt die troposphärischen planetarischen Wellen) mit beeinflußt, woraus wiederum eine Verstärkung der oberflächennahen West- und Südwestströmung z.B. über dem Atlantik und Europa und damit eine vermehrte Zufuhr von milden Luftmassen resultiert. Im Jahres- und Weltmittel überwiegt aber in der Regel der Abkühlungseffekt.

Ein Zusammenhang zwischen Vulkanismus und den bekannten El Niño / La Niña–Phänomenen wurde häufig diskutiert. Auch hier wäre eine mögliche Erklärung über die atmosphärische Zirkulation (stratosphärischer Polarwirbel, Subtropenjet), die von beiden Phänomenen beeinflußt wird, denkbar (z.B. Denhard et al. 1997). Andere Wissenschaftler vermuten dagegen, daß diese Ereignisse nur zufällig oft zeitnah beieinander liegen (Robock 2000).

Vulkanismus-Simulationen mit dem Computer

Woher sind diese Zusammenhänge bekannt? Der Einfluß der Vulkantätigkeit auf das Klima läßt sich mit Hilfe von mathematisch-physikalischen Klimamodellen, die sich durch Computerprogramme realisieren lassen, untersuchen. So kann der solare Strahlungsfluß nach Vulkanausbrüchen und der daraus resultierende Temperatureffekt mit Hilfe von Strahlungstransportberechnungen simuliert werden, wobei über Größe, Art und Verbreitung der Eruptionsprodukte Annahmen gemacht werden müssen. Dadurch treten natürlich Unsicherheiten der Modellsimulationen auf. Immerhin sind die Modellrechnungen aber physikalisch schlüssig und liefern auch quantitative Abschätzungen.

Mit Modellsimulationen können auch die meteorologischen Umgebungsbedingungen untersucht werden, die für den Vulkaneinfluß relevant sein können. So haben Graf et al. (1998) nach Simulationen am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg festgestellt, daß z.B. der horizontale Wind einen ganz entscheidenden Einfluß auf Form und Höhe der Vulkanstaubschleier ausübt. Je stärker der Wind weht, desto niedriger ist im allgemeinen die Obergrenze der Vulkanstaubwolke. Andererseits findet bei stärkerem Wind aber auch bereits in einem frühen Stadium eine Trennung zwischen Gasen und Partikeln statt, so daß dann eine größere Menge an Gasen in die Stratosphäre gelangen kann. Der Zusammenhang zwischen Vulkaneinfluß und den Umgebungsbedingungen ist also nicht einfach, zumal neben dem Wind auch die vertikale Schichtung von Temperatur und Luftfeuchtigkeit eine Rolle spielt. Weitere

Simulationen dieser Art werden also wohl noch notwendig sein, um auch im Detail die Modellergebnisse realistisch mit wirklichen Vulkanausbrüchen vergleichen zu können.

Beobachtungsdaten zeigen den Klimaeinfluß auch

Der Klimaeinfluß der Vulkantätigkeit läßt sich aber nicht nur physikalisch erklären und durch Modelle abschätzen, sondern auch anhand von konkreten Datenreihen der auf der Erdoberfläche auftreffenden solaren Strahlung und der Lufttemperatur zeigen. Tatsächlich ist unmittelbar nach großen Vulkanausbrüchen (im globalen Mittel vor allem im Sommer, aber auch im Jahresmittel) ein Rückgang der Strahlung und damit auch der bodennahen Temperatur um einige Zehntel Grad über wenige (meist 1-3) Jahre zu beobachten (vgl. Abb. 2 als Beispiel für den Pinatubo). Nach dieser Zeit nimmt die Wirkung stark ab. Auch eine stratosphärische Erwärmung nach Vulkanausbrüchen um einige Grad (soweit Daten vorliegen) wurde tatsächlich gemessen.

Dies allein ist natürlich noch lange kein Nachweis dafür, daß ein solcher vulkanbedingter Abkühlungseffekt wirklich existiert, denn diese genannten Temperaturrückgänge hätten ja auch rein zufällig mit Vulkanausbrüchen zeitlich zusammenfallen können. Ein wesentlich stärkeres Indiz liegt vor, wenn Vulkanchronologien, die auch über die Stärke von Vulkanausbrüchen etwas aussagen, mit Temperatur-Datenreihen in eine statistische Beziehung gebracht werden können. Leider liegen aber für die Vulkanaktivität bzw. deren Strahlungseinfluß keine direkten Messungen über Jahre oder gar Jahrzehnte vor wie etwa bei der bodennahen Lufttemperatur. Daher muß auf Abschätzungen und indirekte Messungen zurückgegriffen werden.

Indirekte Messungen sind z.B. Daten der elektrischen Leitfähigkeit von Eisbohrkernen. Wenn sich vulkanbedingte Sulphate im Eis ablagern, erhöht sich der Säuregehalt und damit die elektrische Leitfähigkeit des Eises. Hammer (1977) analysierte bereits in den siebziger Jahren Eisbohrkerne aus Grönland und legte eine entsprechende Meßreihe vor. Heutzutage sind inzwischen mehrere Vulkanismus-Analysen von Eisbohrkernen über lange Zeiträume (vom Grönland-Eisschild über 100.000 Jahre, Zielinski et al. 1996, aus der Antarktis immerhin noch für die letzten 4.100 Jahre, Cole-Dai et al. 2000) vorhanden.

Abschätzungen liegen in Form von verschiedenen Vulkanindizes vor, die meist auf historischen Vulkanchronologien und Strahlungsmessungen basieren oder, insbesondere für weiter zurückliegende Zeiträume, auch aus Eisbohrkerndaten abgeleitet werden. Einen Überblick über die verschiedenen Indizes liefern Robock und Free (1995). Wahrscheinlich erreichten mindestens elf Eruptionen im Zeitraum 1853-1991 die Stratosphäre (IAVCEI 1992). Dank der Verfügbarkeit der Eisbohrkerne existieren aber auch daraus abgeleitete Abschätzungen für wesentlich frühere Zeiträume. Um etwas genauere Abschätzungen zu erhalten, sind in neuerer Zeit einige Wissenschaftler dazu übergegangen, den Klimaeinfluß der Vulkantätigkeit mit Hilfe der optischen Dicke des Vulkanstaubes anzugeben. Da Messungen der stratosphärischen optischen Dicke (bzw. der Trübung der Atmosphäre durch optisch dichte Teilchen)

erst ab 1961 vorliegen, muß diese Größe für weiter zurückliegende Zeiträume mit Hilfe von anderen Informationen über Vulkane (Stärke, Datum, Ort) rekonstruiert werden, zweckmäßigerweise auch die räumliche Verteilung der optischen Dicke (s. z.B. Grieser und Schönwiese 1998, Denhard et al. 1997). Mit Hilfe der optischen Dicke kann dann wiederum die Strahlungswirkung der Vulkantätigkeit errechnet werden, entweder über einfache empirische Formeln oder, etwas genauer, über mehr oder weniger komplexe mathematisch-physikalische Modelle.

Werden nun derartige Vulkanismus-Zeitreihen mit der bodennahen Lufttemperatur (global, hemisphärisch und regional) statistisch korreliert, so ergibt sich tatsächlich eine signifikante Korrelation, vor allem längerperiodisch gesehen. Erste statistische Auswertungen wurden bereits in früheren Jahren durchgeführt (z.B. Bissolli 1985, Bissolli und Schönwiese 1986). Inzwischen liegen wesentlich differenziertere statistische Analysen vor. Mit Hilfe verschiedener statistischer Methoden läßt sich auch die hypothetische, durch den Vulkanismus ausgelöste Variabilität in den Temperaturreihen von anderen Klimaeinflüssen trennen (Denhard et al. 1997, van Ulden und van Dorland 2000).

Ein Gegenspieler zum Treibhauseffekt

Interessant ist der mutmaßliche vulkanische Abkühlungseinfluß vor allem deswegen, weil er ein Gegenspieler zu anderen Einflüssen ist, die zu einer globalen Erwärmung führen, wie etwa dem anthropogenen Treibhauseffekt. Zumindest episodisch-kurzfristig liegt der Strahlungsantrieb des Vulkanismus in der gleichen Größenordnung wie der Treibhauseffekt (einige Watt pro m², Houghton et al. 1995). Das vorige Jahrzehnt war im globalen Mittel das wärmste des nun vergangenen 20. Jahrhunderts und, zumindest auf der Nordhemisphäre, wahrscheinlich auch des 2. Jahrtausends, soweit die bisherigen Temperatur-Rekonstruktionsdaten dies zeigen (vgl. WMO 2000). Diese Erwärmung konnte auch durch den Vulkanismus nicht kompensiert werden, obwohl es im Jahr 1991 den sehr starken Pinatubo-Ausbruch gab. Eine Häufung von derartigen Ausbrüchen könnte allerdings die globale Erwärmung vorübergehend dämpfen. Basierend auf Eisbohrkern-Daten der letzten sechs Jahrhunderte lieferten Hyde und Crowley (2000) eine statistische Hochrechnung, die aufzeigt, daß wahrscheinlich mit einer stärkeren Eruption in den nächsten 10 Jahren zu rechnen ist. Allerdings ist eine solche Vorhersage mit großen Unsicherheiten behaftet, und eine einzelne Eruption wird sicherlich einen globalen langfristigen Erwärmungstrend auf die Dauer nicht aufhalten können. Auch Energiebilanzmodellstudien (Denhard et al. 1997) ergaben, daß der vulkanische Antrieb zwar wesentlich zu den hemisphärischen Temperaturvariationen beiträgt, aber wegen seiner zeitlichen Charakteristik (episodischer Einfluß) hinter dem anthropogenen Treibhauseinfluß zurückbleibt.

Ein Mitverursacher des Ozonlochs

Übrigens haben Satellitenbeobachtungen auch gezeigt, daß es einen Zusammenhang zwischen großen Vulkanausbrüchen und der globalen Ozonabnahme in der Stratosphäre (Ozonloch) gibt (ca. 3-10% Ozonabnahme über 1-2 Jahre hinweg, vgl. z.B. Sachs und Graf 1998, Spänkuch und Schulz 1999, Kondratyev und Galindo 1997). In der Tat befinden sich unter den Eruptionsprodukten auch potentiell ozonabbauende Bestandteile (Chloride, Bromide, Schwermetalle, vgl. Abb. 3).

Größere Vulkanausbrüche sind also in mehrfacher Hinsicht für unsere Umwelt und das globale Klima von Bedeutung, und sind daher, neben vielen anderen Faktoren, ein wichtiger Gegenstand der Klimaüberwachung. Erst kürzlich (im Mai 1999) wurde mit Lidar-Systemen ein Anstieg des stratosphärischen Aerosolgehaltes gemessen, der auf den Ausbruch des Shishaldin-Vulkans in Alaska im April 1999 zurückzuführen sein könnte (Rizi et al. 2000).

Ausbruchsjahr	Name des Vulkans	Land
1783	Laki	Island
1815	Tambora	Java (Indonesien)
1835	Cosiguina	Nicaragua
1875	Askja	Island
1883	Krakatau	Java (Indonesien)
1886	Okataina	Neuseeland
1902	Santa Maria	Guatemala
1907	Ksudach	Kamtschatka (Russland)
1912	Novarupta	Alaska (USA)
1956	Bezymjannaja	Kamtschatka (Russland)
1963	Agung	Bali (Indonesien)
1974	Fuego	Guatemala
1980	St. Helens	USA
1982	El Chichón	Mexiko
1991	Pinatubo	Philippinen

Tab.1 Einige bedeutende Vulkanausbrüche auf der Erde während der vergangenen 250 Jahre (zusammengestellt nach Bissolli 1985, Sachs und Graf 1998, Robock 2000).

Literatur

Angell, J.K.: Stratospheric warming due to Agung, El Chichon, and Pinatubo taking into account the quasi-biennial oscillation. J. Geophys. Res. 102, D8, 9479-9485 (1997).

Bissolli, P.: Der Einfluß des Vulkanismus und der hypothetischen Variationen der Emission solarer Strahlung auf die bodennahe Lufttemperatur 1881-1981. Diplomarbeit, Inst. f. Met. u. Geophys. d. Univers. Frankfurt a.M. (1985).

Bissolli, P., Schönwiese, C.-D.: Der Einfluß des Vulkanismus auf die bodennahe Lufttemperatur 1781-1984. Annalen der Met. 23, 11-12 (1986).

Cole-Dai, J., Mosley-Thompson, E., Wight, S.P., Thompson, L.G.: A 4100-year record of explosive volcanism from an East Antarctica ice core. J. Geophys. Res. 195, D19, 24431-24441 (2000).

Denhard, M., Grieser, J., Klein, M., Schönwiese, C.-D.: Statistische und deterministische Abschätzung vulkanischer Einflüsse auf das Klima. Ber. d. Inst. f. Met. u. Geophys. d. Univers. Frankfurt a.M. 101 (1997).

Graedel, T.E., Crutzen, P.J.: Atmosphäre im Wandel. Spektrum Akadem. Verl. Heidelberg, Berlin, Oxford 1996.

Graf, H.-F., Herzog, M., Oberhuber, J.M., Textor, C.: The effect of environmental conditions on volcanic plume rise. Max-Planck-Inst. f. Met., Hamburg, Rep. No. 282 (1998).

Grieser, J., Schönwiese, C.-D.: Parameterization of spatio-temporal patterns of volcanic aerosol induced stratospheric optical depth and its climate radiative forcing. Atmósfera 12, 111-133 (1998).

Hammer, C.U.: Past volcanism revealed by Greenland ice sheet impurities. Nature 270, 482-486 (1977).

Houghton, J.T, Meira Filho, L.G., Callandar, B.A., Harris, N., Kattenberg, A., Makell, K. (Hrsg.): Climate change 1995. The Science of climate change. Cambridge Univers. Press, Cambridge 1995.

Hyde, W.T., Crowley, T.J.: Probability of future significant volcanic eruptions. J. of Climate 13, 1445-1450 (2000).

IAVCEI (International Association of Volcanism and Chemistry of the Earth's Interior): Database on large, climate-perturbing holocene eruption, with special emphasis on those within the past 200 years. IAVCEI Task Group on Volcanism and the Earth's Atmosphere, Univers. of Hawaii, Honolulu (1992).

Jäger, H.: The Pinatubo eruption cloud observed by LIDAR at Garmisch-Partenkirchen. Geophys. Res. Lett. 19, 191-194 (1992).

Kirchner, I., Stenchikov, G.L., Graf, H.-F., Robock, A., Antuna, J.C.: Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. Max-Planck-Inst. f. Met., Hamburg, Rep. No. 261 (1998).

Kondratyev, K.Y., Galindo, I.: Volcanic activity and climate. A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia (USA) 1997.

Rizi, V., Masci, F., Redaelli, G., Di Carlo, P., Iarlori, M., Visconti, G., Thomason, L.W.: Lidar and SAGE II observations of Shishaldin volcano aerosols and lower stratospheric transport. Geophys. Res. Lett. 27, 3445-3448 (2000).

Robock, A., Free, M.P.: Ice cores as an index of global volcanism from 1850 to the present. J. Geophys. Res. 100, 11549-11567 (1995).

Robock, A., Mao, J.: The volcanic signal in surface temperature observations. J. of Climate 8, 1086-1103 (1995).

Robock, A.: Volcanic eruptions and climate. Rev. of Geophys. 38, 2, 191-219 (2000).

Sachs, P.M., Graf, H.F.: Die Rolle der Vulkane. In Lozán, J.L., Graßl, H., Hupfer, P. (Hrsg.): Warnsignal Klima. Wiss. Auswert., GEO, Hamburg 1998.

Spänkuch, D., Schulz, E.: Zum Impakt von Vulkaneruptionen auf das atmosphärische Ozon. Sitzungsber. d. Leibnitz-Sozietät 30, 3, 135-144 (1999).

Stommel, H., Stommel, E.: 1816: Das Jahr ohne Sommer. In P.J. Crutzen (Hrsg.): Atmosphäre, Klima, Umwelt. 2. Aufl. Heidelberg, u.a. (1996).

Ulden, A.P. van, Dorland, R. van: Natural variability of global mean temperatures: contributions from solar irradiance changes, volcanic eruptions and El Niño. Porch. 1st Solar & Space Weather Euroconfer., Santa Cruz de Tenerife, Spanien. ESA SP-463 (2000).

WMO (World Meteorological Organization): WMO statement on the status of the global climate in 1999. WMO-No. 913, Genf 2000.

Yang, Q., Mayewski, P.A., Zielinski, G.A., Twickler, M.: Depletion of atmospheric nitrate and chloride as a consequence of the Toba volcanic eruption. Geophys. Res. Lett. 23, 2513-2516 (1996).

Zielinski, G.A., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Whitlow, S., Twickler, A.: A 110,000 year record of explosive volcanism from the GISP2 (Greenland) ice core. Quart. Res. 45, 109-118 (1996).

Probleme bei der Analyse von Klimatrends auf der Basis von Stationszeitreihen

J. Rapp

Einleitung

Jede klimatologische Trendanalyse auf der Basis von Stationszeitreihen ist Fehlerquellen ausgesetzt, die, falls sie bekannt sind, korrigiert oder bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden sollten. Im wesentlichen existieren drei Arten potentieller Datenfehler, die den Trend verfälschen können: Sporadisch auftretende Datenlücken und Datenausreißer sind aufgrund ihrer zeitlich eng begrenzten Wirkung weniger problematisch als die Folgen systematischer Messfehler oder zeitlicher Inhomogenitäten. Dabei stellen Datenlücken keine Fehler im engeren Sinn dar, vielmehr ist hierbei keine regelmäßige Messung bzw. Übermittelung klimatologischer Größen erfolgt. Mit Ausreißern sind keine extremen Einzelereignisse, sondern die Folgen fehlerhafter Messungen oder unvollständiger Datentransfers gemeint.

Datenlücken und -ausreißer

Zeitpunkt und Dauer bzw. zeitliche Abfolge der Lücken und Ausreißer, zusätzlich der Merkmalswert von Ausreißern, beeinflussen das Ausmaß der Verfälschung des Trends. Der Einfluss von Datenlücken ist an den Rändern der Zeitreihe größer als in der Mitte. Eine Lücke in der ersten Hälfte der Zeitreihe kann genauso zu einem virtuellen negativen Trend führen wie in der zweiten Hälfte und umgekehrt. Bei zunehmender Dauer der Datenlücke und ansteigender Variabilität der Zeitreihe wird die Wahrscheinlichkeit, dass der Trend verfälscht wird, größer. Wie bei den Datenlücken modifizieren einzelne Ausreißer am Anfang und Ende einer Zeitreihe den linearen Trend stärker als solche in der Mitte des Intervalls. Ausreißer nach oben führen in der ersten Hälfte des Zeitintervalls zu einer Trendabschwächung, in der zweiten Hälfte zu einer Trendverstärkung, falls die Zeitreihe einen positiven trend aufweist. Bei Ausreißern zu niedrigeren Werten ist es umgekehrt. Die Verfälschung des Trends durch Ausreißer ist unabhängig von der Standardabweichung der Zeitreihe (Abbildung 1).

Zur Bestimmung eines ”Ersatzwertes” für Datenlücken und -ausreißer existieren verschiedene Verfahren:

- manuelle Recherchen nach den „wahren“ Werten in Alternativquellen (Original-Datenlisten, Meteorologische Jahrbücher, Facharbeiten),
- Methoden auf der Basis der unvollständigen bzw. fehlerhaften Zeitreihe, das heißt zeitliche Interpolation (zum Beispiel die Verwendung des Mittelwertes des Gesamt- oder eines Teilintervalls, die Verwendung des Ordinatenwertes der Trendgeraden durch die Zeitreihe zum Zeitpunkt der Datenlücke bzw. des Datenaus-

reißers, robuste Verfahren (siehe zum Beispiel Schlittgen & Streitberg, 1995) oder eine Funktionsanpassung mit Hilfe eines Periodogramms, eines Splines, o.ä.m.),

- Methoden, die benachbarte Referenzstationen benutzen, das heißt räumliche Interpolation (zum Beispiel räumliche Mittelwertbildung, lineare oder multiple Regressionsbeziehungen (Sánchez Penzo et al., 1997) oder entfernungs- und richtungsabhängige Interpolation, wie sie zum Beispiel im Fall der Niederschlagshöhe von Rudolf, 1995, vorgeschlagen wird).

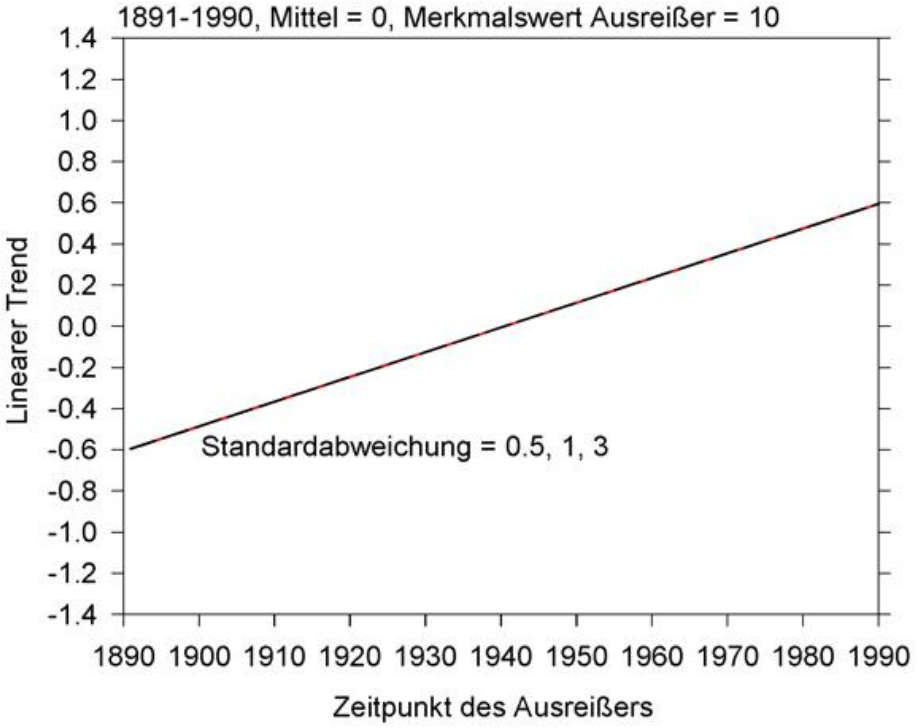


Abb. 1 Simulation der Wirkung eines Ausreißers des Merkmalwertes 10 auf den mittleren linearen Trend von 50 Zufallsreihen verschiedener Variabilität (Mittelwert = 0, Standardabwiechung = 0.5, 1.0 und 3.0, Zeitraum 1891-1990), falls der Eintrittszeitpunkt des Ausreißers von 1891 bis 1990 stetig variiert wird; aus Rapp (2000).

Systematische Messfehler

Die Messung der Niederschlagshöhe ist im Gegensatz zur Bestimmung der Lufttemperatur und des Luftdrucks mit erheblichen Schwierigkeiten und Fehlern verbunden. Neben dem dominierenden Windeinfluss (Herauswehen durch Turbulenz und Wirbelbildung) können der Aufbau und die Eigenschaften des Messinstrumentes (Maße, Installationshöhe, Form, Material, Farbe, Alter, Isolation) sowie eventuell auftretende Gerätefehler (Herausspritzen, Verdunstung, Kondensation, Benetzung, Lecks) und Beobachterfehler (Ablesung) zu systematischen Messfehlern führen (Sevruk & Nespor, 1994), die bei fester Niederschlagsphase weitaus größer sind als bei flüssiger.

Bei einem langfristigen Trend der Lufttemperatur ändern sich die Anteile der Niederschlagsphasen an der "wahren" Niederschlagshöhe, falls Windgeschwindigkeit und Niederschlagshäufigkeit konstant bleiben. Eine Rückrechnung der korrigierten in die

theoretisch gemessene (das heißt “wahre”) Niederschlagshöhe ermöglicht den Vergleich mit der real Gemessenen. Bei langfristig steigender Lufttemperatur, zum Beispiel einem linearen Trend von +1 °C, wie er in den letzten 100 Jahren in Deutschland real gemessen wurde, fällt mehr Niederschlag in flüssiger als in fester Form. Daher verkleinert sich der Gesamtfehler, so dass die beobachteten Niederschlagstrends einen virtuellen Zusatztrend von ca. 2 % der Niederschlagshöhe beinhalten (Abbildung 2).

Für die meisten Orte in Deutschland ist dieser Fehler ungefähr eine Größenordnung kleiner als die gemessenen Niederschlagstrends. Bedeutsamer ist dieses Phänomen in Gebieten mit größerem Anteil des Niederschlages in fester bzw. gemischter Phase. Hanssen-Bauer & Forland (in Goodison et al., 1998) schätzen den virtuellen Trend für die norwegische Station Ny-Alesund für Temperaturänderungsszenarien von +2, +4 und +6 °C ab. Sie kommen dabei auf Virtuellzuschläge von 6, 10 und 13 %, die den für mitteleuropäische Verhältnisse abgeschätzten Effekt (Abbildung 2) spürbar übersteigen.

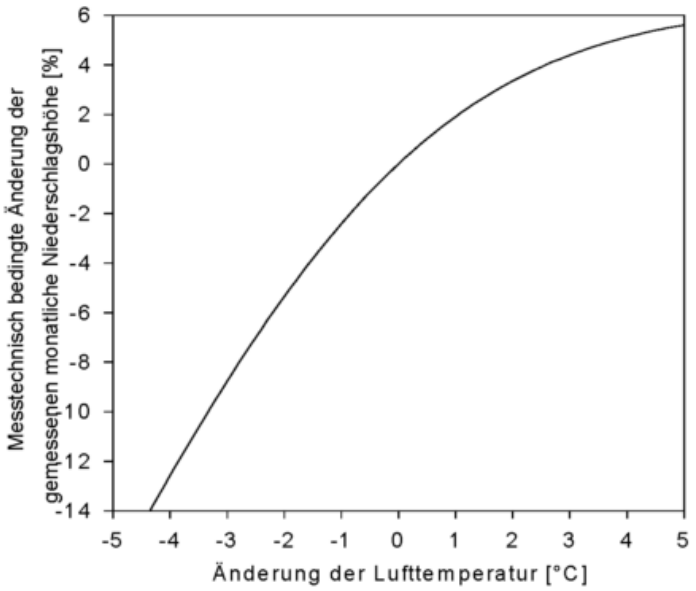


Abb. 2 Messtechnisch verursachte relative Änderung der Niederschlagshöhe aufgrund des systematischen Fehlers der Niederschlagsmessung bei langfristigem Trend der Lufttemperatur, für mitteleuropäische Klimaverhältnisse; aus Rapp (2000).

Zeitliche Inhomogenitäten

Inhomogenitäten einer Zeitreihe, die auf graduellen oder abrupten, auf jeden Fall nicht-klimatologischen Einflüssen beruhen und eine permanente Änderung statistischer Charakteristika zeigen, können ebenfalls den Trend modifizieren. Nicht-klimatologische Einflüsse lassen sich prinzipiell unterscheiden nach der Änderung der Beobachtung (Beobachtungszeit, -ort, -art), dem Wechsel der Instrumentation (zum Beispiel Kalibration, Aufstellhöhe, Design) und Veränderungen der unmittelbaren

Umgebung (Vegetation, Bebauung; siehe auch Aschwanden et al., 1996). Sie sind, abhängig vom Klimaelement, Ursache von unterschiedlich ausgeprägten Inhomogenitäten.

Wie sich eine abrupte Inhomogenität auf den Verlauf einer Zeitreihe auswirkt, illustriert Abbildung 3, die die geglättete Jahresniederschlagshöhe von Wieda (südlich des Harzes) enthält. Mit den relativen Homogenitätstests nach Craddock (1979) bzw. Alexandersson (1986) lässt sich eine Inhomogenität etwa im Jahr 1932 detektieren. Der Wertesprung beträgt zu diesem Zeitpunkt -9 %. Ein Vergleich mit der Zeitreihe des in der Nähe befindlichen Ortes Treuenbrietzen macht diese Inhomogenität deutlich, da die Phasen der einzelnen Variationen, wenn auch nicht die absoluten Werte, in beiden Zeitreihen übereinstimmen. Der säkulare relative Trend liegt in Treuenbrietzen nur bei -1.2 % des Mittelwertes, ist also deutlich geringer als bei der inhomogenen Zeitreihe von Wieda, deren verfälschter Trend -5.6 % beträgt. Eine weitere, weniger markante Sprungstelle taucht in Wieda um das Jahr 1978 auf. Im Vergleich zur Niederschlagsvariation in Treuenbrietzen ist eine abrupte Zunahme der Niederschlagsmenge zu erkennen, die eine dokumentierte Stationsverlegung verursacht haben dürfte und den negativen Trend, der aus der Inhomogenität im Jahr 1932 herrührt, etwas abschwächt.

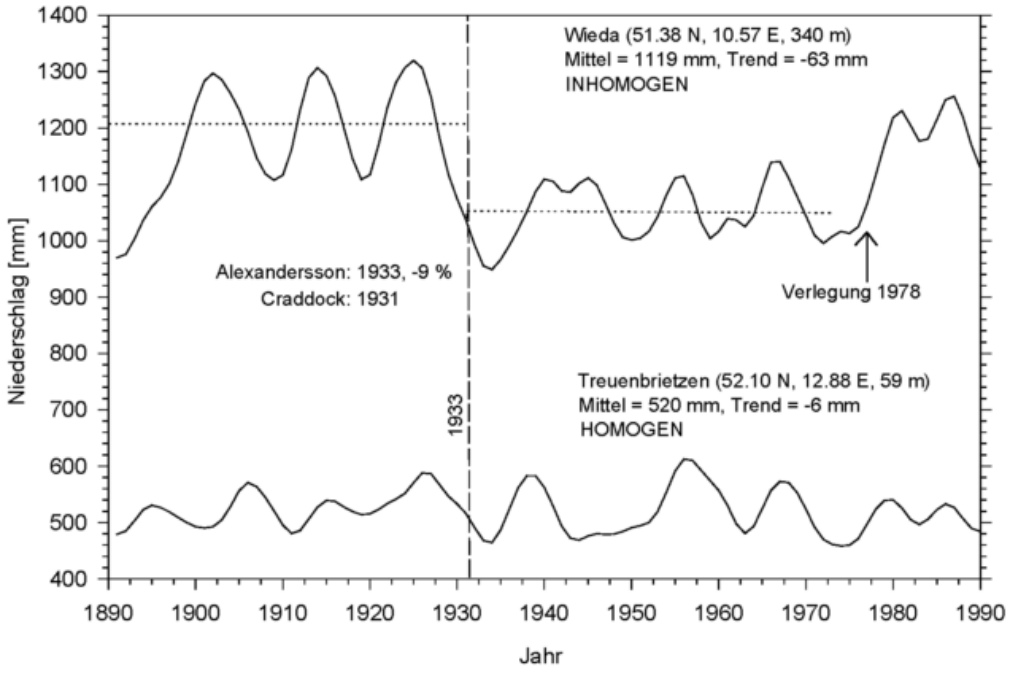


Abb. 3 Vergleich zweier 10-jährig tiefpassgefilterter Zeitreihen der Jahresniederschlagshöhe 1891-1990, für die inhomogene Station Wieda (oben) und die homogene Station Treuenbrietzen (unten), aus Rapp & Schönwiese (1996).

Inhomogenitäten, die in der Mitte des Untersuchungsintervalls auftreten, verfälschen den Trend wesentlich stärker als solche, die zu Beginn oder am Ende der Analysezeit liegen. Diese Abhängigkeit kann zur direkten Berechnung des linearen Trends

der homogenisierten Zeitreihe T_H aus der Charakteristik der inhomogenen Reihe genutzt werden. Es gilt nämlich

$$T_H = T_I + \frac{6\,I}{(3\,t_0 + t_n)^2}\left(t_I + \tfrac{1}{2}(t_n - t_0)\right)^2 - \tfrac{3}{2}\,I\,,$$

wobei T_I der lineare Trend der inhomogenen Zeitreihe, I der Betrag und t_I der Zeitpunkt des Inhomogenitätssprungs (berechnet beispielsweise nach dem Test von Alexandersson, 1986), t_0 der Anfangs- und t_n der Endzeitpunkt der Zeitreihe sind (zur Ableitung siehe Rapp, 2000).

Das Aufspüren abrupter Inhomogenitäten ist gegenüber der Detektion gradueller Änderungen relativ einfach. Meist ist eine allmählich zunehmende Bebauung oder das Wachstum der Vegetation Ursache für die schleichende Verfälschung und damit die reduzierte räumliche Repräsentanz von Klimazeitreihen. Ein eindrucksvolles Beispiel hierfür bildet die Entwicklung der Jahresmitteltemperatur im thüringischen Jena im Vergleich mit Nachbarstationen. Seit etwa 1950 hat sich die Differenz der Temperatur zu den Messungen in Erfurt, Leipzig, Dresden, Potsdam und Berlin stetig vergrößert (Abbildung 4). Dieser Anstieg findet um 1990 ein Ende und die Differenz verringert sich wieder. Dieser zusätzliche, regional begrenzte Trend der Lufttemperatur beträgt in der Zeit zwischen 1950 und 1990 etwa 0.5 °C.

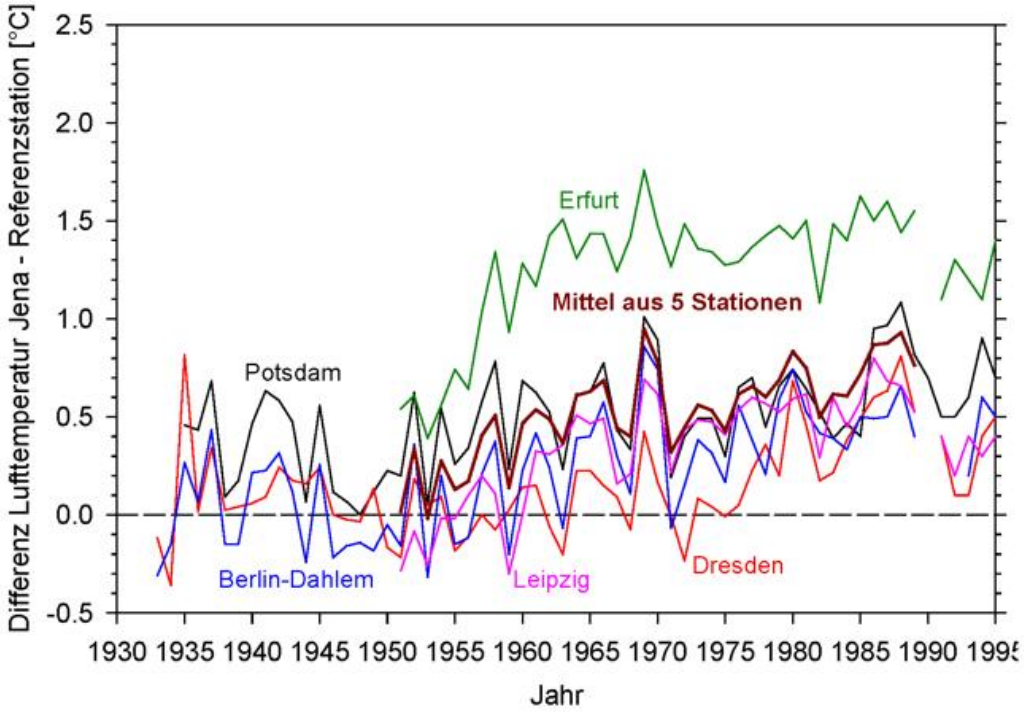


Abb. 4 Differenz der Jahresmitteltemperaturen von Jena und in der Nähe liegender Stationen (Berlin, Potsdam, Dreden, Leipzig, Erfurt) einschließlich dem Mittel dieser fünf Stationen, 1933-1995, aus Rapp (2000).

Fazit

Folgende Tabelle gibt abschließend einen Überblick über die Einflüsse auf die Messung bzw. Datenerfassung von verschiedenen meteorologischen Messgrößen, die den Trend von Zeitreihen verfälschen können (nach Rapp, 2000).

Verfälschender Einfluss	Art	Ursache	Zeitliche Charakteristik
Trend der Windgeschwindigkeit	Systematischer Fehler bei der Niederschlagsmessung	natürlich *)	graduell
Trend der Lufttemperatur	Systematischer Fehler bei der Niederschlagsmessung	natürlich *)	graduell
Trend der Niederschlagsart, -intensität und/oder -häufigkeit	Systematischer Fehler bei der Niederschlagsmessung	natürlich *)	graduell
Wechsel der Instrumentation	Inhomogenität	anthropogen	abrupt
Veränderung der Umgebung (Vegetation, Bebauung)	Inhomogenität	anthropogen bzw.natürlich	abrupt oder graduell
Modifikation der Beobachtung (Beobachtungszeit, -ort)	Inhomogenität	anthropogen	abrupt
Datenlücken	Datenmängel	anthropogen	abrupt
Datenausreißer	Datenmängel	anthropogen bzw.natürlich	abrupt

*) ggf. auch indirekt anthropogen (z.B. durch Intensivierung des Treibhauseffektes).

Literatur

Alexandersson H. (1986): A homogeneity test applied to precipitation data. J. Climatol. 6, 661-675.

Aschwanden A., Beck M., Häberli Ch., Haller G., Keine M., Roesch A., Sie R., Stutz M. (1996): Klimatologie der Schweiz. Bereinigte Zeitreihen - die Ergebnisse des Projektes KLIMA 90. Klimatologie 1961-1990, Heft 2, 4 Bände, Band 2: Methoden, Schweizerische Meteorologische Anstalt, Zürich, 105 Seiten.

Craddock J.M. (1979): Methods of comparing annual rainfall records for climatic purposes. Weather, 34, 332-346.

Goodison B.E., Louie P.Y.T., Yang D. (1998): WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison, Final Report, WMO/TD-No. 872, Instruments and Observing Methods Report No. 67, 300 pp.

Rapp, J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Dissertation. Universität Frankfurt/Main, zugleich Bericht des DWD Nr. 212, Offenbach/Main, 145 Seiten.

Rapp J., Schönwiese C.-D. (1996): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990. Frankf. Geowiss. Arb., Band B 5, 2. korr. Aufl., 255 Seiten.

Rudolf B. (1995): Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlages. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 196, Offenbach, 153 Seiten.

Sánchez Penzo S., Rapp J., Schönwiese C.-D. (1997): Statistische Untersuchung langfristiger Veränderungen des Niederschlages in Baden-Württemberg. Handbuch Wasser 2, Nr. 42, Zentraler Fachdienst Wasser-Boden-Abfall-Altlasten bei der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe, 153 Seiten.

Schlittgen R., Streitberg B.H.J. (1995): Zeitreihenanalyse. 6. Auflage. R.Oldenbourg, München, 571 Seiten.

Sevruk B., Nespor V. (1994): The effect of dimensions and shape of precipitation gauges on the wind-induced error. In: Desbois M. & Désalmand (ed.), Global precipitation and climate change, Springer, Berlin, 231-246.

Projekt für freiwillig wetterbeobachtende Schiffe (VOS)
Projekt: Klima Auswahl (VOSCLIM)

V. Wagner

Weltweit sind ca. sieben- bis achttausend Schiffe (Abb.1) aus vielen seefahrenden Nationen in der maritim-meteorologischen Wetterbeobachtung tätig. Sie tun diesen Dienst überwiegend freiwillig und sorgen so für die notwendige Datenbasis von den Weltmeeren in der Meteorologie. Die Daten, die in „real time" von den Schiffen an die meteorologischen Dienste übermittelt werden, bilden die Grundlage für die aktuelle Wettermodellierung und –vorhersage. Der andere Teil wird als „non real time" Beitrag



Abb. 1 Typisches Containerschiff im freiwilligen Wetterbeobachtungsdienst

von den Hafendiensten (PMOs) von den Schiffen geholt, wenn sie die Häfen anlaufen und zusammen mit den im „real time" Modus gelaufenen Daten nach gewissen Qualitätsprüfungen in den nationalen Archiven abgelegt. Damit sie darüber hinaus auch weltweit und auf einem einheitlichen Mindest-Qualitätsniveau verfügbar sind, werden sie vierteljährlich den sog. GCCs zugeschickt (DWD, Hamburg / UK Met Office, Bracknell), die den Qualitätszustand noch einmal prüfen und sie dann an 8

Regionale Zentren zur Erstellung international vereinbarter Monitoring Produkte (MCSS) und zu Archivierung weiterleiten.

Obwohl die Beobachtungen von gebildeten Laien erstellt werden, ist ihre Qualität grundsätzlich so gut, insbesondere nach der Qualitätsprüfung in den Archiven, dass sie als Datenbasis in der Klimatologie und für Fragen der Klimaänderung brauchbar sind.
Allerdings sind auch hier Verbesserungen wünschenswert, um insbesondere den Genauigkeitsanforderungen moderner Klimamodellierung Rechnung zu tragen.

Ein internationales WMO-Projekt (VSOP-NA) in den Jahren 1988 –1990 an dem neben anderen Atlantikanrainern auch Deutschland durch seine maritime Organisationseinheit des DWD teilnahm, ermöglichte einen gezielten Qualitätsvergleich der Daten im Hinblick auf unterschiedliche Messmethoden und nationale Richtlinien.
Ein wesentliches Ergebnis war, daß die Datenverwendbarkeit in dem Maße steigt, je besser die Umstände ihrer Entstehung und je genauer die Gegebenheiten ihres Umfeldes (Messträger „Schiff“) bekannt sind.

Problematische Größen waren vor allem Windmessungen, nicht nur wegen des Störkörpers des Schiffes in Abhängigkeit seines Beladungszustandes (bes. bei Containerschiffen) und der Höhe des Windmessers sondern auch wegen mangelhafter Berechnungen des wahren Windes aus dem meist beobachteten Relativwind (betrifft nicht die Windschätzungen). Auch die Wassertemperatur ist stark abhängig von der Methode ihrer Messung. Weiterhin war es wichtig zu wissen, wo Instrumente an Bord angebracht waren, um schiffsbedingte Einflüsse (z. B. Schornsteinnähe oder Decksaufheizung, Einfluss von Dunstabzugskanälen, Lüftern etc.) zu identifizieren. Die Skalierung der Instrumente war von Land zu Land unterschiedlich mit entsprechend unterschiedlichen Genauigkeitsgrenzen.
Die ausführlichen Ergebnisse sind der WMO/TD-No. 455/456 zu entnehmen.

Die Ergebnisse dieses Experiments führten zu dem neuen Projekt: VOSCLIM.
Ziel des Projektes ist es folglich, eine Untermenge von freiwilligen Wetterbeobachtungsschiffen zu gewinnen, die hochqualitative maritim meteorologische Daten im Sinne der VSOP-NA Empfehlungen erzeugen, welche durch ausführliche Metadaten hinsichtlich ihrer Entstehungsbedingungen beschrieben sind. Dies geschieht durch Dokumentation des Messträgers „Schiff“ als auch durch eine Reihe von Metadaten, die jeder Beobachtung bzw. Messung beigegeben werden. Insbesondere sind die teilnehmenden Beobachter gebeten, die Beobachtungsvorschriften genauestens einzuhalten und ggfs. auf Besonderheiten aufmerksam zu machen.

Da es angestrebt wird, die sensiblen und latenten Wärmeflüsse der Ozeane in einem Gebiet von 500 x 500 km^2 mit einer Genauigkeit von ca. 10 $Watt/m^2$ zu bestimmen, sind folgende Messgenauigkeiten anzustreben: Temperaturen: +/- 0,2-0,1 ^oC, Wind ca. 0,5 m/s.

Daraus ergibt sich die wünschenswerte Instrumentierung der Schiffe hinsichtlich Genauigkeit und Exposition:

- Genaue und gut exponierte Thermometer mit einer Genauigkeit von 0,1° C Wassertemperaturmessung mittels an der Schiffswand unter Wasser angebrachter elektrische Thermometer
- Gut exponierte Anemometer mit einer Genauigkeit von 0,1 m/s
- Präzisionsbarometer mit 0,1 hPa Genauigkeit und Anschluss an die Außenluft
- Elektronisches Journal mit der Möglichkeit der zuverlässigen Berechnung des wahren Windes und Qualitätsprüfung vor Ort

Jeder Beobachtung sollen folgende Metadaten beigefügt sein:

- Kurs und Fahrt des Schiffs zum Zeitpunkt der Beobachtung
- Höhe der Decksladung zum Zeitpunkt der Beobachtung
- Tiefgang zum Zeitpunkt der Beobachtung

Das Schiff selbst soll hinsichtlich seiner Abmessungen, Messstandorte sowie der Maßgaben der WMO No 47 gut beschrieben sein. Auf diese Weise lässt sich die Qualität der Daten einschätzen. Es sind auch exemplarische Rechnungen zum Störeinfluss des Schiffskörpers in Abhängigkeit von Windrichtung und Beladungszustand geplant.

Die Daten werden in einem Projektdatenzentrum (DAC bei NCDC/NOAA) vorgehalten. Die eigentliche Beobachtung wird erweitert mit dem zugehörigen Ergebnis aus einem numerischen Modell (bereitgestellt von UK Met Office) und den Metadaten zu jeder Beobachtung. Daneben existiert ein Schiffsdatenkatalog mit den entsprechenden Schiffsparametern. Der vorläufige Datenflussplan ist der Abb. 2 zu entnehmen.

Mit diesem Projekt werden hochwertige Referenzdaten gewonnen, mittels derer Daten aus dem Bereich des Remote Sensing (z.B. Satelliten) geeicht oder justiert, sowie Modelle verifiziert werden können. Es wird auch in Zukunft nicht möglich sein, den verlangten Datenbedarf von den Ozeanen allein aus Schiffs- oder Bojendaten zu decken. Eine Assimilation mit anderen Quellen ausreichender Zuverlässigkeit ist erforderlich.
Das Projekt ist daher darauf angelegt, zuverlässige Referenzdaten bereitzustellen mit dem langfristigen Ziel, den Großteil der gesamten VOS-Flotte auf diesen Standard hin zu entwickeln. Gegenwärtig ist das Projekt selbst in der Entwicklungsphase.

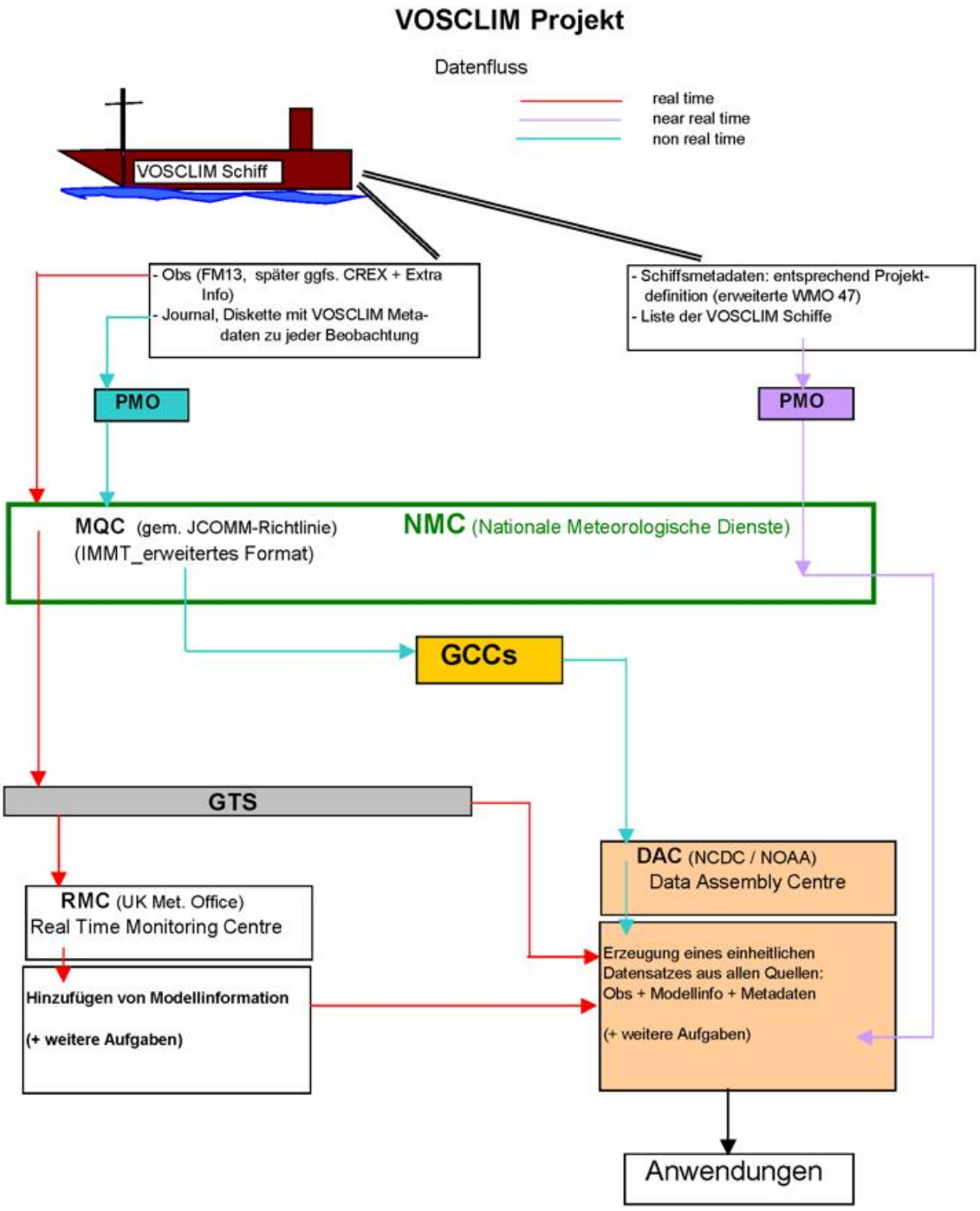


Abb. 2 Vorläufiger Datenflussplan im VOSCLIM Projekt (Stand: Oktober /2000)

Literatur

The Accuracy of Ship`s Meteorological Observations – Result of the VSOP-NA,WMO/TD-No. 455, 1991 A Catalogue of the Voluntary Observing Ships Participating in the VSOP-NA WMO/TD-No. 456, 1991

Voluntary Observing Ships (VOS) Climate Subset Project (VOSCLIM) – Project Document WMO/TD-No. 1010, 2000 (hier gibt es weitere ausführliche Literaturverweise)

The GCOS Surface Network Monitoring Centre (GSNMC)

- results for WMO RA VI - Europe -

S. Rösner, T. Fuchs, C. Lefebvre

Summary

Monitoring availability and quality of climatological data from GCOS Surface Network (GSN) stations, globally distributed via the Global Telecommunication System (GTS) of WMO is now operational on a monthly basis. Data are now being managed by a relational database management system.
Although 3 monitoring reports have meanwhile been published by the GSNMC[1] no significant improvement can be seen in the availability of GSN CLIMAT reports. The monitoring of the quality of monthly mean temperature and monthly precipitation totals shows that only for about 2% of the received messages one or both values need to be modified or deleted.

Introduction

Monitoring availability and quality of climatological data exchanged between national meteorological services is an essential step to ensure that these data are available for climate monitoring and other purposes in appropriate time and quality. In order to climatological monitor temperature and pressure on a global scale, the GCOS Surface Network (GSN) was introduced in 1999. Two centres have then been established to monitor the availability and quality of the exchanged CLIMAT messages from these 1000 stations (GCOS-53, 1999). The two centres are jointly operated by the Japan Meteorological Agency (JMA) and the Deutscher Wetterdienst (DWD). GSN stations are expected to disseminate their CLIMAT messages via the Global Telecommunication System (GTS) of the WMO on a global scale.
A description of the GSNMC is given in Rösner (1999) and may also be found on the home page of the GSNMC as part of bi-annual monitoring reports which may also be obtained from WMO.

Monitoring the performance of GSN stations in WMO RA VI

The geographical border of the WMO Regional Association VI (WMO RA VI - Europe) is given in Fig. 1. RA VI consists of about 50 Members (countries). The population density varies from almost no population e.g. in central Greenland to some hundred people per km^2 in central Europe.
The list of GSN stations operated by RA VI-countries consists of 122 high quality climatological stations. 120 of those are within the geographic border of RA VI, two be-

[1] http://www.dwd.de/research/klis/gsn_mc

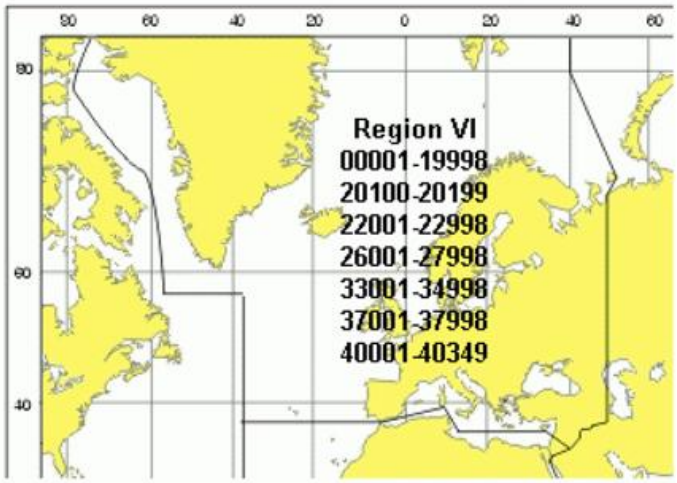


Fig. 1 Geographical borders of WMO RA VI with WMO station numbers included therein.

long geographically to WMO RAI (Africa). Fig. 3 gives an impression how the stations are distributed. For climate monitoring purposes on a regional scale this network needs to be enhanced by other high quality climatological stations. Since meteorological observations have a long tradition in Europe, there are still a few more of these stations operated in Europe.

Monitoring of availability means to carefully look at the incoming messages and check, if they were usable. That means to answer questions like: "Is the given month year indicator correct?", "Is the message decodable so that the original physical values may be obtained?". Another problem to solve is: how to deal with the fact that most stations report their climatological data more than just once per month? Which message is then to believe? How to react if later received messages just have the word 'NIL' in their body although an earlier message reported values for the specific month? These are some of the typical problems the GSNMC has to deal with.

The availability of GSN stations which have been received at both monitoring centres during the whole year 2000 is shown in Fig. 3. , that the availability of GSN CLIMAT messages from WMO RA VI is not very high although still better than on the global average. From 46 of the 122 stations all 12 CLIMAT reports for the monitoring period January to December 2000 have been received. On the other hand 40 stations have not been received during that period. Fig. 2 also shows that some stations or countries (only one country in WMO RA VI) have not yet changed to the new CLIMAT code introduced in 1994.

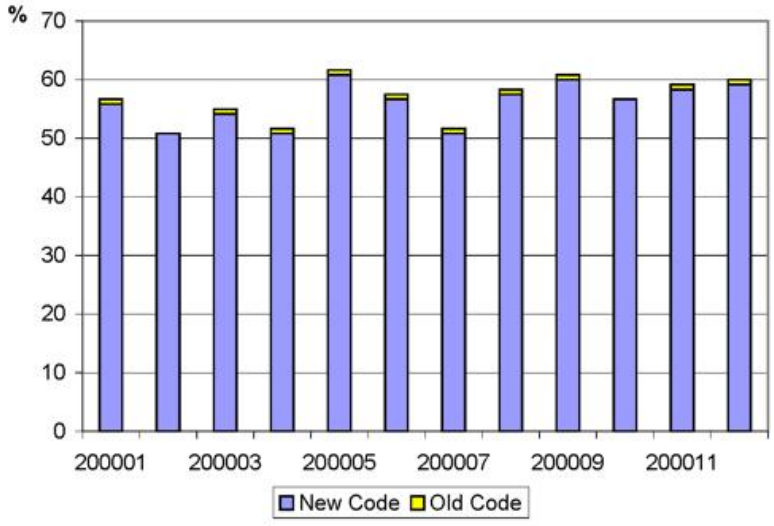


Fig. 2 Availability of CLIMAT messages from GSN stations located in WMO RA VI.

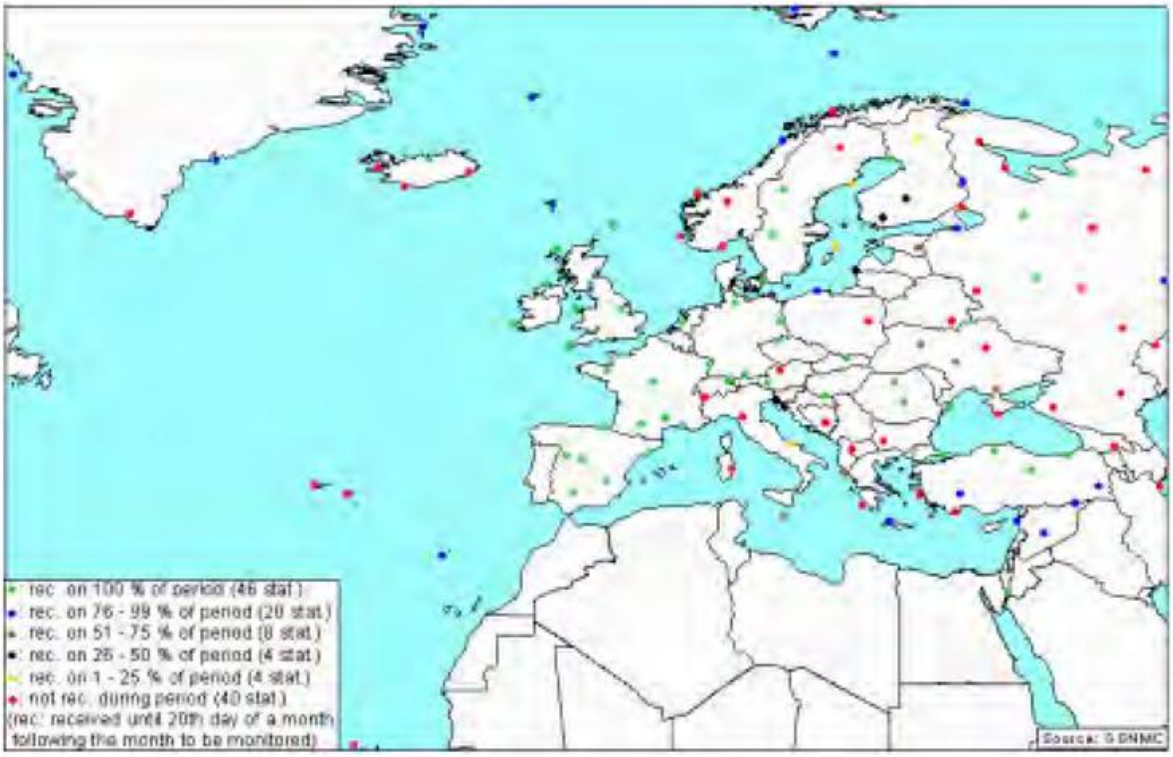


Fig. 3 Reception rate of GSN stations operated by member countries of RA VI. (period Jan - Dec 2000)

Fig. 4, which presents some of the most often errors, illustrates, that there are problems with the month-year indicator in CLIMAT messages. It happens, that not the actual month is written, or that this group is missing or even appears between station messages. Sometimes the section identifier 111 is missing or at wrong position. Some countries always have the same errors within their messages.

Fig. 5 illustrates the daily and cumulative number of received CLIMATs for May 2000 from GSN stations in WMO RA VI, received in June 2000. According to WMO regulations CLIMAT messages should be distributed until 5th but not later than 8th day of the following month.

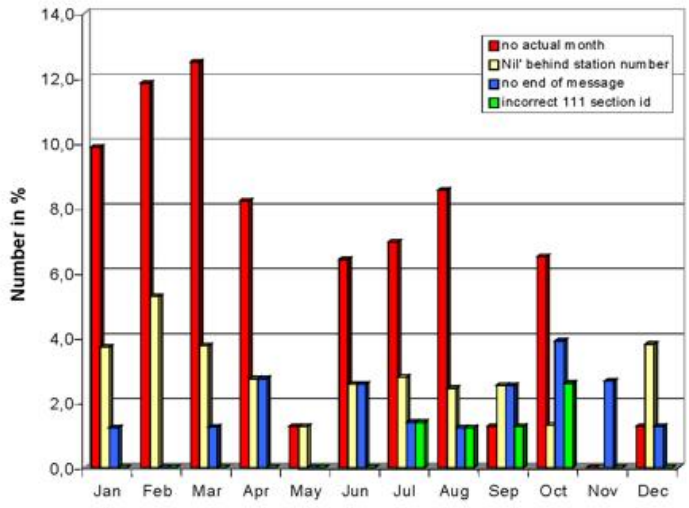


Fig. 4 Number of typical errors in percent of all received CLIMATs.

Since January 2000 also the quality of precipitation and temperature data reported within the CLIMAT messages is monitored. Monthly mean temperature is quality controlled by JMA and monthly precipitation total is quality controlled by the Global

Precipitation Climatology Centre (GPCC)[1] operated by the DWD. Table 1 lists those stations and months for which modifications have been necessary. In general only for a few stations (3 out of 120 for WMO RA VI) the reported temperature and/or precipitation values needed to be modified or deleted.

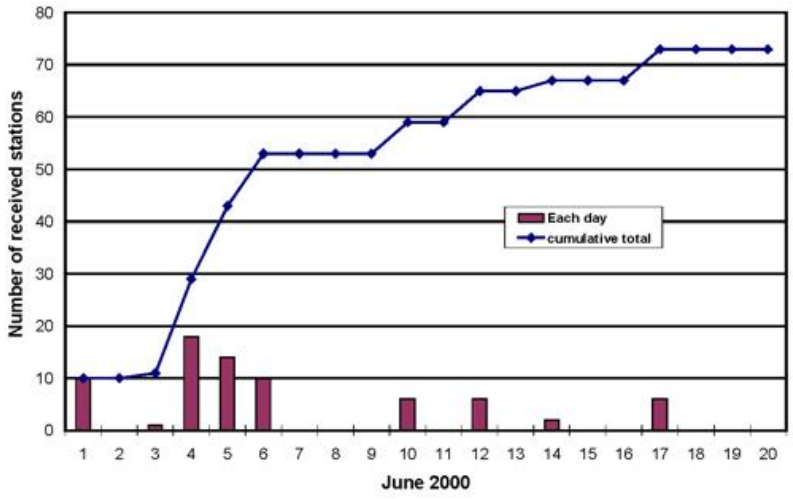


Fig. 5 Daily and cumulative number of received CLIMATs from GSN stations in WMO RA VI for June 2000.

WMO-No.	2000												Rate
	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	
04063	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	t	-	8%
04250	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	p	-	8%
08535	-	-	-	-	-	-	p	-	-	-	-	-	8%
10393	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	p	8%
15360	-	-	-	-	-	-	p	-	-	-	-	-	8%
17090	-	-	-	-	-	-	-	-	-	p	-	-	8%
22837	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	t	8%
26063	-	-	-	-	-	p,t	-	-	t	-	-	-	17%
40001	p	p	p	p	-	-	-	-	p	p	p	p	67%
40022	-	-	p	p	-	-	-	-	p	-	p	p	42%
40199	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	p	-	8%

Table 1 Results of monitoring the quality of monthly mean temperature (t) and precipitation total (p) in CLIMAT reports of GSN stations in WMO RA VI for the monitoring period January to December 2000. Only a few reported values are indicated to be modified. The "-" indicates that either the quality check was passed or no CLIMAT was available.

References

Rösner, Stefan, 1999: The GCOS Surface Network Monitoring Centre with special emphasis on Precipitation at the Deutscher Wetterdienst (DWD). In Klimastatusbericht 1999, S. 124-127.

GCOS-53 (WMO/TD-No. 958), 1999: GCOS Surface Network (GSN) Monitoring Centre Implementation Meeting (Offenbach, Germany, 19-20 January, 1999).

[1] http://www.dwd.de/research/gpcc

CM-SAF Training Workshop in Dresden

Peer Hechler

Officially started in 1999, a five year's international project is currently being in execution in order to develop methods to exploit data of new EUMETSAT satellite generations MSG (Meteosat Second Generation) and EPS-METOP for climatological purposes.

DWD -kindly sponsored by EUMETSAT and WMO and supported by the project partner institutes- organised a first CM-SAF Training Workshop in Dresden from 20 – 22 November 2000. Nearly 100 scientists –mainly climatologists and satellite experts- from 30 countries convened, amongst them well-known scientists as Prof. Hartmut Graßl, EUMETSAT's Director-General Dr. Tillmann Mohr, WMO Director Dr. Michael J. Coughlan, Prof. Ehrhard Raschke and DWD's President Udo Gärtner. The aim of the Workshop was threefold:

- make potential users aware of the CM-SAF, its plans and future products
- consolidate the definition of user requirements for the forthcoming Operational Phase
- initiate training activities in the use of CM-SAF products.

The Workshop was accompanied by a public exhibition and a press conference. On the occasion of the latter Dr. Mohr announced that all Member States finally approved EUMETSAT's amended Convention which now widens the Organisation's objectives to include the operational monitoring of the climate and detection of climate change.

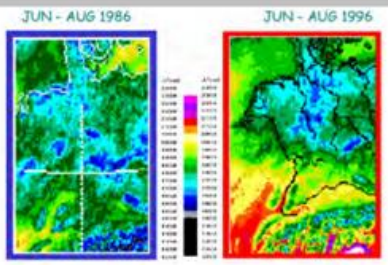
CM-SAF plans to derive cloud-, radiation- and water vapour products as well as parameters of the ocean's surface and interior (see background information) were presented and discussed during the Workshop sessions. It can be summarised that DWD together with its partner institutions gained common consent for the strategic direction chosen with the CM-SAF effort. In this context major results and recommendations have been:

- full acceptance of the CM-SAF parameter list by the potential users
- the CM-SAF will basically be based on operational satellites
- the CM-SAF processing area, if possible towards the whole globe
- to strengthen the CM-SAF involvement in international projects and activities
- to discuss the feasibility of common data formats and processing algorithms for the whole SAF network
- to explore the definition of homogeneous products covering both MSG and METOP processing areas.

Background: The CM-SAF Products

Cloud and Radiation:
Determination of consistent parameters suitable for regional climate applications

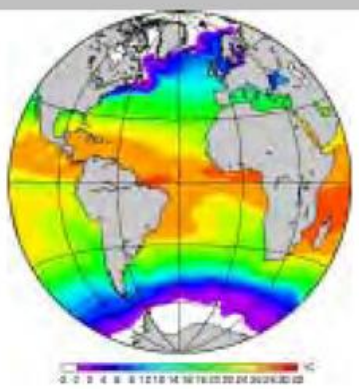
The SAF on Climate Monitoring fills a gap in providing consistent data sets of cloud and radiation budget parameters for an area which covers Europe (including parts of the North Atlantic Ocean). The spatial resolution will be 15 km (except of components of the radiation budget at the top of the atmosphere where a spatial resolution of 50 – 70 km is envisaged). Besides surface- and top of the atmosphere radiation budget components (including albedo), several cloud parameters, such as fractional cloud cover, cloud classification, cloud top temperature and height and others will be derived.



Downward Surface Short-wave Radiation over Germany

Global Ocean State Estimate:
Dynamical extrapolation of sea surface observations into the global ocean interior

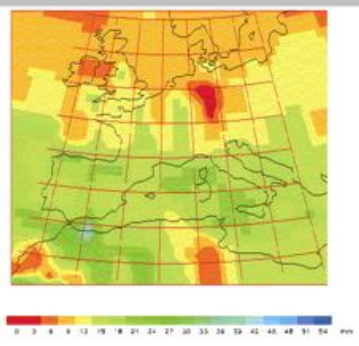
The ocean assumes the central role in the planet's climate system on behalf of its immense capacity to store and redistribute water, heat and radiatively active trace substances. Climate monitoring and predictions therefore require the continued assessment of the state of the interior ocean. By merging data from remote sensing facilities with numerical models of the global ocean circulation the SAF on Climate Monitoring will generate an estimate of the state of the global ocean circulation at monthly time intervals. The estimate includes sea-ice extent, temperatures and salinities of the ocean interior as well as circulation velocities.



Global SST, January 1996

Water Vapour in the Atmosphere:
Validation and merging of satellite derived water vapour information

Water vapour in the atmosphere is for several reasons of special interest in climatology: as a greenhouse gas, as a component in the water cycle and because of the latent heat and its role in atmospheric dynamics. The SAF on Climate Monitoring will contribute merged and gridded daily data sets of total precipitable water as well as layer precipitable water (3 layers) based on operational level-2.0 satellite products and validated with in-situ observations as well as ground-based remote sensing data. With an initial spatial resolution of 100 km x 100 km the products cover Europe and parts of the North Atlantic.



Total precipitable Water over Europe, 26.12.99

References

Woick, H. et al., 2001: The Satellite Application Facility on Climate Monitoring, Advances in Space Research (accepted paper)

Klimastatusberichte 1997, page 74ff and 1999, page 128f

(for further information see http://www.dwd.de/research/event.htm.

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland

Teil 2

G. Müller-Westermeier

Der Teil 2 des Klimaatlasses Bundesrepublik Deutschland umfasst die Themen

Verdunstung
Mittleres tägliches Maximum der Lufttemperatur
Mittleres tägliches Minimum der Lufttemperatur
Kontinentalität,

die in insgesamt 58 Klimakarten im Maßstab 1 : 2 500 000 behandelt werden.

Für die ersten 3 Themen werden wiederum jeweils 19 Karten präsentiert. Sie enthalten wie im Teil 1 Mittelwerte des Referenzzeitraums 1961-1990 für alle Monate, das Jahr, die meteorologischen Jahreszeiten und die Halbjahre, wobei das Sommerhalbjahr durch die Monate Mai bis Oktober definiert ist und das Winterhalbjahr durch die übrigen Monate.

Das Thema Kontinentalität ist ebenfalls für den Zeitraum 1961-1990 bearbeitet und dargestellt. Die Kontinentalität ist als maximale Differenz der mittleren monatlichen Lufttemperatur zweier Monate eines Jahres definiert. Es ergibt sich daher im Mittel über die 30 genannten Jahre eine einzige Karte.

Die in Teil 1 angekündigten Themen Globalstrahlung, Dampfdruck und Phänologische Daten werden in noch folgenden Teilen des Klimaatlasses behandelt werden

Bestellungen für den

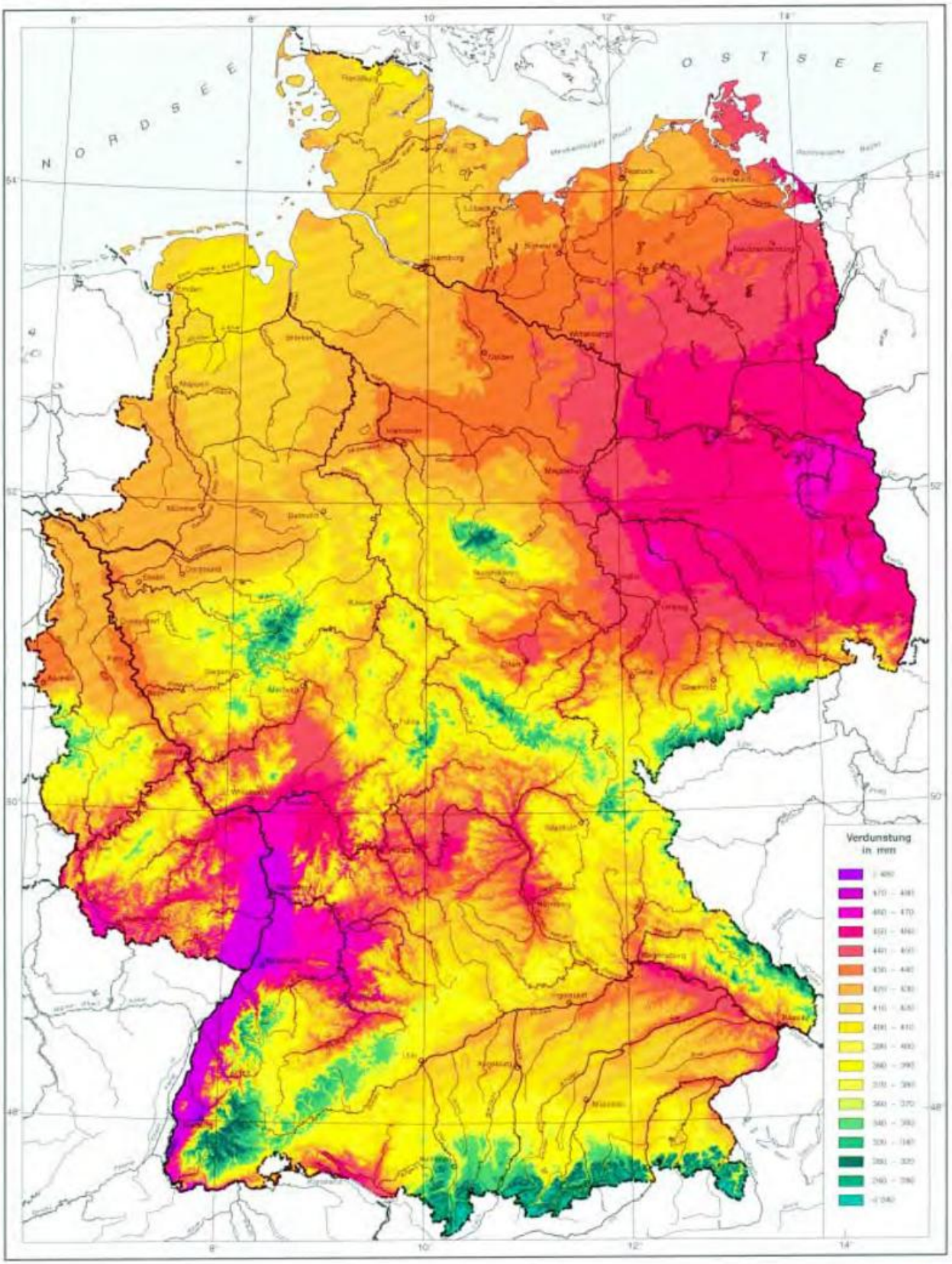
Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland, Teil 1, ISBN 3-88148-355-1 zum Preis von je DM 98,00 zuzügl. Versandkosten

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland, Teil 2, ISBN 3-88148-372-1 zum Preis von je 50,00 Euro zuzügl. Versandkosten
(Erscheinungstermin 2. Jahreshälfte 2001)

An
Deutscher Wetterdienst
Bibliothek
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach

KLIMAATLAS BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND

Karte 4.18 **Mittlere Grasreferenzverdunstung, Sommerhalbjahr** **Zeitraum: 1961 – 1990**



Vervielfältigungen jeder Art sind untersagt

Maßstab 1 : 2 500 000

Deutscher Wetterdienst

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

ACSYS	Arctic Climate System Study
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
APDA	Arctic Precipitation Data Archive
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
CAPE	Convectively Available Potential Energy
CM-SAF	Satellite Application Facility on Climate Monitoring
CoL	cut-off low
COMMA	Cologne Model of the Middle Atmosphere
COST	Co-operation in Science and Technical Research
CREX	Character Form for the Representation and Exchange of Data
CWINDE	Cost Wind Initiative for a Network Demonstration in Europe
DAC	Data Aqusition Center (NCDC/NOAA)
DMJ	Deutsches Meteorologisches Jahrbuch
DMRZ	Deutsches Meteorologisches Rechenzentrum
DU	Dobson Unit
DV	Datenverarbeitung
DWD	Deutscher Wetterdienst
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EM	Europa-Modell
EPS	Ensemble Prediction System
ERA-15	ECMWF Re-Analysis (15 year period)
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
EZMW	Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage
FASTEX	Fronts and Atlantic Storm Track Experiment
FU	Freie Universität
FWW	Flugwetterwarte
GCC	Global Collecting Centre
GCM	Global Climate Model
GCOS	Global Climate Observing System
GEWEX	WCRP Global Energy and Water Cycle Experiment
GHG	Greenhouse Gas
GISS	Goddard Institute of Space Studies
GME	Global Model Extended
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GPS	Global Positioning System
GRIPS	GCM Reality Intercomparison Project for SPARC
GSNMC	GCOS Surface Network Monitoring Centre
GTS	Global Telecommunication System
GUAN	GCOS Upper Air Network
GVaP	GEWEX (tropospheric) Water-vapour Climatology Project
IAP	Institut für Atmosphärenphysik
ICSU	International Council for Science

IGY	International Geophysical Year
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IQSY	International Quiet Sun Year
JMA	Japan Meteorological Agency
KOSTRA	Koordinierte Starkniederschlagsregionalisierung
KSB	Klimastatusbericht
MCSS	Marine Meteorological Summaries Scheme
MESZ	Mitteleuropaeische Sommerzeit
METOP	Meteorological Operational Programme
MEZ	Mitteleuropäische Zeit
MOHp	Meteorologisches Observatorium Hohenpeissenberg
MOL	Meteorologisches Observatorium Lindenberg
MRP	Mikrowellenradiometer-Profiler
MSG	Meteosat Second Generation
MSU	Microwave Sounding Unit
NAO	North Atlantic Oscillation
NASA	National Aeronautical and Space Administration
NCDC	US National Climatic Data Centre
NCEP	National Center for Environmental Prediction
nFk	nutzbare Feldkapazität
NIL	not in list
NIMBUS	Meteorological research satellites series
NMC	National Meteorological Centre
NN	Normal Null
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PMO	Port Meteorological Office
Ppbv	parts per billion volume
PSC	Polar Stratospheric Clouds
PV	Parlamentarische Versammlung
PVU	potential vorticity unit
QBO	Quasi-Biennial Oscillation of equatorial stratospheric wind
RA VI	WMO Regional Association EUROPE
RADAR	Radio Detection and Ranging
RASS	Radio-Acoustic Sounding System
REWANUS	Regionalisierung der Extremwerte der Wasserabgabe aus Niederschlag und Schneedecke
RMC	WMO Regional Meteorological Centre
rmse	root mean square error
RZ	Regionalzentrale
SAF	Satellite Application Facility
SNOW-K	Schneemodell (Klima-Variante)
SO	Southern Oscillation
SODAR	Sound Detecting and Ranging
SPARC	WCRP Project on Stratospheric Processes
SSD	Sonnenscheindauer
SST	Sea Surface Temperature
ST	Stratosphärisch-Troposphärischer Austausch

TD	Technical Documents
UHF	Ultra High Frequency
UK	United Kingdom
UN	United Nations
UTC	Universal Time Code
UV	Ultraviolet
VDI	Verein Deutscher Ingenieure
VHF	Very High Frequency
VOS	Voluntary Observing Ship
VOSCLIM	project to implement operationally a subset of the VOS to provide a high quality reference data set
VSOP-NA	VOS Special Observing Project North Atlantic
WCRP	World Climate Research Programme
WGL	Wissenschaftsgemeinschaft Gottfried Wilhelm Leibnitz
WMO	World Meteorological Organization
WPR	Windprofiler Radar
WZN	Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie

Anschriften der Autoren

NAME	ANSCHRIFT	EMAIL
Adam, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Am Observatorium 12 15864 Lindenberg	wolfgang.adam@dwd.de
Amet. F	Meteorologisches Institut der Universitaet Bonn Auf dem Huegel 20 53121 Bonn,	
Dr. Bissolli, Peter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	peter.bissolli@dwd.de
Bremer, J	Leipniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V. Schlossstr. 6 18225 Kühlungsborn	bremer@iap-kborn.de
Claude, Hans-Jürgen	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	hans.claude@.dwd.de
Dier, Horst	Deutscher Wetterdienst Am Observatorium 12 15864 Lindenberg	horst.dier@dwd.de
Dr. Dittmann, Ernst	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	ernst.dittmann@dwd.de
Prof. Ebel	Inst. für Geophysik und Meteorologie Kerpener Str. 13 50937 Köln	eb@eurad.uni-koeln.de
Fuchs, Tobias	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	tobias.fuchs@dwd.de
Göber, M	Meteorologisches Institut der Universitaet Bonn Auf dem Huegel 20 53121 Bonn,	
Dr. Günther, Thilo	Deutscher Wetterdienst Lindenberger Weg 24 13125 Berlin	thilo.guenther@dwd.de
Hagenbrock, R	Meteorologisches Institut der Universitaet Bonn Auf dem Huegel 20 53121 Bonn,	
Hechler, Peer	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	peer.hechler@dwd.de
Prof. Dr. Hense, Andreas	Meteorologisches Institut der Universitaet Bonn Auf dem Huegel 20 53121 Bonn	ahense@uni-bonn.de
Prof. Dr. Hupfer, Peter	Humboldt-Universität zu Berlin Institut für Physik Invalidenstr. 110 10115 Berlin	peter.hupfer@physik.hu-berlin.de

NAME	ANSCHRIFT	EMAIL
Janssen, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	wolfgang.jansen@dwd.de
Jaeger, Anja	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	anja.jaeger@dwd.de
Kowol-Santen, J	Inst. für Geophysik und Meteorologie Kerpener Str. 13 50937 Köln	
Kreis, Andrea	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	andrea.kreis@dwd.de
Prof. Dr. Labitzke, Karin	Meteorologisches Institut der Freien Universitaet Berlin Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10 12165 Berlin	labitzke@strat01.met.fu-berlin.de
Dr. Leiterer, Ulrich	Deutscher Wetterdienst Am Observatorium 12 15864 Lindenberg	ulrich.leiterer@dwd.de
Löpmeier, Franz Josef	Deutscher Wetterdienst Bundesallee 50 38116 Braunschweig	franz-josef.loepmeier@ dwd.de
Lefebvre, Christiana	Deutscher Wetterdienst Jenfelder Allee 70a 22043 Hamburg	christiana.lefebvre@dwd.de
Matthäus, Helga	Deutscher Wetterdienst Lindenberger Weg 24 13125 Berlin	helga.mathaeus@dwd.de
Müller-Westermeier, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	gerhard.müller- westermeier@dwd.de
Nitsche, Helga	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	helga.nitsche@dwd.de
Dr. Rachner, Martin	Deutscher Wetterdienst Lindenberger Weg 24 13125 Berlin	hm2@dwd.de
Dr. Rapp, Jörg	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	jörg.rapp@dwd.de
Rösner, Stefan	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	stefan.roesner@dwd.de
Dr. Rudolf, Bruno	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	bruno.rudolf@dwd.de
Dr. Steinbrecht, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	wsteinbrecht@mohp.dwd.d400.de
Dr. Steinhagen, Hans	Deutscher Wetterdienst Am Observatorium 12 15864 Lindenberg	hans.Steinhagen@dwd.de

NAME	**ANSCHRIFT**	**EMAIL**
Schneider, Gerold	Deutscher Wetterdienst Lindenberger Weg 24, 13125 Berlin	gerold.schneider@dwd.de
Dr. Tinz, Birger	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Birger.tinz@dwd.de
Trampf, Walter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	walter.trampf@dwd.de
Dr. Trepte, Sebastian	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	sebastian.trepte@dwd.de
Ullrich, Rolf	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	rolf.ullrich@dwd.de
Dr. Wagner, Volker	Deutscher Wetterdienst Jenfelder Allee 70a 22043 Hamburg	volker.wagner@dwd.de
Werscheck, Martin	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	martin.werscheck@dwd.de
Dr. Winkler, Peter	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	peter.winkler@dwd.de

Impressum

Deutscher Wetterdienst
Referat "Grundlagen der Klimaüberwachung"
Frankfurter Str. 135
Postfach 10 04 65
63004 Offenbach
Stand: April 2001

Redaktion:

Martin Werscheck
e-mail: martin.werscheck@dwd.de

Patricia Willing
e-mail: patricia.willing@dwd.de

Das Redaktionsteam dankt
Herrn Arne Spekat
DMG Sekretaer
Institut fuer Meteorologie
Freie Universität Berlin
C.-H.-Becker Weg 6-10
12165 Berlin
für die Unterstützung bei der Erstellung des KSB 2000.

Gesamtübersicht der Artikel in den Klimastatusberichten 1997 - 1999

KSB 1997

Klimaüberwachung beim DWD -aktuelle Aktivitäten und Tendenzen-
P. Hechler

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland
P. Fuchs, G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Die Witterung in Deutschland im Jahre 1997
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Deutsche Küstengebiete
A. Lefebvre

Zwei außergewöhnlich starke Regenepisoden als Ursache des Oderhochwasers im Juli 1997
T. Fuchs, J. Rapp

Hydrometeorologische Aspekte des Sommerhochwassers der Oder 1997
G. Malitz, T. Schmidt

Niederschlagsmonitoring des Weltzentrums für Niederschlags-klimatologie im DWD
B. Rudolf

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Entwicklung des atmosphärischen Ozons
H. Claude, U. Köhler

Objektive Wetterlagenklassifikation
E. Dittmann

Phänologie
W. Trampf, W. Janssen

Klima aus erster Hand
S. Rösner

Aufbereitung langer meteorologischer Meßreihen für klimatologische Zwecke
J. Herzog, G. Müller-Westermeier

The Use of Satellite Data for Climatological Applications:The Satellite Application Facility on Climate Monitoring
P. Hechler, M. Werscheck

KSB 1998

Einwirkungen von Klimaänderungen auf die Gesundheit des Menschen in Mitteleuropa
G. Jendritzky

Beobachtete Trends der Lufttemperatur und der Niederschlagshöhe in Deutschland
J. Rapp

Ursachen der Lufttemperaturvariationen in Deutschland 1865 – 1997
A. Walter, C.-D. Schönwiese

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil II, Grasreferenzverdunstung)
G. Müller-Westermeier

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Die Witterung in deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Die phänologische Entwicklung
W. Trampf, W.Jansen

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude, W. Steinbrecht

Objektive Wetterlagenklassifikation
P, Bissolli, E. Dittmann

Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Auswertung von Gebietsniederschlägen für die Gesamt-Einzugsgebiete großer Flusssysteme
B. Rudolf, J. Rapp

Starkniederschläge im Oktober
T. Fuchs J. Rapp, B. Rudolf, E. Dittmann, G. Müller-Westermeier

Niederschlagsanalysen des WZN am Beispiel des El Nino Ereignisses 1997/98
T. Fuchs, B. Rudolf, U. Schneider

Numerical Production of Climatic Maps for Parameters with Significant Correlation to Topography
G. Müller-Westermeier

Das Bioklima in Deutschland
G. Jendritzky

KSB 1999

Orkantief „Anatol" vom 3./4. Dezember 1999
Ch. Lefebvre

Orkantief Lothar vom 26.12.1999
G. Müller-Westermeier

Häufigkeit von Sturmböen in den letzten Jahren
U. Otte

Niederschlagsanalyse zum Pfingsthochwasser 1999 im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee
T. Fuchs, J. Rapp , B. Rudolf

Starkniederschlag in Deutschland - Messergebnisse, statistische Auswertun gen, Schätzungen
G. Malitz

Kommen Westwetterlagen häufiger vor als früher ?
P. Bissolli

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil III)
G. Müller-Westermeier

Thermopluviogramm
E. Dittmann

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, G.Czeplak

Die Witterung in den deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Die agrarmeteorologische Situation
F.-J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung
W. Trampf

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude

Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E.Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Veränderungen der phänologischen Jahreszeiten
Menzel

Eine erweiterte Definition des Begriffes ‚Trend' in der Klimadiagnose
J. Rapp

Wie erkennt man signifikante Klimaänderungssignale?
F.-W. Gerstengarbe, H. Österle , P. C. Werner

Naturkatastrophen und Klimaänderung - Befürchtungen und Handlungsoptionen der Versicherungswirtschaft
G. Berz

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland
E. Dittmann

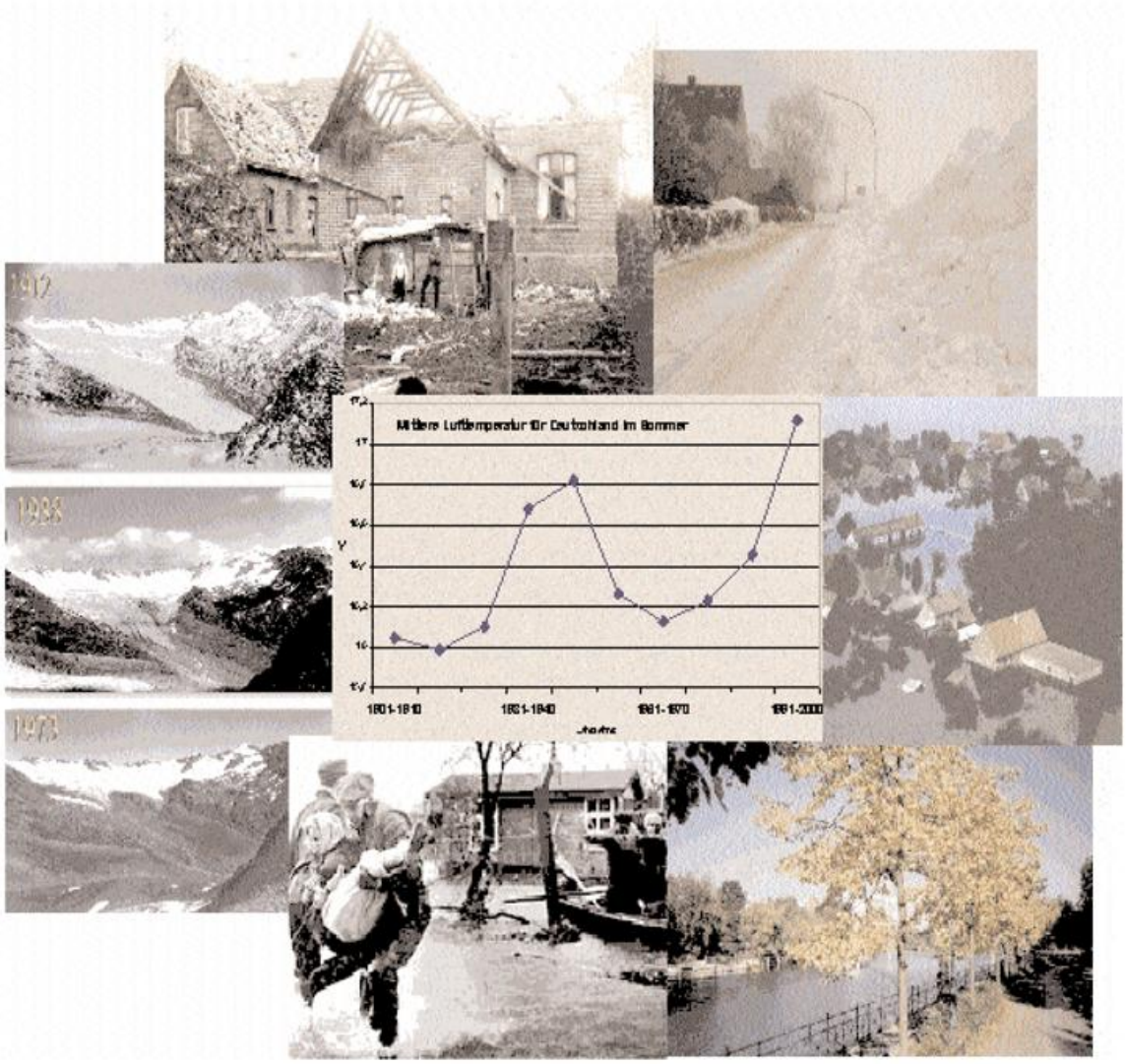
The GCOS Surface Network Monitoring Centre with special emphasis on Precipitation at the Deutscher Wetterdienst (DWD)
S. Rösner

Training Workshop of the Satellite Application Facility on Climate Monitoring
P. Hechler

50 Jahre Kompetenz für Wetter und Klima

Deutscher Wetterdienst

Klimastatusbericht 2001



Das Klima Deutschlands im 20. Jahrhundert

Extreme Wetter- und Klimaereignisse im 20. Jahrhundert

Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings

Herausgeber und Verlag
Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach

Postfach 10 04 65
63004 Offenbach

Der Klimastatusbericht im Internet:
http://www.ksb.dwd.de

ISSN 1437 - 7691
ISSN 1616 - 5063 (Internet)
ISBN 3-88148-380-2

Urheberrecht
Alle Rechte an den hier präsentierten Informationen liegen, soweit nicht anders vermerkt, beim DWD.
Die Nutzung der nachfolgenden Informationen bzw. Teilen davon ist nur unter Nennung des Quellenhinweises „Deutscher Wetterdienst“ gestattet.
Eine kommerzielle Nutzung ohne ausdrückliche Genehmigung ist untersagt.

Zum Titelbild

Mit freundlicher Genehmigung von
Herrn A. Labes (Oderhochwasser),
Herrn R. Stroick, Castellschule Lingen (Wirbelsturm in Lingen 1927)
Herrn T. Sävert, (Herbstliche Farben, Tegeler See in Berlin-Reinickendorf (Herbst 1997), Schneeverwehungen am 15. Januar 1987 in Neuenbrook, Sturmflut 1962).

DWD
GB FE
Abteilung Klima und Umwelt

OF, März 2002

Vorwort

Seit der Konferenz der Vereinten Nationen zu den aktuellen Umweltfragen in Rio de Janeiro, 1992, hat der Deutsche Wetterdienst sich verstärkt um die Überwachung des Klimas und die frühzeitige Erkennung möglicher Klimaänderungen gekümmert. Mit der Verabschiedung des Gesetzes zur Klimarahmenkonvention hat Deutschland auch auf der Ebene der Vereinten Nationen seinen Willen erklärt, sich aktiv am Schutz der Umwelt und insbesondere des Klimas aktiv zu beteiligen. Der Deutsche Wetterdienst trägt in vielerlei Hinsicht zu diesem ehrgeizigen Ziel bei.

In der Weltorganisation für Meteorologie beteiligt sich der Deutsche Wetterdienst durch die Einrichtung internationaler Datenzentren und durch Beiträge zu speziellen Beobachtungsprogrammen an der globalen Klimaüberwachung, während auf europäischer Ebene ein Netzwerk aller westeuropäischen Dienste regionale Aspekte behandelt. So ist zum Beispiel eine Bestandsaufnahme des Klimas erarbeitet worden, in der die Trends der Beobachtungen im letzten Jahrhundert kritisch analysiert worden sind. In einer gemeinsamen Anstrengung werden zur Zeit Produkte entwickelt, die Veränderungen im Klimageschehen veranschaulichen sollen. Der Deutsche Wetterdienst hat hierfür die Federführung übernommen.

Ein ehrgeiziges Ziel hat sich der Deutsche Wetterdienst im Bereich der Nutzung von Satellitendaten für die Klimaüberwachung gestellt. In Zukunft werden die meteorologischen Satelliten nicht nur für die Verbesserung der Wettervorhersage genutzt sondern dienen auch der Überwachung der Umwelt und des Klimas.

Viele dieser Aspekte sind in den jährlich erscheinenden Klimastatusberichten des Deutschen Wetterdienstes seit 1997 vorgestellt worden und haben zu einem besseren Verständnis der Klimasituation in Deutschland beigetragen. Vieles muss aber auch noch weiter erforscht werden, deshalb beteiligt sich der Deutsche Wetterdienst insbesondere auf europäischer Ebene am Klimaforschungsprogramm der Europäischen Gemeinschaft und liefert eigene wissenschaftliche Beiträge zu dieser Problematik ab.

Eine Besonderheit der Klimatologie stellt die Retrospektive dar, das heißt, der Klimatologe versucht aktuelle Ereignisse in Relation zu statistischen Aussagen aus vieljährigen Beobachtungen einzuschätzen. In diesem Sinne stellt eine Bestandsaufnahme der klimatologischen Erkenntnisse im letzten Jahrhundert eine wichtige Basis für die Analyse des aktuellen Klimageschehens dar. Diese Sonderausgabe zum Klima des 20. Jahrhunderts kann nur einige Schwerpunkte thematisieren und stellt keine umfassende Analyse und Diagnose dar. Sie soll aber auch für den interessierten Leser Anregung sein, sich mit dieser Komponente unserer

Umwelt näher zu befassen. Letztendlich sollte die ganze Gesellschaft das grundsätzliche Ziel anerkennen , das Klima als natürliche Ressource anzusehen und zu schützen.

Deutscher Wetterdienst, März 2002,



Dr. Gerhard Adrian, Leiter des Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung



Dipl-Met Volker Vent-Schmidt, Leiter der Abteilung Klima und Umwelt

50 Jahre Deutscher Wetterdienst – 5 Jahre Klimastatusbericht

1952-2002
50 Jahre Kompetenz für Wetter und Klima
Deutscher Wetterdienst

Liebe Leser,

im Erscheinungsjahr dieses Klimastatusberichts begeht der Deutsche Wetterdienst unter dem Moto „*50 Jahre Kompetenz für Wetter und Klima*“ sein 50jähriges Jubiläum. Ein Grund zu feiern!

Gleichzeitig ist das Jahr 2002 das *Jahr der Geowissenschaften*. Das *Bundesministerium für Bildung und Forschung* (BMBF) hat zusammen mit der Initiative „*Wissenschaft im Dialog*“ des Stifterverbandes für die deutsche Wissenschaft sowie mit den großen Forschungsorganisationen ein gemeinsames Projekt ins Leben gerufen, um Wissenschaft und Öffentlichkeit einander näher zu bringen. In verschiedenen, bundesweiten Veranstaltungen präsentieren sich die Geowissenschaften – und dazu gehört auch die Meteorologie und die Klimatologie – mit ihrem Leistungs- und Aufgabenspektrum der Öffentlichkeit. Ein weiterer Grund zu feiern!

Dieser Klimastatusbericht, der 5. In Folge, ist (wieder einmal) ein besonderer: Noch umfangreicher, in neuem Layout und begleitet von einer CD, die weitere und vertiefende Informationen zu den im Heft behandelten Themen bietet. Erwähnenswert ist auch, dass in dem regelmäßig jährlich erscheinenden Beitrag zur phänologischen Entwicklung nunmehr auf eine breitere und länger zurückgreifende Datenbasis aufgesetzt werden kann; die Aussagen zur Phänologie werden somit repräsentativer und statistisch auf eine breitere Basis gestellt.

Das Schwerpunktthema dieser Ausgabe ist dem „Klima Deutschlands im 20. Jahrhundert“ gewidmet. In mehreren Einzelbeiträgen wird versucht aus verschiedenen Perspektiven eine Rückschau auf das Klima Deutschlands im vergangenen Jahrhundert vorzunehmen. An dieser Stelle sei allen Autoren für ihre Beiträge herzlich gedankt – nur als ein solches Gemeinschaftswerk ist diese Ausgabe des Klimastatusberichts möglich geworden. Auch dies ist, wie ich meine, ein Grund zu feiern!

Nun wünsche ich Ihnen eine interessante und vergnügliche Lektüre dieses Heftes und hoffe sehr, dass Sie sich zum Beispiel über den beiliegenden Fragebogen kritisch, wohlwollend, anregend oder wie auch immer zu diesem Bericht äußern. So können wir erfahren, was Ihnen gefällt oder was wir verbessern können. Nehmen Sie Einfluss. Nutzen Sie Ihre Chance!



Martin Werscheck
Referat Grundlagen der Klimaüberwachung

Inhaltsverzeichnis

9 **Das Klima in Deutschland**
G. Müller-Westermeier

12 **Die bodennahe Lufttemperatur und der Niederschlag im 20. Jahrhundert dargestellt anhand von Karten**
G. Müller-Westermeier, A.Kreis

20 **Extreme Wetter- und Witterungsereignisse im 20. Jahrhundert**
P. Bissolli, L. Göring, Ch. Lefebvre

32 **Wetterlagen und Großwetterlagen im 20. Jahrhundert**
P. Bissolli

41 **Aerologische Auswertungen: Darstellungen und Interpretationen der Daten ausgewählter deutscher Radiosondenstationen der letzten 50 Jahre**
H. Nitsche

51 **Zum Gletscherverhalten in den Alpen im zwanzigsten Jahrhundert**
H. Escher-Vetter

58 **Beispiele phänologischer Reihen des 20. Jahrhunderts**
A. Menzel, A.-J. Testka

67 **Langzeitverhalten hydrometeorologischer Größen**
B. Dietzer, Th. Günther, A. Klämt, H. Matthäus, T. Reich

86 **Verteilung der mittleren Niederschlagshöhen in Europa im letzten Jahrzehnt des 20. Jahrhunderts im Vergleich zur Normalperiode 1961 bis 1990**
B. Rudolf, J. Grieser, U. Schneider

94 **Extremwertstatistische Auswertungen von Tageswerten der Niederschlagshöhe** G. Malitz, H. Ertel

100 **Simulationen des Winterklimas des 20. Jahrhunderts mit dem Modell ECHAM4**
A. Hense, H. Paeth, S. Klink

114 **Klimatrends in Deutschland**
G. Müller-Westermeier

125 **Die Witterung in Deutschland**
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak, A. Kreis

131 **Das Klima in den deutschen Küstengebieten**
Ch. Lefebvre

134 Monatliche Temperaturabweichungen vom Referenzzeitraum 1961-1990
R. Ullrich

139 Die agrarmeteorologische Situation im Jahr
F. - J. Löpmeier

146 Die phänologische Entwicklung im Jahr
G. Müller-Westermeier

149 Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude, W. Steinbrecht, U. Köhler, B. Haßler

153 Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E. Dittmann

160 Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

167 Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

175 Regionale Klimatrends in Deutschland im 20. Jahrhundert
J. Rapp

185 Klimatypänderungen in Deutschland im 20. Jahrhundert
P.C. Werner, F.-W. Gerstengarbe, H. Österle

195 Die mittleren klimatischen Bedingungen Teil (V) Phänologie und ihre Bedeutung für die Klimaüberwachung
G. Müller-Westermeier

199 Die Entwicklung der Sturmhäufigkeit in der Deutschen Bucht zwischen 1879 und 2000
H. Schmidt

206 Langzeitänderungen im ufernahen Bereich der deutschen Ostseeküste
P. Hupfer, B. Tinz

218 Extremwertkarte des 20. Jahrhundert

219 Lufttemperaturen über der Deutschen Bucht im 20. Jahrhundert
Ch. Lefebvre

227 Die Säkulare Klimareihe von Potsdam
A. Lehmann

240 **Das Klima der Stadt Halle (Saale) nach den Wetterbeobachtungen 1901 bis 2000**
U. Wendling

250 **Betrachtungen zum Klimawandel am Hohenpeißenberg**
W. Fricke, M. Kronier

258 **Evapotranspirations- und Versickerungsverhalten sowie Häufigkeit von Bodendürren im Mitteldeutschen Trockengebiet unter Berücksichtigung von Substrat und Bewuchs.**
J. Müller, P. Jörn, A. Schumann, H. Schellin

268 **Niederschlagsanalyse zum Weichselhochwasser im Juli 2001 mit Vergleich zum Oderhochwasser 1997**
T. Fuchs, B. Rudolf

273 **Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland**
Teil 3
E. Dittmann

274 **The European Climate Support Network (ECSN): A framework for future European co-operation**
P. Hechler, V. Vent-Schmidt

277 **Der Klimastatusbericht 2001**
Die CD zum Heft
M. Werscheck

1 **Titelbild**

2 **Zum Titelbild**

3 **Vorwort**

6 **Inhaltsverzeichnis**

279 **Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen**

280 **Autorenverzeichnis**

283 **Impressum**

284 **Index**

287 **Gesamtübersicht der Artikel in den Klimastatusberichten 1997 - 1999**

Das Klima in Deutschland

G. Müller-Westermeier

Deutschland gehört klimatisch zum warm-gemäßigten Regenklima der mittleren Breiten. Es liegt im Übergangsbereich zwischen dem ozeanisch geprägten Klima Westeuropas, in dem westliche Luftströmungen ganzjährig für Niederschläge und einen gedämpften Temperaturjahresgang sorgen, und dem kontinentalen Klima Osteuropas, das durch starke jahreszeitliche Temperaturschwankungen geprägt ist.

Gegenüber Einflüssen des mediterranen Klimas Südeuropas ist Deutschland durch die Alpen hingegen stark abgeschirmt. Nordeuropäische Einflüsse werden durch die dazwischen liegenden Meere gedämpft.

Das Klima Deutschlands wird somit geprägt durch überwiegend westliche Winde, deren feuchte Luftmassen ganzjährig für Niederschläge, relativ milde Winter und nicht zu heiße Sommer sorgen. Dieser ozeanische Einfluss nimmt von Nordwest nach Südost ab, und gelegentlich wird die Westströmung durch teilweise recht langlebige Hochdruckgebiet blockiert. Dann kannn es auch zu sehr kalten Wintern und heißen, trockenen Sommern kommen.

Durch die topographische Struktur mit zahlreichen Mittelgebirgen, die kleinräumige Täler und Ebenen umschließen, wird das Landesklima stark strukturiert.

Für die Temperatur ist die absolute Geländehöhe von entscheidender Bedeutung. Hinzu kommt der Abstand vom Meer.

Beim Niederschlag ist die Lage der Gebirge relativ zur Hauptwindrichtung besonders wesentlich. Im Luv der Berge werden durch erzwungene Hebung Wolkenbildung und Niederschlag verstärkt ausgelöst. Im Lee der Gebirge lösen sich die Wolken infolge absinkender Luftströmung hingegen häufig auf, so dass relativ trockene Gebiete entstehen. Daneben sind wiederum die Entfernung zum Meer und insbesondere die Zahl der Höhenrücken, die die Luft auf ihrem Weg vom Meer her schon überqueren musste, und an denen sie bereits Teile ihres Wasserdampfgehalts abregnen konnte, wichtige Kriterien für die Höhe des Niederschlags.

„Der Ausdruck **Klima**
bezeichnet in seinem allgemeinsten Sinne alle Veränderungen der Atmosphäre, die unsre Organe merklich afficieren: die Temperatur, die Feuchtigkeit, die Veränderungen des barometrischen Druckes, den ruhigen Luftzustand oder die Wirkungen ungleichnamiger Winde, die Größe der electrischen Spannung, die Reinheit der Atmosphäre oder ihre Vermengung mit mehr oder minder schädlichen gasförmigen Exhalationen, endlich den Grad habitueller Durchsichtigkeit und Heiterkeit des Himmels; welcher nicht bloß wichtig ist für die vermehrte Wärmestrahlung des Bodens, die organische Entwicklung der Gewächse und die Reifung der Früchte, sondern auch für die Gefühle und ganze Seelenstimmung des Menschen."

Der Klimabegriff bei Humboldt (1845)

Die Tiefländer, vor allem Beckenlandschaften, haben daher relativ warmes, trockenes, sonniges Klima, während höhere Lagen, insbesondere die Kammzonen der Gebirge, kühl, niederschlags- und wolkenreich sind.
Kleinräumig findet sich in den mittleren Hanglagen oft ein besonders warmes Klima,

„Begriff und Aufgabe der Klimatologie.
Unter **Klima** verstehen wir die Gesamtheit der meteorologischen Erscheinungen, welche den mittleren Zustand der Atmosphäre an irgendeiner Stelle der Erdoberfläche charakterisieren. Was wir *W i t t e r u n g* nennen, ist nur eine Phase, ein einzelner Akt aus der Aufeinanderfolge der Erscheinungen, deren voller, Jahr für Jahr mehr oder minder gleichartiger Ablauf das Klima eines Ortes bildet. Das Klima ist die Gesamtheit der „Witterungen" eines längeren oder kürzeren Zeitabschnittes, wie sie *d u r c h s c h n i t t l i c h* zu dieser Zeit des Jahres einzutreten pflegen; wir verstehen also unter einer Darstellung des Klimas die Schilderung des mittleren Zustandes der Atmosphäre."

Der Klimabegriff bei Hann (hier zitiert nach der 1. Auflage 1883 des Handbuches der Klimatologie)

da diese Bereiche einerseits durch ihre geringe Höhe relativ windgeschützt und bei normaler Temperaturschichtung mild sind, jedoch bei Inversionslagen, wenn flache Kaltluft durch nächtliche Ausstrahlung entstanden ist oder sich unter einer Warmluftmasse erhalten hat, aus der nebelreichen, kalten Luft herausragen.

„Diese Hauptkomponente des **Erdklimas**,
also die Bestrahlung der Erde durch die Sonne, deren zeitlicher Verlauf, deren Beeinflussung durch die Atmosphäre und deren thermische Folgeerscheinungen sind einer exakten mathematischen Erfassung zugänglich, so daß es möglich ist auf rein *t h e o r e t i s c h e m* Wege ein Bild jenes Klimas zu entwerfen, welches sich unter den alleinigen Einfluß der Sonnenstrahlung auf der Erde einstellen würde. Dieses theoretisch errechnete, von den übrigen Einflüssen befreite, fiktive Klima der Erde wird das *m a t h e m a t i s c h e* oder das *s o l a r e K l i m a* der Erde genannt, je nachdem man auf dessen Ergründung oder dessen Entstehung hinweisen will."

Der Klimabegriff bei Milankovitch (1930).

Gemittelt über das ganze Jahr findet man das mildeste Klima in Deutschland im Oberrheingraben. Besonders warm und trocken sind auch die Täler von Saale und Elbe im Lee von Harz und Thüringer Wald. Im Winter ist hingegen der Niederrhein wegen seiner geringen Höhe und der Nähe zum Atlantik am wärmsten. Im Sommer sind die Niederungen Ostdeutschlands auf Grund des verstärkten kontinentalen Einflusses etwa genauso warm wie der Südwesten.

Der Osten Deutschlands ist wegen der recht großen Entfernung zum Atlantik sehr trocken. Aber auf Grund der relativ niedrigen Temperaturen und der damit verbundenen geringen Verdunstung, reichen diese Niederschläge dennoch aus, um die Seen und Wälder Mecklenburgs und Brandenburgs zu erhalten, während Niederschläge gleicher Höhe in tropischen Gebieten nur eine Halbwüste zulassen würden.

Sehr raues Klima findet man auf den Hochplateaus, Kuppen und Berggipfeln, wobei

niedrige Temperaturen, hohe Niederschläge und starker Wind zusammenwirken. Besonders deutlich zeigt sich dies im Harz, im Schwarzwald und im Bayrischen Wald.

„Klima,
das [von griech. klima, klimatos = Abhang, Neigung (der Erde gegen die Pole zu) II Abl.: klimatisch]: die Zusammenfassung der Wettererscheinungen, die den mittleren Zustand der Atmosphäre an einem bestimmten Ort der Erdoberfläche charakterisieren, repräsentiert durch die statistischen Gesamteigenschaften (Mittelwerte, Häufigkeit extremer Ereignisse, Andauerwerte u. a.) über eine genügend lange Periode (bisher verwendete Bezugsperiode 1931 bis 1960), zum anderen aber auch der durchschnittliche Ablauf der Witterungserscheinungen innerhalb eines Jahres. (.....)"

(Aus „Meyers kleines Lexikon", 1987)

Starker Wind, die kühlende Wirkung des Wassers und die insgesamt nördliche Lage geben auch der Nordseeküste im Sommer ein sehr raues Klima, während die Ostseeküste auf Grund des stärkeren kontinentalen Einflusses angenehmere Sommerbedingungen aufweist.

Im Winter ist das Küstenklima zwar mild, wird aber durch die häufigen starken Winde dennoch als rau empfunden. Im Frühling und Frühsommer stabilisieren die kalten Wasserflächen die thermische Schichtung der Luft und reduzieren die Intensität und Häufigkeit konvektiver Niederschläge. Die Witterung an den Küsten ist dann relativ trocken und sonnig, was unter anderem zu den besonders hohen Sonnenscheinwerten an der Ostseeküste beiträgt. Über dem kalten Wasser kann sich aber auch lang anhaltender Nebel bilden, der zeitweise auf die benachbarten Landgebiete übergreift. Besondere Effekte treten in Süddeutschland am Rand der Alpen und in abgeschwächter Form auch in Sachsen am Nordrand des Erzgebirges auf. Bei südlicher Strömung entstehen dort insbesondere im Winterhalbjahr im Lee der Gebirge warme absinkende Luftströmungen, die, sofern sie stark genug sind, die bodennahe Kaltluft wegzuräumen, zu sonniger, nahezu sommerlicher Witterung führen können.

„Klima
ist die Synthese des Wetters über einen Zeitraum der lange genug ist, um dessen statistische Eigenschaften bestimmen zu können"

(gemäß WMO-Definition)

Bei Winden mit nördlicher Komponente führt die erzwungene Hebung der Luft hingegen zu starken, lang anhaltenden Stauniederschlägen. Diese Regionen sind daher besonders niederschlagsreich. Dabei findet sich ein ausgeprägtes Maximum der Niederschläge im Sommer, da die Menge des Wasserdampfs, der in der Luft enthalten sein und ausregnen kann, stark mit der Temperatur zunimmt.

Literatur

Humboldt, Alexander von (1845): Kosmos-Entwurf einer physischen Weltbeschreibung. Stuttgart und Tübingen, 493 pp.

Hann, J.v. (1897): Handbuch der Klimatologie

Milankovitch, M. (1930): Mathematische Klimalehre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen. In: Handbuch der Klimatologie in fünf Bänden, Hrsg. W. Köppen und R. Geiger, Band I, Teil A. Verlag Bornträger Berlin, 176 pp.

Die bodennahe Lufttemperatur und der Niederschlag im 20. Jahrhundert dargestellt anhand von Karten

G. Müller-Westermeier, A.Kreis

Für die bodennnahe Lufttemperatur (2m über Grund) und Niederschlag bestand in Deutschland bereits seit Anfang des 20. Jahrhunderts ein dichtes Messnetz, mit dessen Daten sich Karten der mittleren Tagesmitteltemperatur und der Niederschlagshöhe für einzelne Monate, Jahreszeiten und Jahre sowie Zusammenfassungen über längere Zeiträume erstellen lassen.

Zur Erstellung der Karten wurde folgendes Verfahren verwendet:

1. Berechnung von Regressionsbeziehungen zwischen dem darzustellenden klimatologischen Parameter und der Topographie für einzelne Regionen.

2. Erstellung von Rasterfeldern der Regressionskoeffizienten durch numerische Interpolation der Koeffizienten für die verschiedenen Regionen.

3. Reduktion der Werte des klimatologischen Parameters an den einzelnen Messstationen auf ein gemeinsames Bezugsniveau.

4. Erstellung eines Rasterfelds des reduzierten klimatologischen Parameters durch numerische Interpolation.

5. Erstellung eines Rasterfelds des darzustellenden klimatologischen Parameters entsprechend der tatsächlichen Topographie mit Hilfe des Rasterfelds der Regressionskoeffizienten und eines Rasterfelds der Topographie.

Näheres hierzu findet sich im Bericht 193 des DWD (Müller-Westermeier 1995) und im Klimastatusbericht 1998.

Auf Grund des dichten Stationsnetzes konnten die Regressionsbeziehungen auf eine lineare Regression zur topographischen Höhe beschränkt werden. Die Regressionsbeziehungen wurden bei den Monatsmitteltemperaturen für 10 Regionen in Deutschland, bei der monatlichen Niederschlagshöhe für einzelne Quadratgrade berechnet. Die Regressionskoeffizienten der verschiedenen Monate wurden jeweils für die Referenzperiode 1951-1980 bestimmt. Diese Koeffizienten wurden einheitlich für die Berechnung der Rasterfelder aller einzelnen Jahre benutzt.

Für die numerische Interpolation wurde ein mit dem Quadrat der Entfernung gewichtetes Mittel verwendet.

Die Auflösung der Rasterfelder beträgt einheitlich 1 km.

Rasterfelder einzelner Jahreszeiten, Jahre und längerer Zeiträume wurden durch Mittelung bzw. Summation der Rasterfelder der Einzelmonate bestimmt.

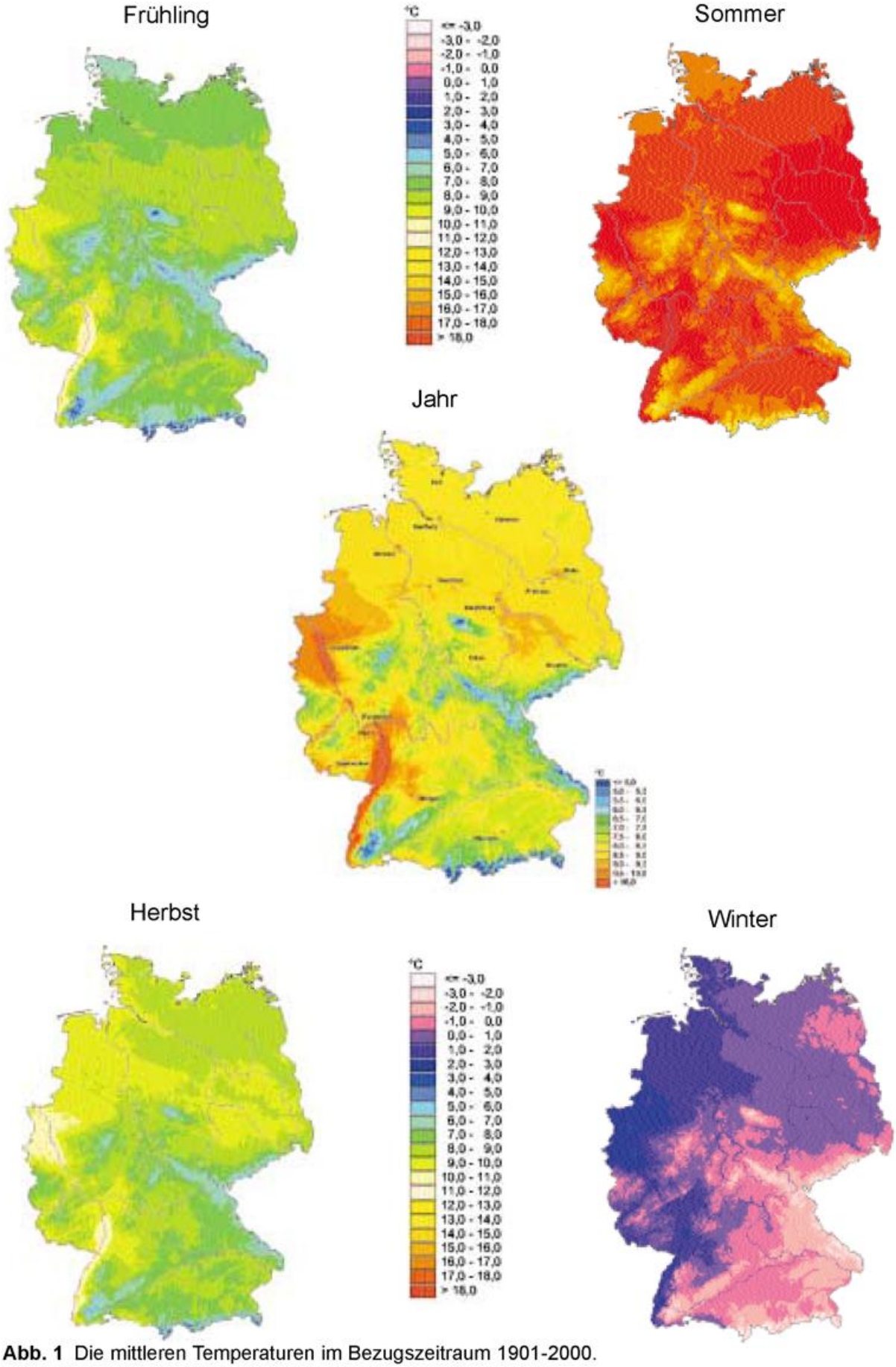


Abb. 1 Die mittleren Temperaturen im Bezugszeitraum 1901-2000.

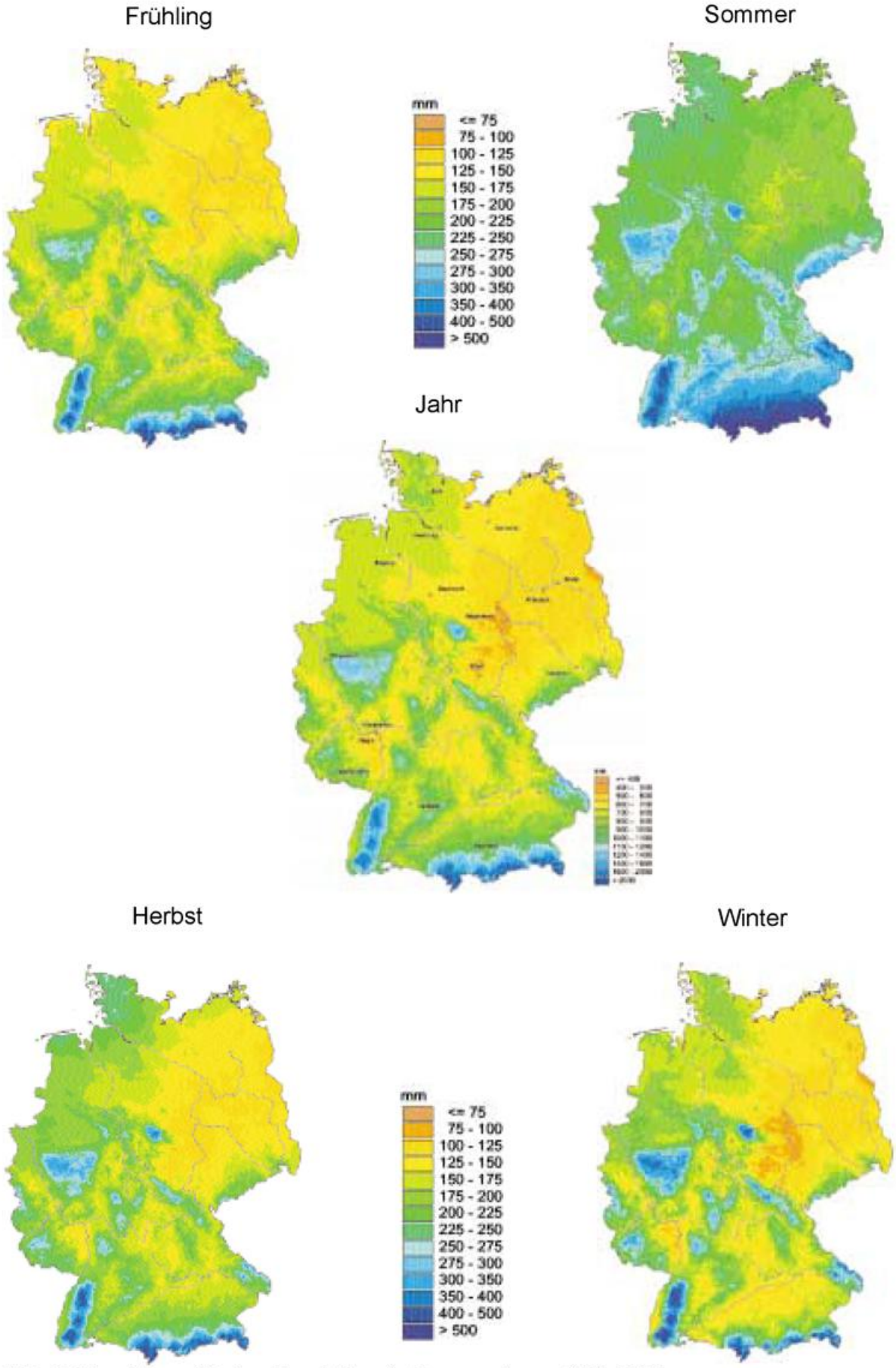


Abb. 2 Die mittleren Niederschlagshöhen im Bezugszeitraum 1901-2000.

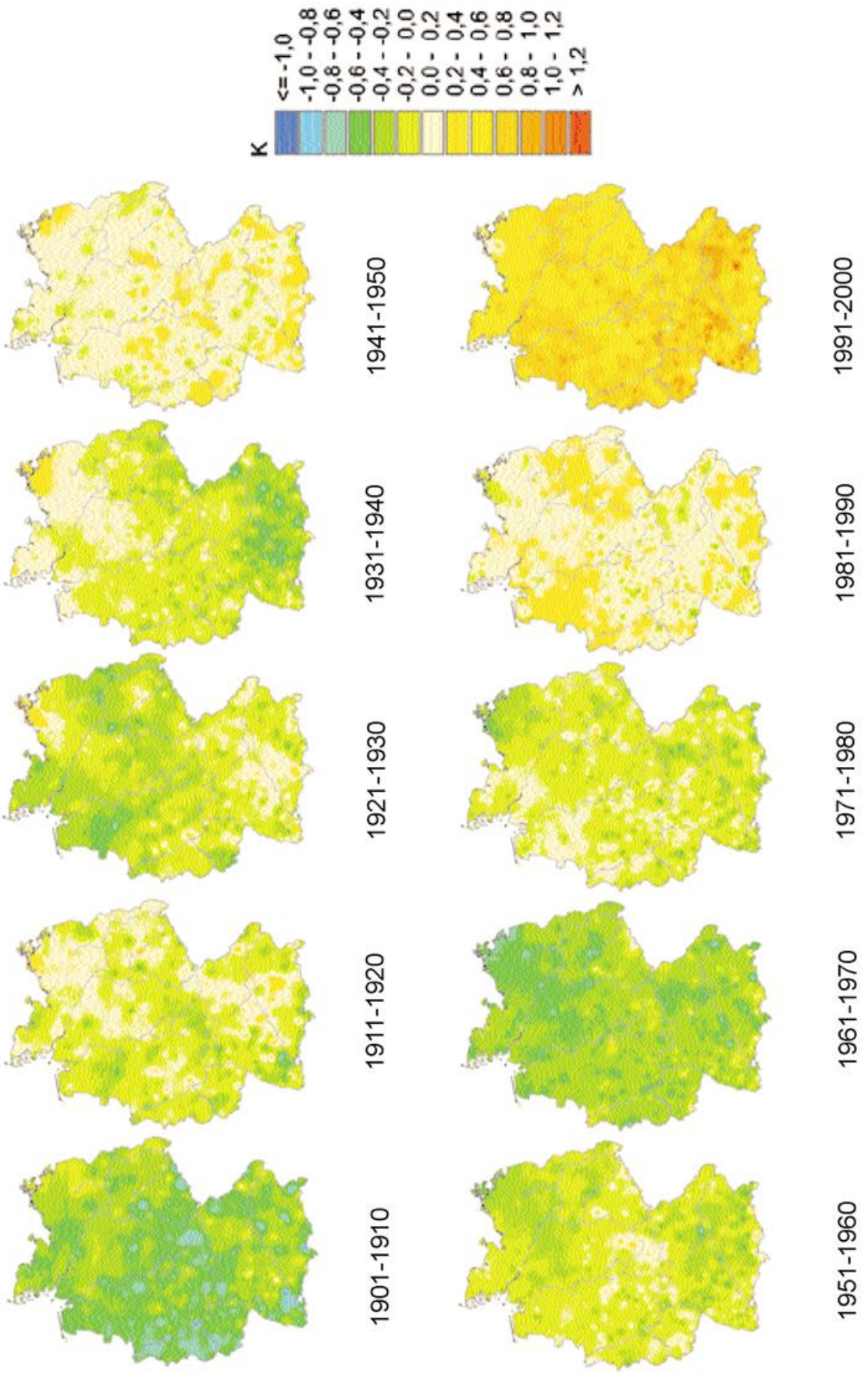


Abb. 3 Abweichungen der Mittelwerte der Temperatur einzelner Dezennien des Jahrhunderts vom Jahrhundertmittel.

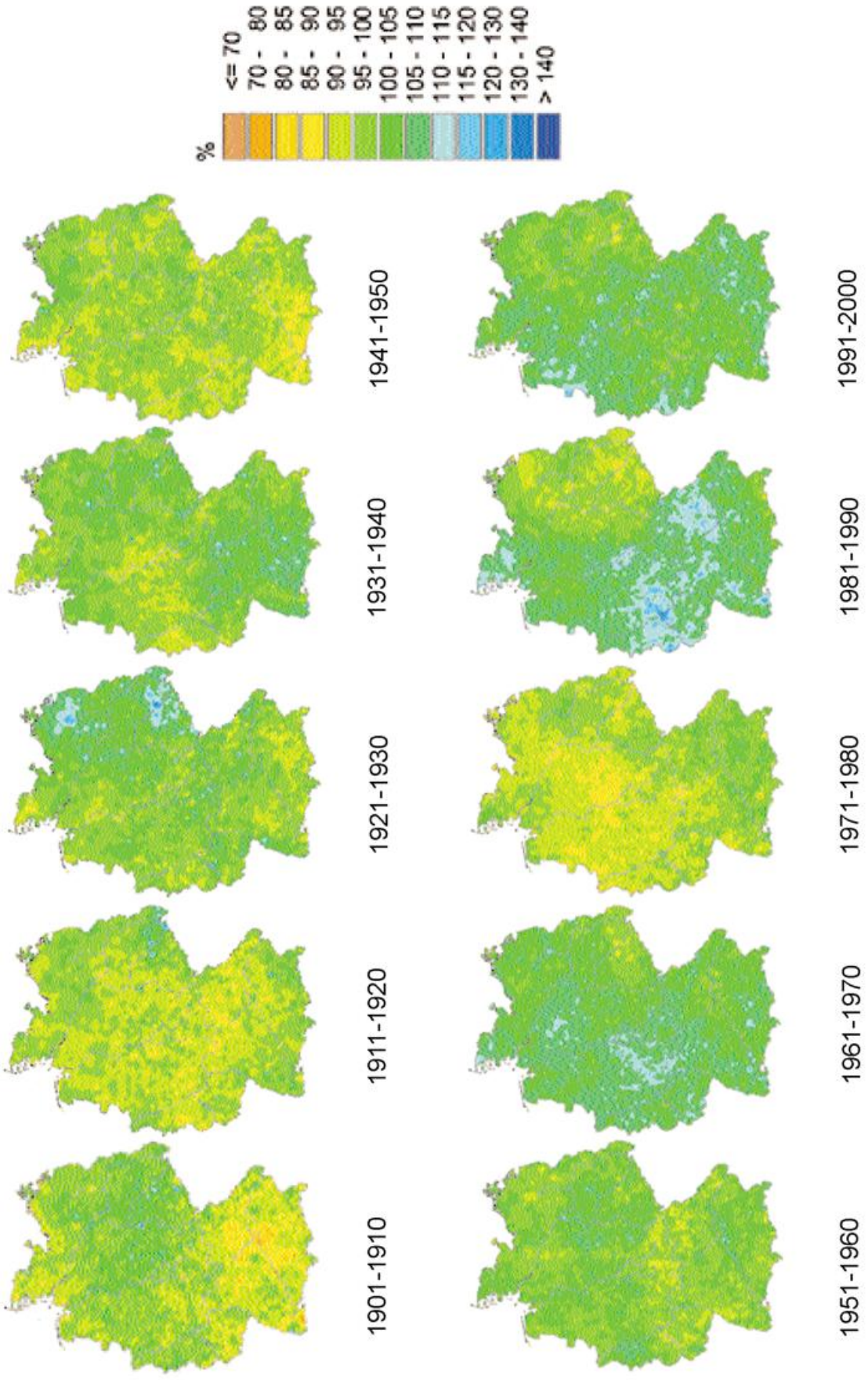


Abb. 4 Abweichungen der Mittelwerte der jährlichen Niederschlagshöhe der verschiedenen Dezennien vom Jahrhundertmittel.

In den Abb.1 und 2 sind die mittleren Temperaturen und Niederschlagshöhen in den klimatologischen Jahreszeiten und im Jahr für das gesamte 20. Jahrhundert dargestellt. Diese Karten zeigen in ihrer räumlichen Struktur praktisch keine Abweichungen zu den entsprechenden Karten der internationalen Referenzperiode 1961-1990, wie sie im Klimaatlas Deutschland des DWD Band 1 (1999) sowie im KSB 1997 veröffentlicht sind, und auch hinsichtlich der Absolutwerte finden sich keine größeren Abweichungen.

In den Abb. 3 sind Folgen von Karten der Abweichungen der Mittelwerte der Temperatur einzelner Dezennien des Jahrhunderts vom Jahrhundertmittel dargestellt. Es zeigen sich hier praktisch keine Beziehungen zur Topographie mehr. Gelegentlich führt das Fehlen einzelner Stationen in Teilzeiträumen zu lokalen Abweichungsmaxima, da das Verfahren zur Erstellung der Karten nicht alle örtlichen Besonderheiten simulieren kann.

Großräumig erkennt man, dass das erste Dezennium deutliche negative Abweichungen brachte, wobei der Westen Deutschlands ein besonders großes Temperaturdefizit hatte.

Die folgenden drei Jahrzehnte waren etwas milder, aber großenteils waren die Abweichungen weiterhin negativ. Dabei ergab sich für das dritte Jahrzehnt ein Schwerpunkt der Defizite in Nordwestdeutschland, während im vierten Dezennium der Schwerpunkt nach Süddeutschland verlagert war.

Das Jahrzehnt 1941-1950 zeigte erstmals überwiegend positive Temperaturabweichungen. Das 6. Dezennium war schon wieder etwas zu kühl. Im folgenden Jahrzehnt verstärkten sich diese negativen Abweichungen noch. Das achte Jahrzehnt war hingegen bzgl. der Temperatur recht ausgeglichen. Das vorletzte Dezennium war dann wieder etwas zu warm.

Ganz besonders stark waren die positiven Abweichungen im letzten Jahrzehnt des Jahrhunderts, wobei der Süden und Westen Deutschlands noch hervortraten.

In den Abb. 4 sind die Karten der Abweichungen der Mittelwerte der jährlichen Niederschlagshöhe der verschiedenen Dezennien vom Jahrhundertmittel zusammengestellt. Auch hier finden sich kaum noch Beziehungen zur Topographie. Lokale Maxima beruhen hier meist auf einzelnen kleinräumigen Starkniederschlägen, deren Effekt auch durch die Mittelung über 10 Jahre noch nicht immer weggedämpft ist.

Dabei zeigt sich, dass das erste Dezennium etwas zu trocken war, wobei das Niederschlagsdefizit in Süddeutschland besonders hoch war, während es im Osten teilweise auch Überschüsse gab. Auch das folgende Jahrzehnt war bis auf den äußersten Osten zu trocken.

Das dritte Dezennium brachte meist mehr Niederschlag als im Jahrhundertmittel, wobei der Osten Deutschlands besonders große Überschüsse verzeichnete. Das Jahrzehnt 1931-1940 war in Hinsicht auf den Niederschlag recht ausgeglichen.

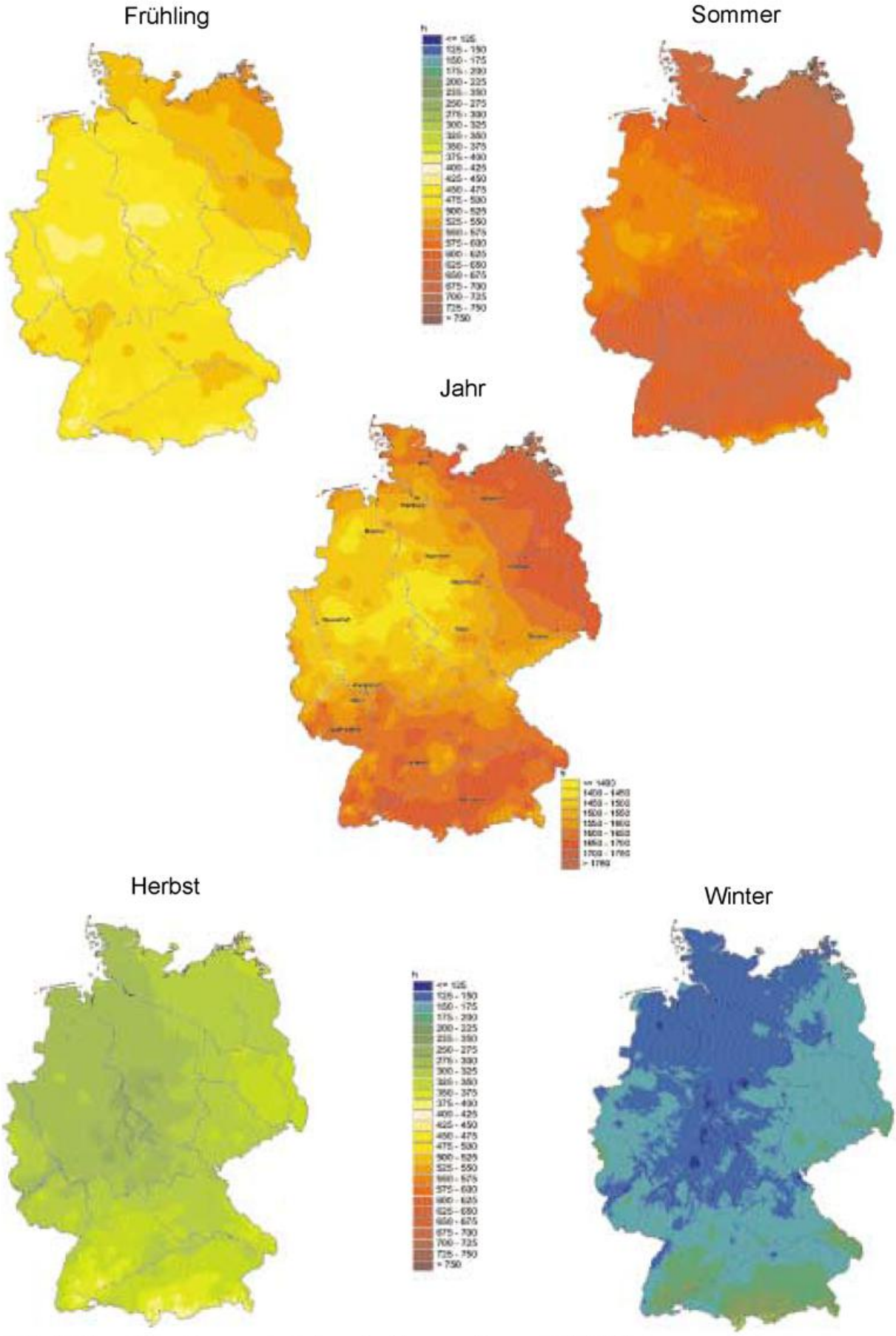


Abb. 5 Die mittlere Sonnenscheindauer im Bezugszeitraum 1961-1990.

Im fünften Dezennium war es fast durchweg zu trocken. Das folgende Jahrzehnt war ebenfalls etwas zu trocken. Hingegen war das Dezennium 1961-1970 ausgesprochen feucht, insbesondere in Westdeutschland. Das nächste Jahrzehnt war, abgesehen von einigen Gebieten im Südosten, wieder zu trocken.

Die letzten beiden Jahrzehnte des Jahrhunderts waren insgesamt sehr feucht, wobei die maximalen Überschüsse im Westen zu verzeichnen waren, während im Osten, vor allem im vorletzten Jahrzehnt, gebietsweise auch Niederschlagsdefizite zu verzeichnen waren.

Die Verlauf der Jahresmittel der Temperatur und der Jahressummen der Niederschlagshöhe sind auch auf der beiliegenden CD als Filmloops enthalten.

Karten der Sonnenscheindauer konnten nach entsprechenden Verfahren nur für die zweite Hälfte des Jahrhunderts erstellt werden, da für die ersten 50 Jahre nicht genug Messungen vorliegen. Entsprechende Karten der mittleren Sonnenscheindauer in den Jahreszeiten und im Jahr sind in der Abb. 5 zusammengestellt. Auch bei diesem Parameter zeigen sich keine signifikanten Unterschiede zu den entsprechenden Karten des internationalen Referenzzeitraum 1961-1990, wie sie im Klimaatlas Deutschland Band 1 und im KSB 1997 veröffentlicht sind.

Literatur

Quelle DWD Bericht 193

Klimastatusbericht 1998, ISBN 3-88148-350-0 Selbstverlag DWD

Klimastatusbericht 1997, Selbstverlag DWD

Klimaatlas DWD, Band 1, ISBN3-88148-355-1, Selbstverlag DWD

Extreme Wetter- und Witterungsereignisse im 20. Jahrhundert

P. Bissolli, L. Göring, Ch. Lefebvre

Extremereignisse erwecken fast immer unsere Aufmerksamkeit – eben weil sie extrem, also außergewöhnlich sind und nicht jeden Tag vorkommen. Dies schlägt sich natürlich besonders in den Medien nieder, gerade auch dann, wenn es um Wetter und Klima geht. Nicht selten wird in diesem Zusammenhang das Vokabular „Jahrhundertregen", „Jahrhundertsommer" etc. verwendet, und nicht unbedingt muss es sich dabei um ein Ereignis handeln, das nur einmal in einem Jahrhundert vorkommt. Andererseits sind Extremereignisse aber tatsächlich ein Bestandteil der Realität und fordern häufig Menschenleben oder zumindest größere Schäden an Hab und Gut. Besonders die Versicherungen wissen ein Lied davon zu singen. Nach Angaben der Münchener Rückversicherung hat sich die Zahl der Naturkatastrophen in Deutschland von 110 in den siebziger Jahren auf 209 in den neunziger Jahren erhöht. Im gleichen Zeitraum hat sich die Zahl der dadurch ausgelösten volkswirtschaftlichen Schäden von 11,7 auf 23,7 Milliarden DM mehr als verdoppelt, die Zahl der versicherten Schäden ist in der Zeit noch um ein Vielfaches angewachsen (von 2,7 auf 8,9 Milliarden DM; Angaben nach MÜNCHENER RÜCK 2000, jeweils inflationsbereinigte Zahlen).

Auch in der Wissenschaft ist das Interesse an Extremereignissen groß geworden. Die Motivation dafür ist die Hypothese, dass mit einer globalen Erwärmung auch die extremen Witterungsereignisse (z.B. Stürme) zunehmen. Untersuchungen ergaben, dass bestimmte Extremereignisse besonders oft bei charakteristischen Wetterlagen auftreten (BISSOLLI und BAUM 2001, BAUM 2001).

Im Folgenden sind die bedeutendsten Extremereignisse des 20. Jahrhunderts für Deutschland aufgeführt. Diese Zusammenstellung enthält sowohl relativ kurzzeitige Wetterereignisse (Tornados, Stürme etc.) als auch länger andauernde Besonderheiten (z.B. besonders kalte/warme Jahreszeiten oder gar Jahre), die unter den Begriff „Witterung" fallen. Sie basiert auf Auswertungen der vom Deutschen Wetterdienst erhobenen und archivierten Mess- und Beobachtungsdaten sowie Literatur- und Internet-Recherchen, wobei aus dem sehr umfangreichen Material eine Auswahl getroffen werden mußte, um den Rahmen des vorliegenden Beitrages nicht zu sprengen. Die Quellen sind im untenstehenden Literaturverzeichnis angegeben, wobei anzumerken ist, dass wegen der großen Anzahl nicht alle verwendeten Internetquellen explizit aufgelistet sind.

Der DWD führt seit 1998 eine eigene Ereignisdatei (basierend auf täglich abgerufenen Internet-Meldungen), die noch eine Vielzahl weiterer, hier nicht aufgeführter Ereignisse enthält und auch für das 21. Jahrhundert weiter fortgesetzt wird.

Einige der bedeutendsten Ereignisse des 20. Jahrhunderts in Deutschland:

1901 - 1910	
03.08.1901	Schweres Hochwasser in der Fränkischen Schweiz nach Gewitter. Nankendorf: In Scheune und Schweinestall steht das Wasser über einen Meter hoch und die untergebrachten Schweine sind nur dadurch gerettet worden, daß der Futterbarren und das Holzwerk losgerissen wurden, auf welchen sie Schutz hatten, resp. ihre Köpfe über Wasser halten konnten.
26.08.1901	Stürmische Westwinde führen zu einer ungewöhnlich hohen Flut, die große Schäden in den Seebädern an der Nordsee verursacht. Viel Vieh ertrinkt.
19./20.03.1903	Sturmflut der Ostsee, Schäden in Peenemünde. Dabei reißen die Wassermassen große Teile des Laufsteges zur Schanze und der Landungsbrücken weg, setzen Gebiete des Weidelandes unter Wasser und lassen diese für den Viehauftrieb unbrauchbar werden.
21.11.1903	Ein stationäres Tief an der norwegischen Küste (725 mm Hg bzw. 965 hPa) bewirkt einen Sturm an der Nordseeküste. Folge sind viele Schiffsunglücke und Zerstörungen an Land.
06.-08.04.1904	Ein Tief bewegt sich nach Skandinavien. Ein kräftiger Südwestwind (Bft. 10) dreht auf Nordwest und löst an der Nordseeküste eine Sturmflut aus. In Altona richtet das Hochwasser schwere Schäden am Övelgönner und Neumühlener Strand an. U.a. werden Bootsstege zerstört, an der Eider Häuser abgedeckt, Telegraphenmasten und Bäume umgeknickt. Schafe ertrinken.
08./09.11.1904	Ein Tief auf dem Weg zum Skagerrak löst einen Sturm von langer Dauer aus, der an der Nordsee zu einer ungewöhnlich hohen Sturmflut führt. Es gibt Überschwemmungen, Vieh ertrinkt, Bäume und Häuser erleiden Schäden.
30./31.12.1904	Außerordentliche Sturmfluten an Nord- und Ostsee. Windstärke 10-11 Bft., NW-Wind am 30. an der Nordsee und NO-Wind am 31. an der Ostsee. Schiffe stranden, versinken, Überschwemmungen, etwa 900 Stück Vieh ertrinken.
Winter 1904/05	Schneereicher Winter im Bayerischen Wald. Am 7. Januar starker Schneefall mit Sturm, 3000 Festmeter Schneebruch. Durchschnittlich 1 m bis 1,20 m, am Arber gar 6 m tiefer Schnee. In Schachtenbach sind noch im April 1,93 m Schnee und Schneemauern um 2 m beiderseits der Straßen. Zwischen Ludwigsthal und Eisenstein bleibt der Abendzug trotz dreier Loks stecken und musste ausgeschaufelt werden. Abgang des Schnees Mitte Mai.
10.08.1905	Hagelunwetter in St. Martin. Um 11.15 Uhr zieht über St. Martin ein Gewitter mit Hagelschlag hinweg, das in zehn Minuten die ganze Ernte vernichtet hat. Schloßen, größer als ein Hühnerei, zerschlagen Dachziegel und Fensterscheiben.
08.-16.03.1906	Mehrere Sturmtiefs lösen verheerende Sturmfluten, besonders an den Nordseeküsten aus. Emden: Spitzenwert 50 cm höher als bei der außerordentlichen Sturmflut 1825. Cuxhaven: Seedeich in Döse durchlöchert.
23.01.1907	In Berlin wird an diesem Tag mit 1057.8 hPa der bislang (2001) höchste in Deutschland gemessene Luftdruck registriert.
22.05.1907	Tornado in Solingen zwischen 15.45 und 16.00 Uhr, 1 Toter, 25 zum Teil schwer Verletzte.
09.01.1908	Tief in der Gegend des Harzes (985-978 hPa) führt zu Nordoststurm über Nord- und Ostsee. Hamburg, Kiel, Friedrichstadt, Flensburg, Rostock etc.: Starkes Schneetreiben, Hochwasser, Sachschäden (Fischerboote, Brücken, Telefonnetz etc.), Bahnverkehr unterbrochen, Menschen umgekommen.
14.02.1909	In den Februartagen des Jahres 1909 bricht eine ungeheure Hochwasserkatastrophe über die östliche Altmark herein. Die Ursache dazu liegt bereits am Oberlauf der Elbe, im damaligen Böhmen. Von dort her bewegen sich bei Beginn des Tauwetters gewaltige Eismassen elbabwärts, die sich im Gebiet der Altmark zu undurchdringlichen Eisbergen anstauen. Am 14. Februar mittags bricht der 1846 gebaute sogenannte "Neue Deich" bei Berge. Die Wasser der Elbe überfluten dort die Besitzungen und heutigen Dörfer Büttnershof, Sandauerholz und Kannenberg.
02.-05.12.1909	Tief über Irland zieht nach Osten und vertieft sich dabei (bis auf 945 hPa), SE/SW-Stürme bis Stärke 11/12 Bft. 4.12.:Schwere Sturmflut an der Nordseeküste.

1911 - 1920	
06.11.1911	Tief über Nordeuropa (950 hPa) und Hoch, das nördlich der Azoren bis nach Frankreich reicht, bewirken schwere Stürme über Mitteleuropa aus Süd und Südwest mit orkanartigen Böen über dem gesamten Küstengebiet. Sturmflut in der deutschen Bucht, die zu Dammbrüchen, Beschädigung von Gebäuden und starkem Verlust an Vieh führt.
1911	Niedrigste jährliche Niederschlagshöhe: 242 mm in Straußfurt (Tübingen).
12.05.1912	Tornado in Sehlis bei Taucha (Sachsen) gegen 23 Uhr. Annähernd 20.000 Festmeter Holz umgebrochen, darunter Eichen von 80 cm Durchmesser. Aus der neuerbauten Schule wird eine Wand herausgedrückt und der damalige Leiter Voigt kann von Glück sagen, daß er nicht im Bett in den Hof gefallen ist.
1912	Niedrigster Jahreswert der Sonnenscheindauer: 844 Std. in Münster.
31.12.1913	Ein Tief über Kontinentaleuropa bewirkt mit stürmischen Nordostwinden (bis Windstärke 11 Bft.) eine verheerende Ostseesturmflut.
13.01.1916	Tief über Nordeuropa ruft Sturmflut durch Nordwest- bzw. Weststurm (Stärke 10-11 Bft.) mit orkanartigen Böen hervor. Hauptsächlich Nordseeküste betroffen. Wasser mit großer Gewalt in die Flüsse gedrückt (besonders Elbe). Deiche gebrochen und beschädigt (Aufweichung der Deichkronen durch vorherigen Dauerregen), Dünen beschädigt, Überschwemmungen.
16./17.02.1916	Tief über der Nordostküste Schottlands verlagert sich nach ESE über die Nordsee und verstärkt sich. Am Abend ist es nahe Jütland (959 hPa), überquert Dänemark und Südschweden über Nacht. Starke Stürme über der südlichen Nord- und Ostsee. In der Nacht vom 16. auf den 17. Windstärken bis 11/12 Bft. aus westlichen Richtungen. An den Küsten Sturmflut. In Friedrichstadt bei Husum steigt die Flut höher als 1825 bzw. 1911. "Heftigste Sturmflut seit Menschengedenken" auf den nordfriesischen Inseln (Föhr, Amrum, Sylt). Überschwemmungen, Flutschäden, Strände und Strandschutzmaßnahmen innerhalb weniger Stunden zerstört, Deiche gebrochen oder beschädigt, Vieh ertrunken, aber keine Todesfälle.
27.05.1916	Windhose in Chemnitz. Die Wolke, in der man eine gewaltige aufsteigende Rauchsäule zu erkennen glaubt, hält sich minutenlang in der Luft auf der gleichen Stelle, während Staub und allerhand Gegenstände, wie zersplitterte Dachbalken, starke Äste von Bäumen, Teile von Dächern, Ziegeln, Leitungsdrähte usw. in einer Höhe von vielleicht hundert Metern wild durcheinander gewirbelt werden.
19.04.1917	Heftige Schneefälle in Süddeutschland. Zugunglück.
18.01.1918	Schweres Unwetter und plötzliche Schneeschmelze (Temperaturen um 12°C) an der Mosel.
25.05.1920	Größte Niederschlagsintensität: Bei Füssen (Allgäu) fallen in 8 Minuten 126 mm.

Lachend und strahlend stand am Nachmittag des verhängnisvollen Sonnabends die Sonne am blauen Firmament. Da plötzlich gegen 5 Uhr ballten sich die Wolken zusammen und bald war Chemnitz in eine Dämmerung gehüllt, die immer düsterer wurde, je mehr sich der Zeiger der Uhr der sechsten Abendstunde näherte. Es war wie eine Drohung, die Gott sei Dank beherzigt wurde: die Menschen, die das prächtige Wetter des Nachmittags ins Freie gelockt hatte, eilten ihren schützenden Behausungen zu und dem ist es wohl zu verdanken, daß das Unglück keine Menschenleben forderte. Das ist der einzige Trost in dieser Katastrophe der Windhose des 27. Mai 1916.

Aus: Die Windhose von Chemnitz am 27. Mai 1916.
Auszüge aus einer Broschüre, erschienen im H. Thümmlers Verlag in Chemnitz.
Ein Beitrag von Claudia Hinz, Deutscher Wetterdienst, Wetterstation Chemnitz (claudia.hinz@web.de ; siehe auch http://www.wetterzentrale.de).

1921 - 1930	
28.07.1921	Niedrigster bekannter Wasserstand der Mosel. Pegelstand NNW 0,47 m. Man kann durch die Mosel an das andere Ufer gehen. Hervorragender Weinjahrgang - "Jahrhundertwein".
23./24.10.1921	Tief über der östlichen Ostsee mit starkem Druckgefälle zu einem Hoch über England. Sturm mit Orkanböen bis Stärke 11/12 Bft. an den deutschen Küsten (Nord- und Ostsee). Herabgeschleuderte Dachziegel, entwurzelte Bäume, große Schäden für Schifffahrt und Fischerei (0,5 Millionen Mark Schaden in der Region Swinemünde), Menschen ertrunken. Hamburg meldet Schäden in Millionenhöhe.
1921	Höchster Jahreswert der Sonnenscheindauer in Nürnberg: 2477 Stunden.
10.10.1926	Schwere Nordsee-Sturmflut, Helgoland-Unterinsel überschwemmt.
01.06.1927	Tornado in Lingen gegen 5 Uhr nachmittags. Das oberste Ende des Schlauches scheint über dem Lingener Rathaus zu liegen. Rings um den grau-gelben Raum wirbeln Luftmassen in breiter Ausdehnung von etwa 50 - 60 m mit Linksdrehung und wirbeln Papier, Zeug, Bretter, Balken und Steine durch die Luft.
08.07.1927	Schwere Gewitter im Erzgebirge, Sturm, Flüsse treten über die Ufer, 145 Tote.
26.11.1928	Sturmtief über Mitteleuropa löst Nordseesturmflut aus. Verwüstungen, Hindenburgdamm und Westerland unter Wasser, Abbrüche auf Helgoland, Norderney.
Jan./Feb. 1929	Kältewelle in ganz Europa, "Jahrhundertwinter". Kältester Winter seit 1893. Bei Bingen ist der Rhein zugefroren. Viele Bewohner [Bingens] nutzen die seltene Gelegenheit, den Fluss nicht mit dem Schiff, sondern zu Fuß zu überqueren. Die bislang (2001) niedrigste Temperatur in Deutschland wird mit –37,8°C am 12.2.1929 in Hüll, Ortsteil von Wolnzach, Kr. Pfaffenhofen (Niederbayern), gemessen.
November 1930	Ein orkanartiger Sturm richtet in München große Schäden an. Fenster, Dach und die Turmuhr erleiden Schaden. Ein Orkan zerstört in der Nacht vom 22. zum 23. November die Südtribüne des Stadions von Kaiserslautern vollständig.



Abb. 1 Nach dem Tornado in Lingen am 01.06.1927. Aus der Chronik der Castellschule Lingen (http://www.castellschule.de ; http://nibis.ni.schule.de/~castell/seite9.htm). Mit freundlicher Genehmigung von Herrn R. Stroink, Castellschule Lingen.

1931 - 1940	
17.06.1931	Ein Tornado richtet binnen weniger Minuten insbesondere in den Ortsteilen des Elsetals (Sauerland) erhebliche Schäden an Wohngebäuden, Fabrikanlagen, Verkehrseinrichtungen und Waldbeständen an. Landwirte verlieren durch einstürzendes Mauerwerk und herabfallende Dachkonstruktionen ihr Vieh. Auch zwei Tote sowie vierzig Verletzte sind die Folge dieser Katastrophe.
06.07.1931	Verheerendes Hochwasser im Schwarzwassertal/Erzgebirge.Nach Temperaturen über 25°C Gewitter mit Starkregenfällen, Bäche treten über die Ufer, Bäume und Gebäude weggerissen. Flutwellen im Ort Schwarzenberg ca. 1 Meter hoch.
Winter 1931/32	Langandauernder und schneereicher Winter im Bayerischen Wald. Der Schnee ist zwei Meter tief. Erst Ende Mai ist der letzte Schnee verschwunden.
Mai 1933	Mit 777 mm wird in Oberreute, Kreis Lindau Bodensee die größte Niederschlagshöhe eines Monats in Deutschland gemessen.
10.07.1936	Hagelunwetter (Gewitter) in der Zone Hildesheim-Peine. Hagelspur von 40 km Länge, 7-10 km Breite, Hagelkörner bis Hühnereigröße. In den betroffenen Gebieten Vernichtung von 90-100 % der Getreideernte, Zuckerrüben entblättert, Obst vernichtet.
26./27.10.1936	Nachdem die Sturmflut am 18.10. an der Nordseeküste (nordfriesische Inseln besonders hoch, weil Springflut, Hochwasserzeit und Windstau zusammen kamen) aufgrund der neu gebauten Deiche in Schleswig-Holstein glimpflich abgelaufen ist, verlagert sich am 26. /27. ein Tief von westlich der Hebriden (974 hPa) nach Südnorwegen (965 hPa). Sturm über den Britischen Inseln, der Nordsee und ihren Küsten, Dänemark und der südwestlichen Ostsee. Am Abend des 26. sogar Windstärke 10 Bft. im unteren Rheinland. Feuerschiff "Elbe 1" versinkt (meldet vorher Windstärke 11-12), 15 Menschen ertrinken.

Der 6. Juli 1931 begann sehr sonnig und die Temperaturen kletterten auf über 25°C, für das obere Erzgebirge ein beachtlicher Wert! Am späten Nachmittag braute sich dann über dem Waldgebiet zwischen Auersberg und Rabenberg ein Gewitter zusammen. Der rabenschwarze Himmel verfärbte sich schwefelgelb. Innerhalb von wenigen Minuten brausten Regenmassen nieder, die sekundenschnell Eimer füllten. Schnell stiegen die Bäche, traten über ihre Ufer und verwandelten sich in einen reißenden Strom, der immer mehr an Gewalt gewann. Bäume stürzten entwurzelt nieder und stauten das Wasser, bis sie schließlich mitgerissen wurden und pfeilartig ins Tal schossen.

Zum Hochwasser im Schwarzwassertal (Erzgebirge) am 06.07.1931.
Aus http://www.dns-relation.de/~hinz/Wetter2.html (siehe auch http://www.saevert.de/bericht.htm).

1941 - 1950	
Winter 1939/40, 1940/41, 1941/42	Drei sehr kalte Kriegswinter hintereinander, die sich auch spürbar auf das Kriegsgeschehen auswirken. Am 22.01.1942 kälteste Nacht in Freising: -30,5°C.
02.04.1944	Höchste Schneedecke: Am 2.4.1944 wird auf dem Zugspitzplatt (in 2650 Meter Höhe) eine Schneedecke von 830 cm gemessen.
August 1944	Hitzewelle, in Berlin 10 aufeinanderfolgende Tage mit über 30°C.
1944	Größte jährliche Niederschlagshöhe in Deutschland: Am Purtschellerhaus (Berchtesgardner Land) fallen über das ganze Jahr 1944 insgesamt 3499 mm.
11.02.1946	Große Teile der Urkunden und Akten des Hauptstaatsarchivs Hannover werden am 11. Februar 1946 von einem Leinehochwasser überschwemmt, wobei erhebliche Schäden entstehen.
Jan./Feb. 1947	Kältewelle über Mitteleuropa, Schneekatastrophe. Strengster Winter im Nordseegebiet (vgl. LEFEBVRE 2002). Im März führen schnelles Tauwetter und langanhaltende Regenfälle zu Hochwasser. Oder-Deiche brechen.
Sommer 1947	Wärmster Sommer des Jahrhunderts (Deutschlandmittel: 18,5°C).
15.09.1950	Tornado in Hannover.

1951 - 1960	
Juli 1952	Hitzewelle in Mitteleuropa. 200 Tote in der damaligen Bundesrepublik Deutschland, Max.-Temperatur: 39,6°C.
01.02.1953	Der "Hollandorkan", der am Tag zuvor (31.01.) schwere Verwüstungen in Holland angerichtet hatte, bei dem 2000 Menschen starben, hat sich nach Mitteldeutschland verlagert und zieht rasch nach Südosten ab. Zeitweise Bft. 12 in der Deutschen Bucht, Sturm- und Flutschäden an der ostfriesischen Küste und auf den Ostfriesischen Inseln.
19.05.1953	Schwere Gewitter über Norddeutschland und Hessen, verheerende Unwetter: Hagelschlag und Wolkenbrüche. Sandsturm in Münster, Schäden von einigen Millionen DM.
08.-10.07.1954	Am 8. Juli 1954 bricht über die Stadt Passau eine Hochwasserkatastrophe herein. Ein harter Schicksalsschlag für das Passauer Handwerk: Rund ein Viertel der Betriebe befindet sich in dem vom Hochwasser überfluteten Gebiet. Die Wassermassen sind so schnell über die Drei-Flüsse-Stadt hereingebrochen, daß viele Maschinen und Vorräte nicht mehr rechtzeitig in Sicherheit geschafft werden können. Frische Semmeln und Brezeln werden in Passau plötzlich Mangelware: In den drei wichtigsten Bäckereien kann nicht gearbeitet werden. Zwei Tage später wird auch die damalige DDR von einem Hochwasser heimgesucht, die gesamte Innenstadt von Zwickau wird überschwemmt.
21.-23.12.1954	Am 21. Sturm mit Orkanböen zwischen 80 und 88 kn an der deutschen und holländischen Küste. Am 23. entwickelt sich über der Nordsee eine von Schottland herangezogene Wellenstörung unter Einbeziehung polarer Luftmassen zum Orkantief (960 hPa), zieht über Jütland zur Ostsee weiter. Orkanböen (86 kn in Bremerhaven), Sturmflut in der Deutschen Bucht (Ems, Jadebusen, Wesermündung), ein Deichbruch.
Dezember 1955	Extreme Trockenheit, Schifffahrt auf dem Rhein kommt völlig zum Erliegen. Pegel Köln: 83 cm.
Februar 1956	Strenge Kälte, große Vereisung der Küste und des Wattenmeeres, Inseln müssen mit dem Flugzeug versorgt werden.
Juli 1956	Große Dürre in Schleswig-Holstein.
13./14.08. und 23.08.1956	Tief von Schottland entwickelt sich am 13. über der Nordsee zum Sturmtief (985 hPa) und zieht nach Osten ab. Nordweststurm in der Nordsee, Halligen melden ‚landunter', 18 Menschen ertrinken. Am 23. fordert ein Orkan über Norddeutschland 24 Tote und einige hundert Verletzte. Schwere Sturmschäden.
07.05.1957	Kälteste Mai-Nacht seit Beginn der Aufzeichnungen (-5°C an der Küste).
12.06.1957	Eine Windhose über dem Freibad Humboldthain im Berliner Stadtteil Wedding wirbelt die Kleidungsstücke der Badegäste von der Liegewiese bis zu 50 m hoch in die Luft.
27.6.-Mitte Juli 1957	Extreme Hitzewelle fordert Hunderte von Toten, Wasserknappheit, großes Fischsterben in den Gewässern von Hamburg.
23.-25.08.1957	Am 24. entwickelt sich ein Tief bei Schottland zum Sturmtief (975 hPa), Schiffe in der südlichen Nordsee melden Windstärke 7-9 Bft. Die für diese Jahreszeit ungewöhnlich starken und sich von den Britischen Inseln bis zur südwestlichen Ostsee erstreckenden Stürme verursachen weitverbreitet Schäden. Schiffe in Seenot, Badeverbot an den Stränden, Halligen landunter, in Wilhelmshaven 40 Meter langer Deich gebrochen.
Mitte Dez. 1957	Kältewelle über Norddeutschland, -30°C in Hannover.
01.08.1958	Schwere Unwetter in ganz Deutschland, mehrere Tote, Millionenschäden.
1958	Maximale Anzahl der Tage mit Nebel: Wer im Jahr 1958 auf den Brocken im Harz wollte und eine gute Fernsicht verlangte, hatte Pech, denn es gab im Jahr bis zu 330 Tage mit Nebel. (Zum Vergleich: Klimamittel in Braunlage: 73,6 Tage.)
Sommer 1959	„Jahrhundertsommer". Dürre und Hitze in Norddeutschland, Trinkwasserrationierung. Gesamter September ohne jeglichen Niederschlag.

1961 - 1970	
28.05.1961	Heftiger Kaltlufteinbruch in Deutschland, Schnee bis in die Niederungen.
02.06.1961	Schwere Unwetter, in Niedersachsen schlimmstes Hochwasser seit 100 Jahren.
Dezember 1961	Langanhaltende Regenfälle lassen alle deutschen Flüsse über die Ufer treten.
16./17.02.62	"Hamburg-Orkan": Ein umfangreiches Tiefdrucksystem verlagert sich vom Seegebiet zwischen Island und Norwegen bis zum Mittag des 16. unter Vertiefung auf 953 hPa nach Mittelschweden und dann ohne Abschwächung bis zur östlichen Ostsee (17., 00 Uhr). Schon am 16. erreicht der Westwind in dem breit gefächerten Warmsektor Windstärke 10-11 in der nördlichen Nordsee. Nach Durchgang der Kaltfront dreht der Wind auf NW bis N und erreicht um Mitternacht zur Zeit der regulären Flut über weiten Teilen der Nordsee im Mittel 9-10, örtlich 11 Bft. In Nordwestdeutschland brechen über weite Strecken die Deiche. 340 Menschen ertrinken in der Sturmflut in den Gebieten um Hamburg und Oldenburg, 75.000 Menschen werden obdachlos. Es entstehen 2.9 Mrd. DM Sachschaden.
Sommer 1962	Kältester Sommer in den alten Bundesländern seit 111 Jahren, teilweise nur an einem Tag über 25°C. In Kempten fällt noch im Juni Schnee, der zu einer Schneedecke von 4 bis 6 cm führt.
Winter 1962/63	Dritter „Jahrhundertwinter" seit 1929 und 1947, Eisschollen auf dem Rhein, 125 Frosttage. Kältester Winter der 2. Jahrhunderthälfte. Bodensee in seiner ganzen Fläche zugefroren.
17.09.1963	Hochsommerliche Temperaturen in Hamburg, bereits geschlossene Freibäder werden wieder geöffnet.
1964	Eines der feuchtesten Jahre in Deutschland, zum Teil mehr als das Doppelte der mittleren Regenmengen, vor allem im Frühjahr und im Herbst.
21., 23., 28.02.1967	Schwere Stürme im gesamten Bundesgebiet. Im Nordseeküstenbereich Untergang mehrerer Schiffe, Deichbrüche, Überschwemmungen.
10.07.1968	Der Tornado von Pforzheim ist wohl der schlimmste, der in den letzten Jahrzehnten in Deutschland gewütet hat. Er zieht am Abend des 10. Juli über den Süden Pforzheims hinweg, insgesamt ist die Zugbahn 30 Kilometer lang. Dabei entstehen Schäden in Höhe von rund 130 Mio. DM, und allein in Pforzheim werden 1.750 Häuser beschädigt. 2 Menschen kommen in Ottenhausen (westlich von Pforzheim) ums Leben, und im Stadtgebiet werden mehr als 200 Menschen zum Teil lebensgefährlich verletzt. In den Wochen danach verunglücken noch einmal 130 bei den Aufräumarbeiten. Ein Dachdecker stirbt dabei.
18.08.1968	Extrem heftiges Hagelunwetter in und um München, schwere Verwüstungen, taubeneigroße Hagelkörner, Straßen cm dick bedeckt.
Febr./März 1969	Schneesturm in Norddeutschland mit Schneewehen bis 3 Meter.
Winter 1969/70:	Schneereichster Winter im Nordosten Deutschlands, in Potsdam 70 cm Schnee. Ende November 1969 – Ende März 1970 in Berlin ununterbrochen eine geschlossene Schneedecke. Heftige, nächtliche Schneestürme schaffen in ganz Niedersachsen ausgiebige „Weiße Ostern" (27.-29. März).
1970	In Balderschwang (Allgäu) wird die größte lokale jährliche Niederschlagsmenge gemessen: 3503,1 mm.



Abb. 2 Sturmflut nach Hamburg-Orkan 1962. Mit freundlicher Genehmigung von Herrn T. Sävert.

1971 - 1980	
12./13.11.1972	"Niedersachsen-Orkan": Tief bewegt sich innerhalb von 24 h von Westirland (12.11.) zur südwestlichen Ostsee (13.11.), vertieft sich rapide von 983 auf 959 hPa, als es das Gebiet der Deutschen Bucht erreicht. Sturm (in Bremen Windböen bis 154 km/h) fordert insgesamt 47 Todesopfer in Deutschland.
31.03.-03.04.1973	Sturm über weiten Teilen Deutschlands. Starker und schneller Sturm, ähnlich wie „Niedersachsen-Orkan" von 1972. Böen bis 180 km/h (Schwarzwald).
05.05.1973	"Kieler Tornado" richtet schwere Schäden in Kiel und Umgebung an. Starkregen, Hagel und Sturmböen. Gesamtschäden: 30 Mio. DM. Ein Toter.
6.11.-17.12.1973	Serie von Tiefdruckgebieten, die südostwärts von Island zur Ostsee wandern. Nordseestürme aus N und NW verursachen Sturmfluten an den Küsten der Deutschen Bucht, die nur 30-60 cm niedriger liegen als 1962. In Hamburg überschreiten 19 Tidehochwasser 3,00 m über NN. Mehrere Schiffe (Fischkutter, Küstenmotorschiffe) gehen samt Besatzung unter.
17.08.1974	Hagelunwetter in den Landkreisen Vechta, Diepholz, Osnabrück. Hagelkörner sollen so groß wie Billardkugeln gewesen sein. Auch in Bayern Hagelunwetter.
Jan. + Febr. 1975	Teilweise mildester Januar und Februar des Jahrhunderts. Aber dann am 19./20. März verbreitet starke Schneefälle in West- und Süddeutschland. Verursacht durch einen Kaltlufttropfen in der Höhe, der von NO nach SW über Deutschland hinwegzieht. Vermutlich einer der massivsten und vor allem langandauerndsten Frühjahrs-Winter der letzten Jahrzehnte. In der Zeit vom 16. 3. - 11. 4. liegt die mittlere Tagesmitteltemperatur bei +1,2°C für das Nordsaarland. Damit ist es hier um rund 5 – 6 Grad kälter als normalerweise. Also ein wirklich kurioser Temperaturverlauf, mit einem Frühjahr, das kälter war als der vorangegangene Januar!
Juni 1975	Trockenster Juni seit 1891 in Schleswig-Holstein, einer der nassesten Junimonate dagegen in Baden-Württemberg.
August 1975	11-15 aufeinanderfolgende Sommertage im norddeutschen Tiefland, wärmster August seit 1851. Längere Waldbrände, besonders in der Lüneburger Heide.
Januar 1976	Rekordzahl von 15 Sturmfluten an der Küste (6 schwere und 3 sehr schwere).
02./03.01.1976	"Capella-Orkan": Tief (bis 968 hPa) verlagert sich von der schottischen Küste bis zur Ostsee. In Berlin schwerer Sturm (Bft 10) 17 Stunden lang. Wellen bis 17 m hoch. Das deutsche Schiff "Capella" aus dem DDR-Heimathafen Rostock sinkt (11 Tote). Schwere Sturmflut. Sie übertrifft die Sturmflut von 1962 in Hamburg um 75 cm (6.45 m über NN). 20 Deiche brechen, 10.000 Menschen in der Region der Deutschen Bucht und der Elbemündung werden evakuiert.
Juni und Juli 1976	16 Tage hintereinander werden 30°C überschritten, gebietsweise fällt sechs Wochen lang kein Regen: Hitzeschäden an Autobahnen und Industrieanlagen, Dürreschäden in der Landwirtschaft. Niedrigwasserstand am Rhein.
24.12.1977	Temperaturspitze am Heiligabend in Baltersweiler (Nordsaarland): +13°C! Das sind 5 Grad mehr als die zweithöchste Temperatur in diesem Dezember. Schon am nächsten Tag ist es "nur" noch +6°C warm.
11.-30.03.1978	An 20 Tagen in Folge jeden Tag Niederschlag in fester oder flüssiger Form im Nordsaarland (und in diese Zeit fällt auch noch Ostern!).
31.12.1978-01.01.1979	Am Silvestertag zieht ein kleines, aber äußerst wetterintensives Sturmtief entlang einer Luftmassengrenze über die Mittelgebirge hinweg nach Osten. In der Sylvesternacht vor allem im Norden und Westen Deutschlands heftiger Temperatursturz. Während in Süddeutschland („Biergartenwetter" in München) bis zu 12°C gemessen werden, beschert der nunmehr bereits dritte Schneesturmtag in Folge dem Norden Temperaturen von -10 bis -15°C. Hochwasser an der Ostseeküste. Schneeverwehungen bis 6 m, 150 Dörfer von der Außenwelt abgeschnitten. Stahl- und Kohleproduktion unterbrochen. Mindestens 17 Menschen erfrieren. Massensterben von Schweinen, Hühnern, Küken. Gesamtschaden: 146 Mio. DM.

1981 - 1990	
1981	Regenreichstes Jahr des Jahrhunderts: über Deutschland gemittelte Jahressumme: 995,5 mm.
Sommer 1982	Sehr warmer Sommer, 6 Wochen Trockenheit.
Sommer 1983	Langer trockener und heißer Sommer. Mit 40,2°C wird am 27.07.1983 in Gärmersdorf bei Amberg (Oberpfalz) die bislang (2001) höchste Temperatur in Deutschland gemessen.
12.07.1984	Hagelunwetter in Süddeutschland, Schneise der Verwüstung von Stuttgart bis München, 400 Verletzte, ca. 3 Mrd. DM Schäden, von denen nur etwa die Hälfte versichert ist.
Winter 1984/85, 1985/86, 1986/87	Drei sehr kalte Winter in Folge. 14.01.1987: Wetterkapriolen in Eisleben. Auf Grund der extremen Kälte bricht im Kreisgebiet die Energieversorgung teilweise zusammen. Am 12.01.1987 werden im Kreis Hettstedt stellenweise -26°C gemessen.
Juli 1986	In der Nähe von Karlsruhe hinterlässt ein Tornado eine 9 Kilometer lange und etwa 300 Meter breite Schneise in Wäldern. Es gibt Millionenschäden, unter anderem ca. 1000 Festmeter Kleinholz.
1987	Zweitkältestes Jahr in Hannover: 8,3°C im Mittel.
13.06.1987	Im unterfränkischen Hammelburg gibt es erhebliche Schäden an Häusern, Bäumen und Autos. Dabei werden 3 Menschen in ihrem Gartenhaus ca. 20 Meter durch die Luft gewirbelt.
18.07.1987	Über Hitzacker im Kreis Lüchow-Dannenberg zieht ein Tornado, der 70 Häuser zum Teil schwer beschädigt. Schornsteine und Dächer werden zerstört, und der Sturm hinterlässt eine 4,5 Kilometer lange Waldschneise.
23.09.1987	Der Ort Gertenbach (Hessen) wird fast völlig zerstört, ein Tornado zieht eine etwa 200 Meter breite Trümmerschneise durch den Ort.
April 1988	Osterhochwasser an der Elbe. Am Pegel Wittenberge werden am Ostersonntag um 19 Uhr 675 cm gemessen, das sind 390 cm über normal.
07.10.1988	Durch einen Wirbelsturm mit einer Ausdehnung von 300 Metern werden in Trier große Platanen zerfetzt wie Streichhölzer, eine Spur der Verwüstung zieht sich bis in die Trierer Innenstadt.
26.02.1989	Der bislang (2001) niedrigste Luftdruck in Deutschland wird an diesem Tag mit 948,6 hPa in Osnabrück gemessen.
16.03.1989	Mitten in der Düsseldorfer Innenstadt entwickelt sich gegen 16:28 Uhr während eines außergewöhnlich kräftigen Gewitters mit nussgroßen Hagelkörnern eine Windhose, die eine Schneise der Zerstörung hinterlässt.
27./28.08.1989	Tief über Nordwestdeutschland bewegt sich langsam nach Osten und löst in Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern Sturm aus Nordost bis 120 km/h und starke Regenfälle (bis 135 mm/24 Std.) aus. Wellen bis 6 m über der Ostsee. Boote werden in Häfen zerstört, mehr als 1000 Bäume entwurzelt. In Wentorf wird der ganze Hafen zerstört und mit ihm über 200 Yachten.
Winter 1989/90	Teilweise der mildeste Winter des Jahrhunderts. 16.12.: 21,7°C.
25./26.01.1990	Wintersturm „Daria“: Orkantief über Schottland (955 hPa), Ausläufer überqueren Deutschland. Orkanböen bis 172 km/h, großflächig 120-130 km/h. Landverluste an der Südspitze von Sylt. In Schleswig-Holstein ca. 3.000 Bäume entwurzelt.
26.-01.03.1990	Sturmtief "Vivian" über der nördlichen Nordsee (950 hPa) bewegt sich rasch nach Nordosten und vertieft sich dabei auf 940 hPa am 27.. Schwerer Sturm über ganz Deutschland, Windgeschwindigkeiten weiträumig von 120-130 km/h, Orkanböen bis 265 km/h. Vier aufeinanderfolgende schwere Sturmfluten in Hamburg. 3 Tote, 2 Mrd. Gesamtschäden. Kurz danach, am 28.02., folgt ein weiterer Sturm („Wiebke“) mit Spitzenböen von immerhin noch 205 km/h in den Bergen. Aber auch in den tieferen Lagen Bayerns erreichen die Stürme nahezu überall Orkanstärke (maximale Geschwindigkeit > 117 km/h); vielerorts kommt es zu Spitzenböen zwischen 160 km/h und 180 km/h.



Abb. 3 Nach dem Wintersturm Wiebke (Büdinger Wald, März 1990). Mit freundlicher Genehmigung von Frau H. Nitsche, Deutscher Wetterdienst.



Abb. 4 Oderhochwasser Juli 1997 Mit freundlicher Genehmigung von Herrn A. Labes.



Abb. 5 Nach dem Sturm „Lothar“ am 26.12.1999. Aus http://fva.forst.uni- freiburg.de/lothar/ Mit freundlicher Genehmigung der Forstlichen Versuchs und Forschungsanstalt Baden-Württemberg.

1991 - 2000	
21./22.07.1992	In der Nacht von Dienstag auf Mittwoch - richten Orkanböen und Starkregen mit Hagel in ganz Oberfranken verheerende Schäden an. Teile des Straßenbelages mit einer Stärke von ca. 15 cm und einer Größe bis zu drei Quadratmetern werden ins Tal gespült, reißen Mauern, Geländer, Treppen u.m. nieder.
21.08.1992	Eine Gewitterfront überquert am 21. und 22. große Teile des Saarlandes und Hessens. In Saarbrücken Hageldecke von 2 cm, Orkanböen von 167 km/h. Am Flughafen Frankfurt/Main wird wegen eines Blitzschlags in den Kontrollturm der gesamte Flugverkehr für 30 Minuten lahmgelegt.
13.01.1993	Das Orkantief "Verena" bringt Kiel wohl einen der heftigsten Orkane! Windgeschwindigkeit auf dem Flugplatz in Kiel-Holtenau 150 km/h.
Weihnachten1993	Weihnachtshochwasser im Westen Deutschlands. 25.12.: Pegel Köln 10,63 m.
27./28.01.1994	Orkantief "Lore": In Hamburg zweithöchste Sturmflut seit Beginn der Aufzeichnungen, aber nicht so große Schäden wegen guter Vorkehrungen.
Juli 1994	Heißester Juli des Jahrhunderts in Norddeutschland (Mittelwert um 23°C). In diesem Monat wird auch die höchste monatliche Sonnenscheindauer am Kap Arkona auf Rügen mit 403 Stunden gemessen.
Januar 1995	Großes Hochwasser Rhein/Mosel. 30.01.: Pegel in Köln 10,70 m.
04.11.1995	Tiefdrucksystem über Russland ruft kräftigen Nordostwind über der Ostsee hervor. An der westlichen und südlichen Ostseeküste schwerste Sturmflut seit 40 Jahren. Ufernahe Innenstädte unter Wasser. Ostseefähre "Saßnitz" bekommt auf dem Weg von Schweden nach Rügen Schlagseite, nachdem durch Sturm im Laderaum Eisenbahnwaggons umstürzen und LKWs aus der Verankerung reißen.
18.-20.07.1996	Ungewöhnliche Kälte: In Husum am 18.07. 0°C, 19./20.07.: Bodenfrost bis –2°C.
21.12.1996-12.01.1997	Drittlängste Frostperiode seit 1947: Packeis auf der Weser. Vereisung, Fährverbindungen zu den Inseln in Nord- und Ostsee behindert.
29.06.1997	Eine Squall-Line überquert am Abend des 29. Juni große Teile des nordwestlichen und mittleren Deutschlands. Verbreitet kräftige Gewitter mit Hagel und schweren Sturmböen. Extreme Waldschäden im Bereich Bissendorf (Niedersachsen), wo zwei Tornados eine 10 km lange Schneise hinterlassen. Ein Augenzeuge beobachtet, wie ein Tornado eine 10-13 m hohe Gruppe aus 3 Birken und 4 Pappeln, deren Wurzeln zu einem ca. 8-9 m Durchmesser großen Teller verwachsen sind, als Ganzes mehrere Meter anhebt, waagerecht in der Luft schweben und schließlich wieder zu Boden fallen lässt.
Juli 1997	Oderhochwasser durch Starkregenfälle. Zuerst intensive Regenfälle 4.-7.7.. Am 17. Juli erreicht die Flut Brandenburg. Mit 6,20 Metern erreicht der Pegel in Ratzdorf eine Höhe, die 4 m über normal liegt. Das Auftreten einer zweiten Episode mit starken Niederschlägen (18.-21.7.) sorgt für die lange Andauer des Hochwassers, die zur Dauerbelastung der Deiche wird.
Oktober 1998	Rekordniederschläge, vor allem in Südwest- und Süddeutschland. Baden-Baden restlos überschwemmt. Auch in Norddeutschland hohe Niederschläge.
04./05.02.1999	Ein umfangreiches Tiefdrucksystem verlagert sich von Island unter Vertiefung auf 950 hPa zur nördlichen Nordsee. Kräftiger WNW-NW-Sturm mit Orkanböen, vor allem über der Nordsee. In Hamburg erreicht die Sturmflut den Hochwasserstand aus dem Jahr 1962, wegen erhöhter Deiche bleiben Schäden allerdings aus, landunter auf den Halligen.
20.-22.05.1999	Viele Gegenden im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee sind von einem Hochwasser betroffen. Ursache: vom 20.-22.5. Starkniederschläge, gekoppelt mit der Schneeschmelze in Lagen bis 2500 m Höhe.
03./04.12.1999	Tief "'Anatol" zieht über Nord- und Ostsee: Böen bis 180 km/h verursachen schwere Sturmfluten an der Westküste Schleswig-Holsteins. Verbreitet Schäden.
26.12.1999	Orkantief „Lothar“: Schwere Sturmschäden, vor allem in Südwest- und Süddeutschland. Es entwickelt sich in kurzer Zeit aus einer Wellenstörung über dem Atlantik und wandert rasch auf den Kontinent zu. Sein Kern bewegt sich über Nordfrankreich nach Deutschland über Trier, Frankfurt und Jena Richtung Ostnordost. Stärkste Winde an der Südseite des Orkantiefs. Maximum über ganz (Süd-) Deutschland: 259 km/h am Wendelstein.

29.-31.01.2000	Tief "Kerstin" verlagert sich am 29. mit einem Kerndruck von 940 hPa von nördlich der Färöer über Norwegen ostwärts. Winde erreichen am 30. in Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern mit bis zu 130-140 km/h Orkanstärke. Schwere Sturmflut an der Westküste Schleswig-Holsteins. Hohe Verluste an der Vordüne in Sylt. Am 31. erfasst das Starkwindfeld des rasch ostwärts ziehenden Sturmtiefs "Liane" mit orkanartigen Böen bis 120 km/h nochmals den Bereich. Weitere Schäden.
28./29.05.2000	Sturmtief "Ginger" verlagert sich am 28. vom Ärmelkanal nordostwärts über die äußere Dt. Bucht. In Westdeutschland erreichen die kräftigsten Böen 100 km/h. Bäume entwurzelt, Windkraftanlage in Norderney zerstört.
18.-20.08.2000	Starke Gewitter im Süden und Osten. Hagel in Berlin und Ostbayern in Taubeneigröße. Im Westerwald am 19.08. ein Tornado.
2000	Wärmstes Jahr im Mittel über ganz Deutschland (9,9°C). Höchste Jahresmitteltemperatur in Kehl und Freiburg (jeweils 12,8°C).

Danksagung: *Wir danken allen, die uns mit Text- und/oder Bildbeiträgen, mit der Durchsicht der ersten Fassung dieses Artikels, mit Korrektur- und Änderungsvorschlägen und weiteren Hinweisen unterstützt haben, vor allem der Münchener Rückversicherung (insbesondere Frau A. Wirtz), Herrn T. Sävert, Herrn A. Labes, Herrn R. Stroink (Castellschule Lingen), sowie unseren Kolleginnen vom Deutschen Wetterdienst Frau C. Hinz (Wetterstation Chemnitz), Frau H. Nitsche und Frau P. Willing.*

Trostspende: *Bitte seien Sie nicht traurig darüber, dass wir schon rein aus Platzgründen nicht jedes besondere Ereignis, auch nicht jedes Schwergewitter, jede Windhose und jede Orkanbö hier auflisten konnten und Sie daher vielleicht Ihr „Schlüsselereignis" nicht gefunden haben, so folgenschwer es im Einzelfall auch gewesen sein mag. Sofern Sie über bestimmte, auch hier nicht aufgeführte Ereignisse nähere Informationen wünschen, erteilt Ihnen der Deutsche Wetterdienst gerne noch weitere Auskunft.*

Literatur
a) Zitierte Literatur

Baum, U. (2001): Rekordwerte für Windmaximum, Niederschlag, Temperaturmaxima und –minima und Zusammenhang mit der objektiven Wetterlagenklassifikation des DWD, den Großwetterlagen nach Hess/Brezowsky und dem NAO-Index. Interne Zusammenstellung, DWD Offenbach, Ref. FE24.

Bissolli, P., Baum, U. (2001): Climate extremes in Germany and its relation to the objective weather type classification of the German Weather Service. 8th International Meeting on Statistical Climatology at the University of Lüneburg, abstracts. GKSS-Forschungszentrum, Geesthacht.

LEFEBVRE, CH. (2001): Lufttemperaturen über der Deutschen Bucht im 20. Jahrhundert. KSB 2001.

Münchener Rück (2000): Naturkatastrophen in Deutschland. Poster der Forschungsgruppe Geowissenschaften, Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft.

b) Quellen für die Ereigniszusammenstellung

Annalen der Hydrographie, Deutsche Seewarte Hamburg, 1900-1944
Der Seewart, nautische Zeitschrift für die deutsche Seeschiffahrt, Seewetteramt Hamburg , Ausgaben: Nr. 4 1974, Nr. 3 1977, Nr. 2 1979
Deutscher Witterungsbericht 1940-1944
Europäischer Wetterbericht 1974-2000
Jahreschroniken des Chronik-Verlages
Lamb, Hubert: Historic Storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe, Cambridge University Press 1991
Monatlicher Witterungsbericht des deutschen Wetterdienstes 1953-1998
Monatlicher Witterungsreport express des deutschen Wetterdienstes1999-2000
Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft (1999): Naturkatastrophen in Deutschland, Schadenerfahrungen und Schadenpotentiale. Eigenverl. München.
Seewetterbericht der Seewetterwarte 1900-1973
Spiegel Hamburg, 08.03.1990
www.ring2.de/seevewetter/history.htm
www.wetter-zentrale.de/cgi-bin/wetterchronik/home.pl

Wetterlagen und Großwetterlagen im 20. Jahrhundert

P. Bissolli

Wetterlagen für die Beschreibung des Klimas

In der Klimatologie wird sehr deutlich zwischen Wetter und Klima unterschieden. Während unter dem Begriff „Wetter" der physikalische Zustand der Atmosphäre zu einem bestimmten Zeitpunkt oder allenfalls über einen Verlauf von Stunden bis zu wenigen Tagen zu verstehen ist, wird „Klima" als die Synthese des Wetters über einen langen Zeitraum (i.a. Jahre, Jahrzehnte oder noch länger) angesehen (vergl. Klimadefinitionen im Artikel von G. Müller- Westermeier in diesem Band, S. 9). Gerade diese Definition des Klimabegriffs zeigt aber auch bereits, dass Wetterlagen zwar nicht einzeln für sich, wohl aber in ihrer Gesamtheit über einen längeren Zeitraum zur Beschreibung des Klimas und seiner Veränderungen beitragen können. Wenn sich die Häufigkeit bestimmter Wetterlagen über einen längeren Zeitraum hinweg verändert, dann kann man durchaus auch von einer Klimaveränderung sprechen, denn charakteristisch für eine Wetterlage ist ja die räumliche Verteilung der atmosphärischen Größen, die auch das Klima beschreiben, wie z.B. die Lufttemperatur, der Luftdruck oder der Wind.

Im vorliegenden Beitrag soll untersucht werden, wie sich Wetterlagenhäufigkeiten im Verlauf des nun vergangenen 20. Jahrhunderts verändert haben und inwiefern diese Veränderungen als Klimaschwankungen interpretiert werden können.

Großwetterlagenklassifikation nach Hess/Brezowsky

Die zumindest in Mitteleuropa wahrscheinlich bekannteste Wetterlagenklassifikation ist diejenige nach Hess/Brezowsky. Sie beschreibt sogenannte Großwetterlagen, die von BAUR (1963) als „die mittlere Luftdruckverteilung eines Großraumes, mindestens von der Größe Europas während eines mehrtägigen Zeitraumes" definiert wurden. Die Länge eines solchen Zeitraumes wurde von Hess und Brezowsky (1977) auf drei Tage festgelegt. Die Klassifizierung besteht darin, dass für jeden Tag die jeweilige Wettersituation aufgrund der Position der vorherrschenden Druckgebiete und der Erstreckung der Frontalzonen über Europa einer bestimmten Wetterlagenklasse zugeordnet wird.

Eine Datenreihe dieser auf Tagesbasis zugeordneten Klassen liegt seit 1881 vor und deckt damit das gesamte 20. Jahrhundert ab. Es handelt sich dabei um eine rein subjektive Klassifikation, d.h. sie wird manuell von einem erfahrenen Meteorologen des Deutschen Wetterdienstes auf der Basis der vorliegenden Luftdruckanalysen in Bodennähe und der Geopotentialanalysen in 500 hPa für jeden Tag durchgeführt. Bis 1938 standen übrigens nur Bodenwetterkarten zur Verfügung. Der Großwetterlagenkatalog wurde inzwischen mehrmals vollständig überarbeitet, zuletzt von Gerstengarbe, Werner und Rüge (1999) in seiner 5. Auflage, die im Internet abrufbar ist, um für einen möglichst großen Nutzerkreis den Zugang zu diesen Daten zu realisieren.

Zusammenhänge zwischen Großwetterlagen und Temperatur/Niederschlag

Es ist naheliegend, dass ein Zusammenhang zwischen der Häufigkeit von Großwetterlagen und der mittleren Lufttemperatur bzw. der mittleren Jahresniederschlagssumme besteht. Häufige Westwetterlagen im Winter, die von einem raschen Durchzug atlantischer Tiefausläufer begleitet sind, bewirken in der Regel, dass der betreffende Winter in Deutschland mild und niederschlagsreich wird. Ebenso führen langanhaltende Hochdrucklagen meist zu einem heißen Sommer. Andererseits sind die Zusammenhänge nicht immer ganz eindeutig. Ein früherer Beitrag des Verfassers (Bissolli, 1999) hatte z.B. gezeigt, dass zwar durchaus Parallelen zwischen der Häufigkeit von Westlagen und der Wintermitteltemperatur über Deutschland existieren, aber andererseits eine höhere Westlagenhäufigkeit nicht unbedingt automatisch zu einem Anstieg der Wintermitteltemperatur führen muß. Dies liegt unter anderem daran, dass es sehr unterschiedliche Westlagen gibt, z.B. zyklonale und antizyklonale mit verschiedenen Erstreckungen der Frontalzonen. Es lohnt sich also durchaus, hier etwas differenziertere Betrachtungen durchzuführen.

Zunächst einmal wäre zu betrachten, wie sich die Lufttemperatur und der Niederschlag über einem Gebiet wie Deutschland im Lauf des 20. Jahrhundert längerfristig verändert haben. Bekanntlich schwanken beide Größen sehr stark von Tag zu Tag, von Monat zu Monat und auch noch von Jahr zu Jahr. Es soll daher der Einfachheit halber gleich zu Jahrzehnten übergegangen werden, da die Dezennienschwankungen wesentlich leichter zu überblicken sind als Jahresmittelwerte. Eine Trendanalyse wurde hier jedoch ausgeklammert, da sich ein weiterer Artikel in diesem Band (J. Rapp, s.S.175) speziell mit Trends befaßt.

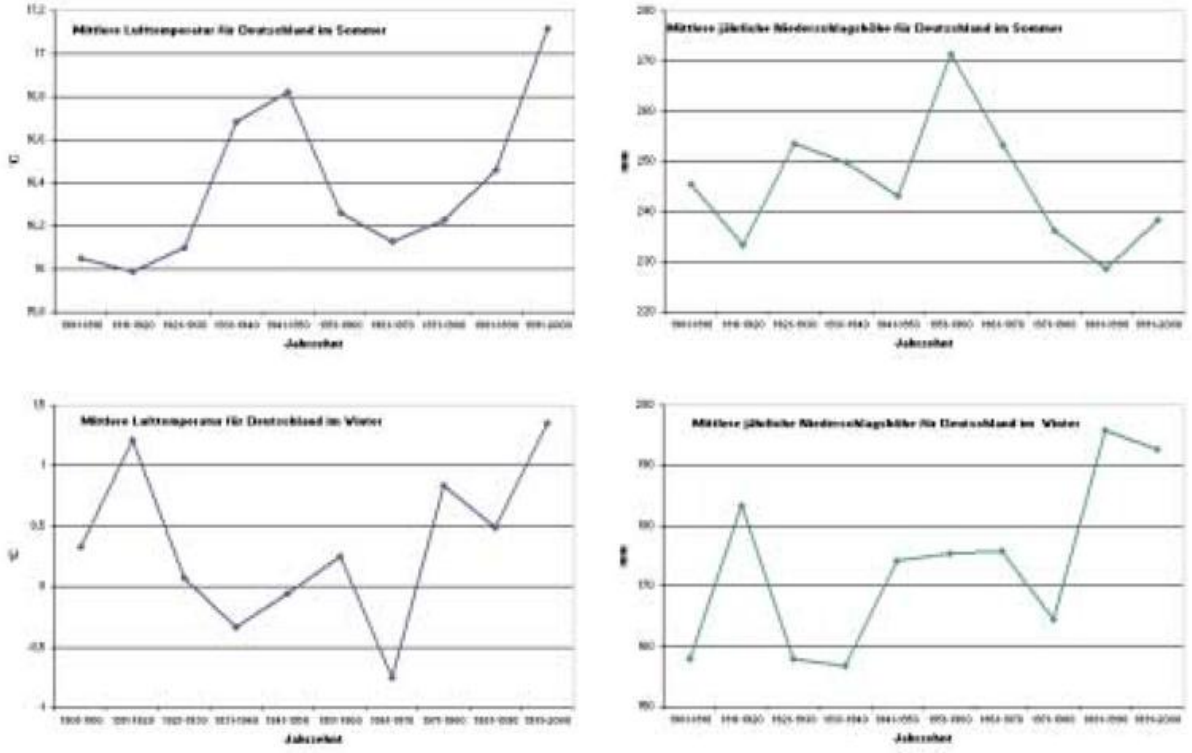


Abb. 1 Dezennienmittelwerte der mittleren bodennahen Lufttemperatur (2 Meter Messhöhe) und der Jahresniederschlagssumme, jeweils Deutschland-Mittelwerte für den Sommer (Juni-August) und den Winter (Dezember-Februar).

Abb. 1 zeigt Dezennienmittelwerte der Lufttemperatur und des Niederschlages für Sommer und Winter, und zwar als räumliche Mittelwerte über Deutschland. Die Betrachtung eines Deutschlandmittelwertes ist hier vorteilhafter als das Heranziehen einzelner Stationsreihen (es gibt ohnehin nur wenige, welche die gesamten 100 Jahre abdecken), da somit Regionaleffekte und auch einzelne Intensivereignisse (z.B. lokale Starkregenschauer) durch die räumliche Mittelung abgemildert werden. Das hier verwendete Deutschlandmittel basiert auf Daten von 1 km² großen Rastern, die mit Hilfe einer topographieabhängigen räumlichen Interpolation aus den Daten von jeweils allen in den einzelnen Jahren verfügbaren Stationen berechnet wurden (Einzelheiten dazu siehe z.B. Müller-Westermeier, 1995).

Am übersichtlichsten ist der Verlauf der Sommertemperatur mit den niedrigsten Werten zu Beginn des Jahrhunderts, einem relativen Maximum in den vierziger Jahren, dann einer Abkühlungsphase zwischen 1950 und 1970, und schließlich einem recht drastischen Anstieg bis zum Ende des Jahrhunderts. Auch im Winter ist der höchste Wert im Dezennium des Jahrhunderts anzutreffen. Beim Niederschlag fällt für den Sommer vor allem das Maximum in den fünfziger Jahren auf, während in den letzten 30 Jahren des Jahrhunderts die Sommer relativ trocken waren. Dagegen waren im Winter die letzten beiden Jahrzehnte herausragend niederschlagsreich. In einem Spezialartikel in diesem Band (Dietzer et al.) wird auf das regionale Langzeitverhalten des Niederschlags eingegangen und zum Vergleich auch auf die Zonalität der Zirkulationsformen über Mitteleuropa.

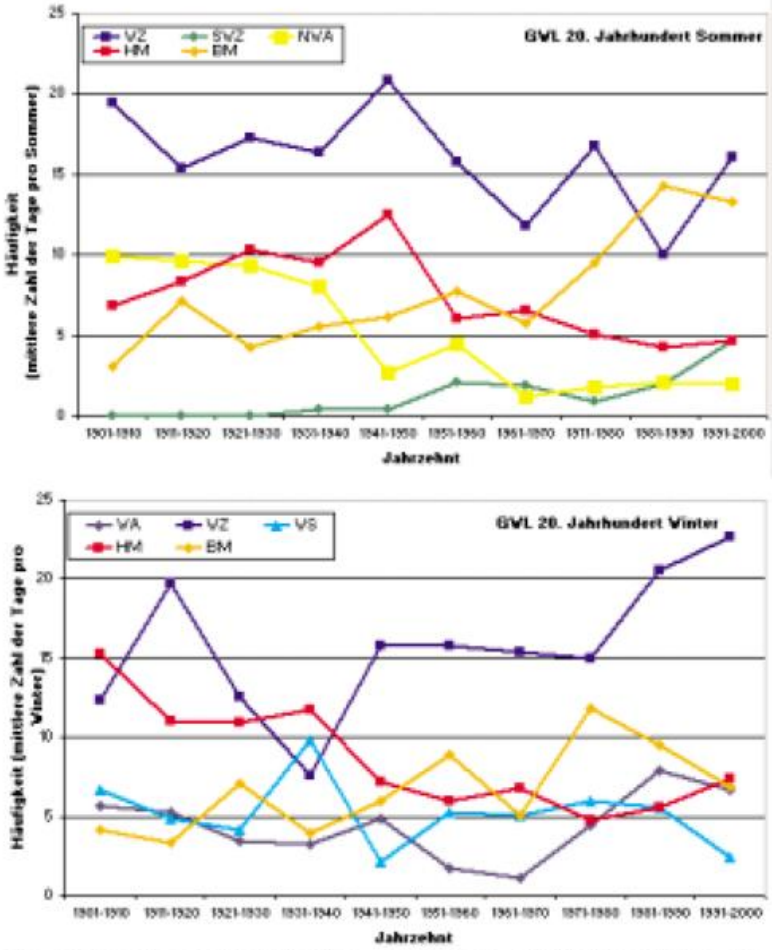


Abb. 2 Dezennienhäufigkeiten einzelner Großwetterlagen im Sommer und im Winter. Abkürzungen der Großwetterlagen siehe Tab. 1.

Als nächstes wäre zu untersuchen, wie sich die einzelnen Großwetterlagen im Verlauf des 20. Jahrhunderts verändert haben. Dies ist in der Tat bei den einzelnen Großwetterlagen und Jahreszeiten sehr unterschiedlich geschehen. Einige Großwetterlagenhäufigkeiten variieren sehr stark von Jahrzehnt zu Jahrzehnt, andere nur wenig. Manche treten ohnehin nur sehr selten auf, so dass sie sich kaum nachhaltig auf die Dezennienmittelwerte von Temperatur und Niederschlag ausgewirkt haben könnten.

In Abb. 2 sind daher nur die zeitlichen Verläufe derjenigen Großwetterlagen gezeigt, die sehr starke Dezennienschwankungen aufweisen.

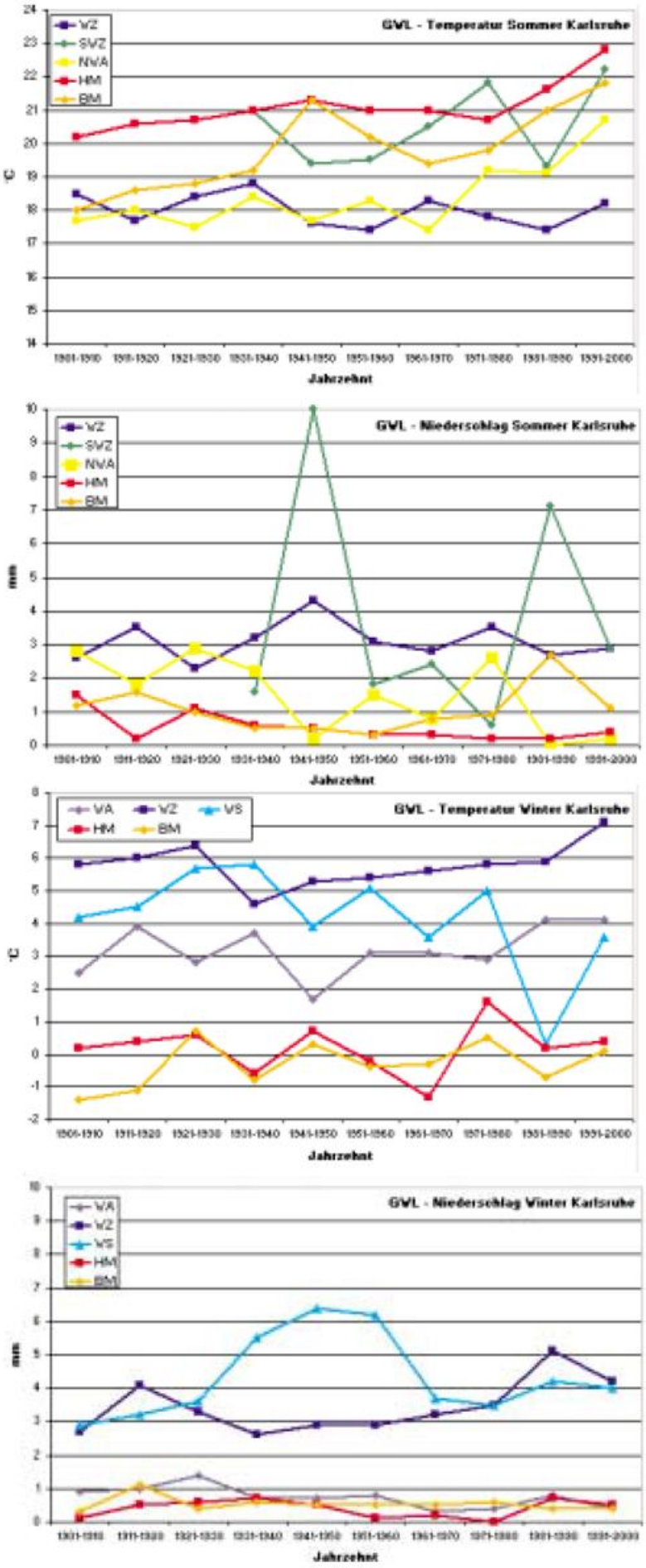
Großwetterlage	Abkürzung	Großwetterlage	Abkürzung
Westlage, antizyklonal	WA	Nordwestlage, antizyklonal	NWA
Westlage, zyklonal	WZ	Hoch Mitteleuropa	HM
Südliche Westlage	WS	Hochdruckbrücke Mitteleuropa	BM
Südwestlage, zyklonal	SWZ		

Tab. 1 Großwetterlagen nach Hess/Brezowsky, die im 20. Jahrhundert einen relativ auffälligen Verlauf zeigen und deren Abkürzungen.

Vergleicht man nun die Dezennienschwankungen der Großwetterlagen mit denjenigen von Temperatur und Niederschlag (Abb. 2 mit Abb. 1), so lassen sich durchaus Ähnlichkeiten feststellen, vor allem im Winter. Besonders deutlich tritt dies bei den zyklonalen Westlagen hervor: Sie haben das Maximum 1911-1920 mit Temperatur und Niederschlag gemeinsam, ebenso das Minimum 1931-1940 und auch die hohen Werte 1991-2000. Von der meteorologischen Erwartung her gesehen ist dies durchaus verständlich, denn die westzyklonalen Lagen sind in der Tat diejenigen, bei denen am ehesten wetterwirksame atlantische Tiefausläufer über weite Teile von Deutschland hinwegziehen. Interessant ist aber auch, dass diese Gemeinsamkeiten bei anderen Westlagen (west-antizyklonale und südliche Westlagen) nicht alle auftreten. Dies ist jedoch ebenfalls plausibel, denn bei diesen Westlagen liegt die Frontalzone entweder weiter im Norden oder weiter im Süden, so dass sich die Tiefausläufer zum Teil nur abgeschwächt bzw. gar nicht auf Deutschland auswirken. Insbesondere das Maximum 1911-1920 zeigt sich hier nicht, bei den südlichen Westlagen auch nicht das Minimum 1931-1940. Allerdings sind auch bei den antizyklonalen Westlagen die Häufigkeiten zum Ende des Jahrhunderts am höchsten. Es liegt also der Verdacht nahe, dass zu den milden und feuchten Wintern zum Ende des Jahrhunderts im Gegensatz zu früher sowohl zyklonale als auch antizyklonale Westlagen gravierend beigetragen haben.

Fast invers zu den zyklonalen Westlagen hatte sich die Lage „Hoch über Mitteleuropa“ im Winter verhalten, eine Lage, bei der eher kalte und trockene Winter zu erwarten sind. Danach gab es in der ersten Hälfte des Jahrhunderts wesentlich mehr solcher Hochdrucklagen im Winter als in der zweiten. Doch auch Hochdrucklage ist nicht gleich Hochdrucklage: Die relativ ähnliche Wetterlagenklasse „Hochdruckbrücke über Mitteleuropa“ zeigt dieses Verhalten nicht, dafür aber ein deutliches Maximum in den siebziger Jahren. Dies wiederum entspricht einem markanten Minimum des Deutschland-Niederschlages in diesem Dezennium. Auch hier kann es im Witterungsverhalten durchaus Unterschiede zwischen diesen beiden Lagen geben. So kann sich z.B. nördlich der Hochdruckbrücke noch eine Frontalzone auf Norddeutschland auswirken, es ist auch möglich, dass einzelne Tiefausläufer die Hochdruckbrücke zeitweise durchbrechen können, ohne dass sich die Großwetterlage selbst ändert.

Für den Sommer sind die Gemeinsamkeiten der Großwetterlagenschwankungen mit Temperatur und Niederschlag deutlich geringer als im Winter. Doch auch hier haben offenbar die einzelnen Großwetterlagen sehr unterschiedlich zum Klima beigetragen. Die warm-trockenen Sommer in den vierziger Jahren könnten der hohen Anzahl von



Hochs über Mitteleuropa zuzuordnen sein, während der Temperaturanstieg zum Ende des Jahrhunderts mehr den Hochdruckbrücken zuzuschreiben wäre. Auch zwei andere Lagen, die insgesamt nicht sehr häufig sind, aber sich in ihrer Häufigkeit sehr geändert haben, könnten hier einen Beitrag geliefert haben. So sind antizyklonale Nordwestlagen, die zu einer kälteren Witterung passen würden, im Lauf des Jahrhunderts im Sommer deutlich seltener geworden. Dagegen haben zyklonale Südwestlagen, die in den ersten 30 Jahren des Jahrhunderts im Sommer überhaupt nicht vorkamen, zum Ende des Jahrhunderts hin deutlich an Häufigkeit zugenommen.

Bisher wurden ausschließlich Ähnlichkeitsbetrachtungen durchgeführt. Um aber nun die meteorologischen Erwartungen, nach denen bestimmte Großwetterlagen markant zu kälteren oder wärmeren bzw. trockeneren oder feuchteren Sommern oder Wintern beigetragen haben sollten, auch statistisch zu belegen, müssen die Großwetterlagen noch direkt mit Temperatur- und Niederschlagsdaten in Beziehung gesetzt werden. Die

Abb. 3 Spezifische Dezennienmittelwerte der mittleren Lufttemperatur und der Niederschlagssumme für einzelne Großwetterlagen, jeweils von Tageswerten der Station Karlsruhe.

wahrscheinlich einfachste und anschaulichste Methode dazu ist die Berechnung von Temperatur- und Niederschlagsmittelwerten über alle Tage, an denen eine bestimmte Großwetterlage aufgetreten ist. Da die Deutschland-Mittelwertdaten nicht auf Tagesbasis vorliegen, müssen hier die wenigen Stationsdatenreihen hinzugezogen werden, die das Jahrhundert ganz abdecken. Bei der Betrachtung einzelner Stationen kommen natürlich lokale Effekte zum Tragen, doch die meteorologische Erfahrung lehrt, dass sich der unterschiedliche großräumige Witterungscharakter zwischen den einzelnen Großwetterlagen dennoch bemerkbar machen müßte.

In Abb. 3 sind derartige Dezennienmittelwerte für einzelne Großwetterlagen von der Station Karlsruhe aufgetragen. Die Karlsruher Reihe ist weitgehend frei von Inhomogenitäten (d.h. von Schwankungen, die nicht durch das Klima bedingt sind, sondern z.B. durch Stationsverlegungen). Nach einer Untersuchung von Herzogund Müller-Westermeier (1998) ist die Karlsruher Reihe bezüglich des Niederschlages völlig homogen und bezüglich der Temperatur gab es nur eine einzige Inhomogenität im Jahr 1954.

Die Verläufe zeigen z.B. für die Wintertemperatur recht deutlich, dass in allen Dekaden alle Westlagen zu milderen Tagen führen als die Hochdrucklagen. Teilweise sind die Differenzen recht drastisch: Während beispielsweise bei den west-zyklonalen Lagen die Mitteltemperatur zwischen rund 5 und 7°C lag, schwankte bei den Hochdrucklagen die Mitteltemperatur immer um den Gefrierpunkt. Doch es gab auch zeitliche Veränderungen innerhalb ein und derselben Großwetterlage: So zeigt sich besonders bei den west-zyklonalen, aber auch bei den west-antizyklonalen Lagen ein Temperaturanstieg zum Ende des Jahrhunderts. Das bedeutet, es haben sich im Lauf des Jahrhunderts nicht nur die Häufigkeiten der einzelnen Großwetterlagen verändert, sondern auch die Luftmassen, die bei diesen Westlagen nach Deutschland transportiert wurden, sind langfristig milder geworden.

Ähnlich kann auch für den Niederschlag im Winter argumentiert werden. In der Tat ist bei Hochdrucklagen, aber auch bei west-antizyklonalen Lagen nur sehr wenig Niederschlag zu verzeichnen, im Gegensatz zu den zyklonalen und südlichen Westlagen. Andererseits wurde bei südlichen Westlagen gegen Mitte des Jahrhunderts mehr Niederschlag beobachtet als am Anfang und am Ende. Dies könnte dazu beigetragen haben, dass in den vierziger und fünfziger Jahren die Winter feuchter waren als davor, während für die ebenfalls noch relativ feuchten sechziger Jahre schon wieder andere Ursachen in Betracht kommen.

Auch im Sommer treten im Witterungscharakter sowohl Unterschiede zwischen verschiedenen Großwetterlagen als auch innerhalb einer Großwetterlage auf. Besonders auffallend ist hier der recht markante Temperaturanstieg bei Hochdruckwetterlagen zum Ende des Jahrhunderts, aber auch bei den zyklonalen Südwestlagen und den antizyklonalen Nordwestlagen.

Beim Sommerniederschlag wirken sich natürlich lokale Starkregenschauer besonders gravierend auf eine solche Statistik aus, vor allem bei relativ selten auftretenden Lagen wie z.B. den zyklonalen Südwestlagen. Diese Schwankungen dürfen daher für den großräumigen Maßstab nicht zu hoch bewertet werden.

Objektive Wetterlagenklassifikation

Die Ergebnisse für die Hess/Brezowsky-Klassifikation sind natürlich noch mit dem Vorbehalt belastet, dass es sich hier um eine rein subjektive Klassifikation handelt, und auch, dass sie vielleicht für ein Gebiet wie Deutschland zu großräumig ist. Daher sollten die Ergebnisse zumindest noch mit einer weiteren unabhängigen Wetterlagenklassifikation abgesichert werden.

Ein kurzer Abriss über die historische Entwicklung weiterer Klassifikationen wurde z.B. von Bissolli und Dittmann (2001) gegeben. Nicht jede Wetterlagenklassifikation eignet sich jedoch für jeden Zweck und nicht jede läßt sich dann auch anschaulich interpretieren. Der Deutsche Wetterdienst ermittelt neben den Hess/Brezowsky-Großwetterlagen seit 1979 auch Wetterlagenklassen nach einer objektiven Klassifikation, d.h. die Klassen werden nicht durch subjektive Betrachtung von Wetteranalysekarten, sondern aus numerischen Analysedaten der Wettervorhersagemodelle des DWD rechnerisch bestimmt. Diese objektive Klassifikation gilt aber nur für Deutschland, berücksichtigt jedoch auch weniger großräumige Effekte wie z.B. Luftmassenwechsel nach Frontdurchgängen. Eine Kurzbeschreibung sowie Auswertungen dazu werden im regelmäßigen Teil des vorliegenden Klimastatusberichtes vorgestellt. Mit dem inzwischen verfügbaren Zeitraum von 22 Jahren kann die objektive Klassifikation auch bereits für klimatologische Auswertungen herangezogen werden.

Wie geeignet eine solche Klassifikation für die hier betrachteten Zwecke ist, läßt sich unter anderem daraus ersehen, inwieweit für verschiedene Wetterlagenklassen auch verschiedene Klimamerkmale auftreten. Für die objektive Wetterlagenklassifikation sei als Beispiel die Häufigkeitsverteilung der Minimumtemperatur Stuttgart/Flughafen für zwei bestimmte objektive Wetterlagenklassen dargestellt (Abb. 4), nämlich einer Nordostlage und einer Südwestlage. Deutlich ist zu sehen, dass die beiden Häufigkeitsverteilungen beträchtlich voneinander verschoben sind, d.h. bei Südwestlagen treten meist höhere Werte auf als bei Nordostlagen, aber auch hier können innerhalb ein und derselben Wetterlage ganz unterschiedliche Temperaturen auftreten, je nach Jahreszeit, aber auch als Klimaschwankungen.

Ganz großräumig: die nordatlantische Oszillation (NAO)

Es bleibt noch die Frage offen, durch welche großräumigen Mechanismen wiederum die Wetterlagen beeinflußt werden können. Ein erster Schritt wäre hier, auf Indizes zurückzugreifen, die noch großräumigere Vorgänge beschreiben als die Großwetterlagen. Dazu gehört z.B. die bekannte nordatlantische Zirkulation (NAO), die durch einen speziellen Index beschrieben wird (siehe dazu z.B. HURRELL 1995). Dieser Index gibt im Wesentlichen den Luftdruckunterschied zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch an. In Abb. 5 sind die Dezennienmittelwerte der NAO gezeigt.

Zunächst ist hier festzustellen, dass auch die NAO in ihren Dezennienschwankungen für den Winter Gemeinsamkeiten mit Temperatur und Niederschlag hat, so z.B. das Temperaturminimum in den sechziger Jahren und die hohen Werte in den beiden letzten Dekaden. Auch dies entspricht den meteorologischen Erwartungen, denn ein hoher NAO-Index steht für eine hohe Druckdifferenz zwischen Islandtief und

Azorenhoch und damit auch für eine starke Westströmung. Doch auch die NAO kann nicht alle Klimaschwankungen erklären, vor allem nicht für die früheren Jahrzehnte des Jahrhunderts. Es ist auch nicht so, dass ein hoher NAO-Index automatisch immer zu einer häufigeren Anzahl von West-Großwetterlagen führt, wie ein Vergleich mit Abb. 2 zeigt.

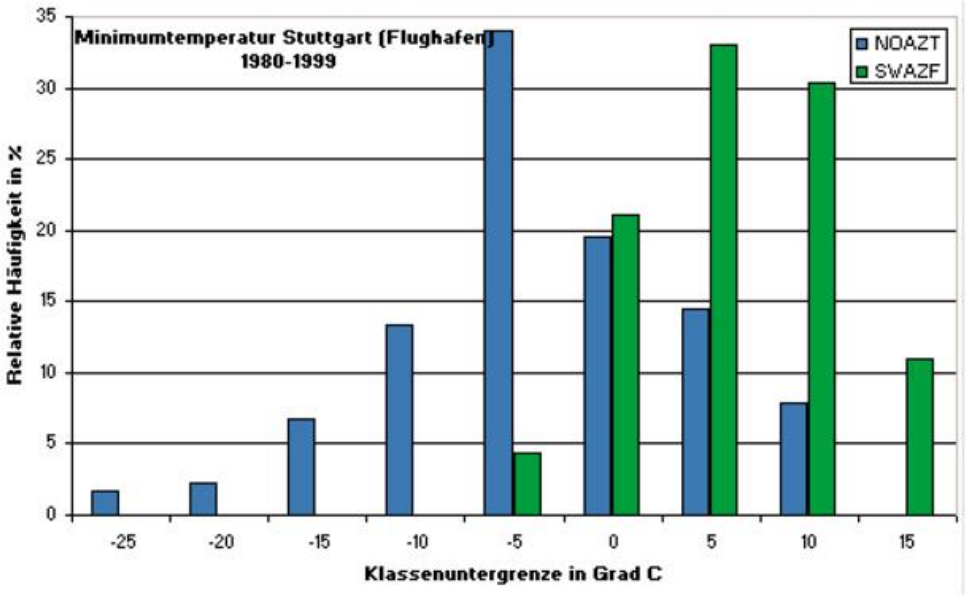


Abb. 4 Häufigkeitsverteilung der Minimumtemperatur der Station Stuttgart-Flughafen im Zeitraum 1980-1999 (alle Jahreszeiten) für die beiden Wetterlagen NOAZT (nordöstliche Anströmrichtung, antizyklonal in Bodennähe, zyklonal in der Höhe, trockene Luftmasse) und SWAZF (südwestliche Anströmrichtung, antizyklonal in Bodennähe, zyklonal in der Höhe, feuchte Luftmasse).

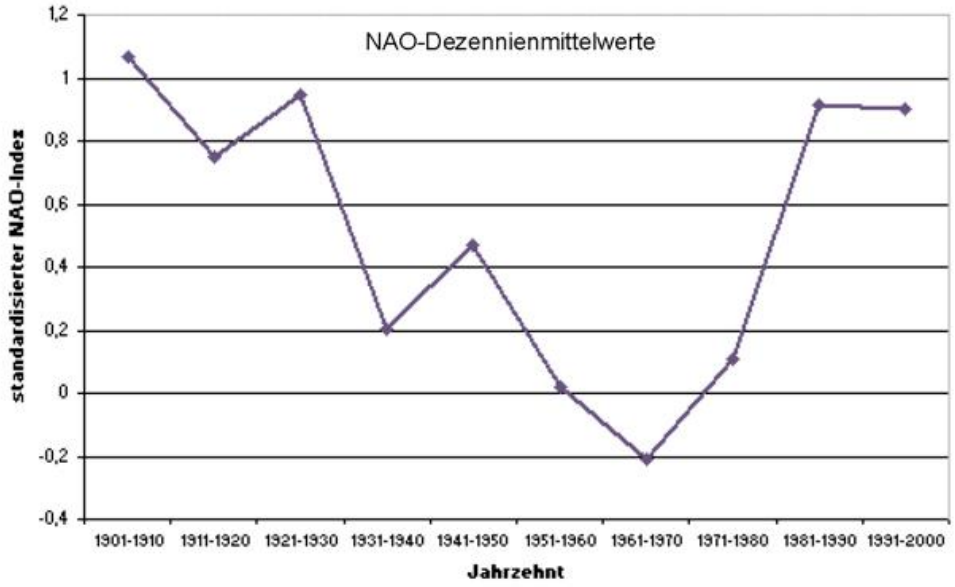


Abb. 5 Dezennienmittelwerte der NAO (Mittel über die Monate Dezember-März) nach JONES et al. (1997), aktualisiert nach http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/projpages/nao_update.htm .

Komplexes Wetterlagenklima

Diese recht einfachen statistischen Betrachtungen haben gezeigt, dass sich die Frage nach den Ursachen und Mechanismen von Klimaschwankungen des 20. Jahrhunderts nicht auf eine einfache Ursache-Wirkungsbeziehung reduzieren läßt. Wetterlagenklassifikationen haben sich aber als eine große Hilfe erwiesen, um bestimmte wetterlagenabhängige Vorgänge, die offenbar klimabestimmend sind, von anderen Mechanismen zu trennen und tragen damit wesentlich zum Verständnis der Klimaschwankungen bei.

Literatur

Baur, F. (1963): Großwetterkunde und langfristige Witterungsvorhersage. Frankfurt a.M..

Bissolli, P. (1999): Kommen Westwetterlagen häufiger vor als früher? Klimastatusbericht 1999, 26-30, Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M.

.

Bissolli, P., Dittmann, E. (2001): The objective weather type classification of the German Weather Service and its possibilities of application to environmental and meteorological investigations. Met. Zeitschr. 10, No. 4, 253-260.

Gerstengarbe, F.-W., Werner, P.C., Rüge, U. (1999): Katalog der Großwetterlagen Europas 1881-1998 nach P. Hess und H. Brezowsky. 5. Auflg., Potsdam-Inst. f. Klimafolgenforschung, Potsdam. Im Internet: http://www.pik-potsdam.de/dept/cli/gwl .

Herzog, J., Müller-Westermeier, G. (1998): Homogenitätsprüfung und Homogenisierung klimatologischer Meßreihen im Deutschen Wetterdienst. Ber. d. Dtsch. Wetterdienstes 202, Offenbach a.M.

Hess, P., Brezowsky, H. (1977): Katalog der Großwetterlagen Europas 1881-1976. 3. Auflg., Ber. d. Deutschen Wetterdienstes 113, Offenbach a.M.

Hurrell, J.W. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. Science 269, 676-679.

Jones, P.D., Jonsson, T., Wheeler, D. (1997): Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. Int. J. Climatol. 17, 1433-1450.

Müller-Westermeier, G. (1995): Numerisches Verfahren zur Erstellung klimatologischer Karten. Ber. d. Dtsch. Wetterdienstes 193, Offenbach a.M..

Aerologische Auswertungen
Darstellungen und Interpretationen der Daten ausgewählter deutscher Radiosondenstationen der letzten 50 Jahre

H. Nitsche

Zusammenfassung

Nachdem im Klimastatusbericht 2000 Trendbetrachtungen der Temperatur anhand der Radiosondendaten von 8 deutschen Stationen ab 1961 für die beiden Standarddruckflächen 500 und 50 hPa behandelt wurden, sollen im Klimastatusbericht 2001 unter dem Aspekt des Rückblicks auf das 20. Jahrhundert die längsten derzeit verfügbaren Reihen deutscher aerologischer Stationen und alle Zustandsgrößen der freien Atmosphäre betrachtet werden. Wie im Historischen Abriss im Klimastatusbericht 2000 dargestellt, beginnen die Radiosondenaufstiege im heutigen Sinne erst nach dem 2. Weltkrieg. Daher sind keine 100-jährigen Zeitreihen wie im Falle der Bodenbeobachtungen verfügbar, sondern günstigenfalls etwa 50-jährige Reihen, wobei Stationsverlegungen zusätzlich zur Entwicklung der Messtechnik und zu Änderungen in den Meldeprogrammen in Kauf genommen werden müssen. Im folgenden werden die Stationen München (1947 bis 1977 München-Riem, danach Oberschleißheim) und Hannover (1953 bis 1997, danach verlängert mit Bergen-Hohne) als die zwei längsten Reihen behandelt.

Das Datenmaterial

Das zugrundeliegende Datenmaterial besteht aus überarbeiteten und ergänzten Zeitreihen der routinemäßigen Radiosondenauf-stiege von 00 Uhr und 12 Uhr UTC, verlängert um die vor 1961 seit Beginn der Aufstiege vorliegenden Daten. Dabei wurde unberücksichtigt gelassen, dass bis 1957 anstelle der jetzt üblichen Aufstiegstermine 00 und 12 Uhr UTC die Termine 03 und 15 Uhr UTC verwendet wurden. Zusätzlich zu den im Vorjahr angegebenen Überarbeitungen wurde teilweise eine Nachauswertung der Tropopausen vorgenommen. Die Reihe von Hannover/Bergen beginnt 1953, diejenige von München beginnt 1947, ist aber erst etwa ab 1949 einigermaßen lückenfrei. Änderungen in den Mess- und Auswertemethoden wirken sich teilweise als Inhomogenitäten aus, während Einflüsse der Stationsverlegungen und der Verschiebung der Aufstiegszeiten in den hier gezeigten Auswertungen nicht als solche in Erscheinung treten.

Mittlere vertikale Profile

Die Abb. 1 zeigt vertikale Profile der Mittelwerte und der Streuungen der atmosphärischen Zustandsgrößen (Lufttemperatur, Geopotentielle Höhe, relative Luftfeuchte und Dampfdruck, skalare Windgeschwindigkeit und resultierende vektorielle Windgeschwindigkeit sowie Windrichtung) als Funktionen des Luftdrucks für die Jahreszeiten und das Jahr und die Stationen München und Hannover im 30-jährigen Zeitraum 1971-2000. Diese Profile zeigen einige charakteristische Eigenschaften.

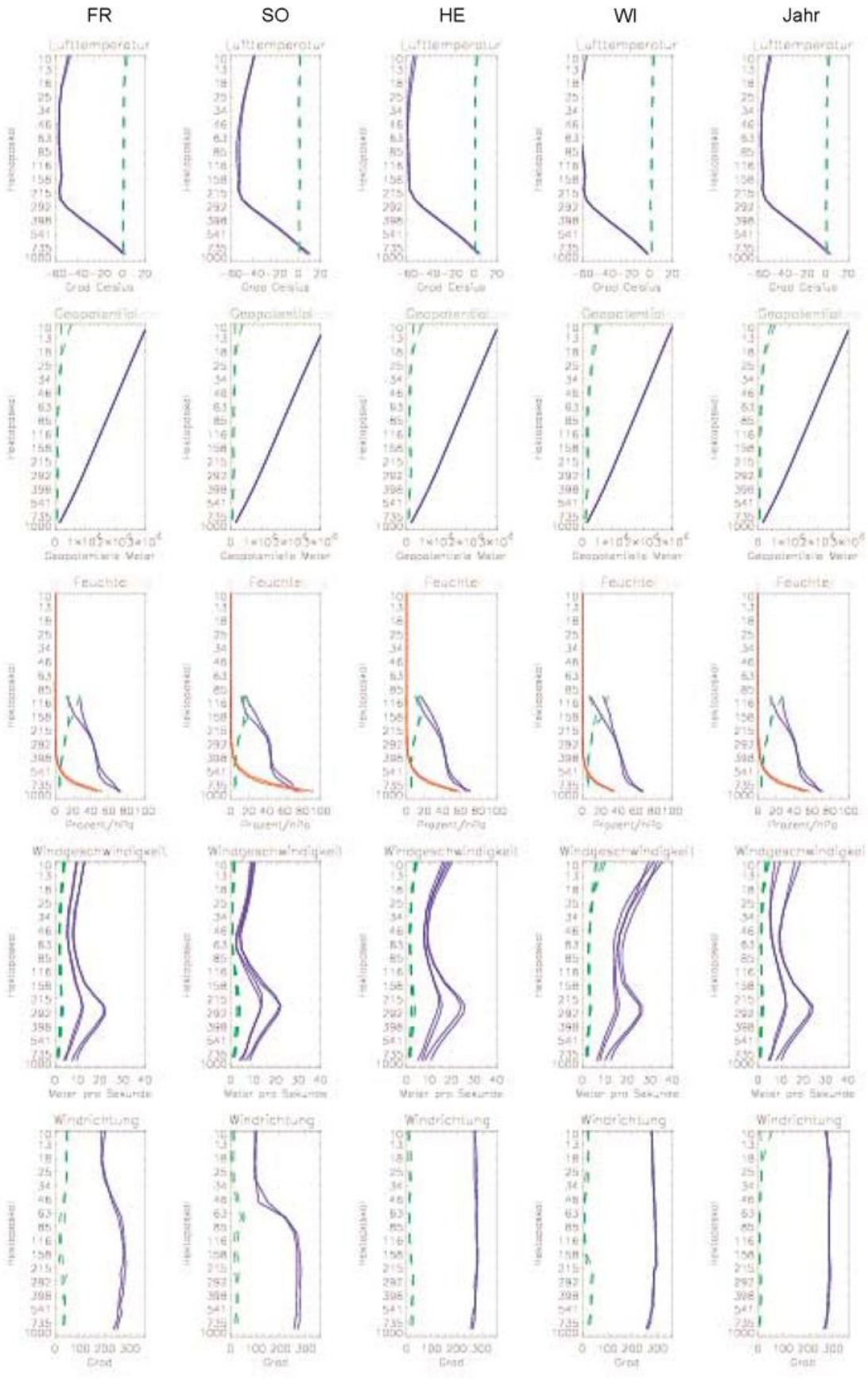


Abb. 1 Vertikale Profile von Zustandsgrößen in der freien Atmosphäre für die Jahreszeiten und das Jahr: Mittlere Mittelwerte (blau; rot: mittlerer Dampfdruck) und Streuungen (grün) der Mittelwerte für 1971-2000. Stationen München und Hannover/Bergen

Die Lufttemperatur

Die Lufttemperatur nimmt im Jahresmittel bis zur Tropopause in etwa 200 hPa (entsprechend ca. 11,8 km) mit geringfügig zunehmendem Gradienten mit der Höhe ab und ändert sich dann bis etwa 30 hPa (ca. 23,9 km) kaum. In größeren Höhen nimmt die Lufttemperatur wieder zu. Im Jahresverlauf variieren die vertikalen Temperaturgradienten sowie vor allem die Mächtigkeit der Schicht ohne nennenswerte Temperaturänderung in der unteren Stratosphäre. Diese Schicht ist charakteristisch für die mittleren Breiten; hier spiegelt sich das Übereinanderliegen der polaren und der subtropischen Tropopause, sodass man häufig zwei Tropopausen übereinander analysieren kann. In der Tabelle 1 werden die mittleren jährlichen Temperaturprofile beider Stationen mit der Normatmosphäre (DIN/ISO 2533) und die mittleren Profile im Sommer und im Winter mit den entsprechenden Profilen für Sommer (Juni-Juli) bzw. Winter (Dezember-Januar) der Referenzatmosphären (DIN/ISO 5878) für 45 Grad Nord und für 60 Grad Nord verglichen. München und Hannover liegen im mittleren Jahresmittel bis etwa 150 hPa recht nahe an der Normatmosphäre, in größeren Höhen messen beide Stationen etwas niedrigere Temperaturen. Im Vergleich mit den Referenzatmosphären ist im Sommer die Übereinstimmung beider Stationen bis etwa 50 hPa mit dem Profil für 45 Grad Nord recht gut; in größeren Höhen sind beide Stationen etwas kühler als beide Referenzatmosphären. Im Winter ist der Unterschied der Referenzatmosphären für 45 Grad und 60 Grad Nord in der Stratosphäre nur gering und sowohl Hannover als auch München messen ab etwa 100 hPa nach oben eher niedrigere Temperaturen als beide Referenzatmosphären. In der Troposhäre verhalten sich beide Stationen eher wie die Referenzatmosphäre für 45 Grad Nord.

Die Gegenüberstellung der mittleren Temperaturgradienten in Tabelle 2 mit den entsprechenden Werten der Referenzatmosphären zeigt, daß die Stationen München und Hannover sich gut in die Charakteristika der mittleren Breiten einfügen und dass die Unterschiede zwischen beiden Stationen aus ihrer unterschiedlichen geographischen Breite erklärt werden können.

Höhe	Druck	DIN/ISO 5878 Winter (DJ)	München Winter (DJF)	Hannover Winter (DJF)	DIN/ISO 5878 Winter (DJ)	DIN/ISO 5878 Sommer (JJ)	München Sommer (JJA)	Hannover Sommer (JJA)	DIN/ISO 5878 Sommer (JJ)	DIN/ISO 2533 Jahr	München Jahr	Hannover Jahr	Höhe	Druck
		45 Nord	48 Nord	53 Nord	60 Nord	45 Nord	48 Nord	53 Nord	60 Nord					
km	hPa	°Celsius	°Celsius	°Celsius	°Celsius	°Celsius	°Celsius	°Celsius	°Celsius	°Celsius	°Celsius	°Celsius	km	hPa
0		-0,5			-17,0	18,0			9,0	15			0	
1		-4,5			-15,0	13,5			4,8	8,5			1	
	850		-1,2	-2,5			10,6	7,9		5,2	4,4	2,4		850
2		-8,5			-19,0	9,0			0,6	2			2	
3	700	-12,5	-9,1	-9,9	-23,0	3,0	0,8	-0,4	-3,6	-4,5	-4,5	-5,5	3	700
4	600	-18,5	-16,1	-16,9	-28,5	-3,0	-6,1	-7,1	-7,8	-11,0	-11,4	-12,4	4	600
5		-24,5			-34,0	-9,0			-12,0	-17,5			5	
6	500	-30,5	-25,2	-26,1	-39,5	-15,0	-14,6	-16	-19,0	-24,0	-20,3	-21,5	6	500
7	400	-36,5	-36,8	-37,6	-45,0	-21,0	-26,3	-27,6	-26,0	-30,5	-32,0	-33,1	7	400
8		-42,4			-50,5	-26,9			-33,0	-36,9			8	
9	300	-48,4	-50,7	-51,1	-56,0	-32,9	-41,9	-42,8	-40,0	-43,4	-46,8	-47,3	9	300
10	250	-54,4	-56,8	-56,9	-56,0	-38,9	-50,1	-50,2	-47,0	-49,9	-53,8	-53,8	10	250
12	200	-55,3	-58,8	-59,2	-56,0	-50,9	-53,9	-52,8	-47,0	-56,5	-56,7	-56,2	12	200
14	150	-56,1	-57,4	-57,8	-56,0	-57,0	-53,5	-51,7	-47,0	-56,5	-55,9	-55,1	14	150
16	100	-56,9	-59,1	-59,3	-56,5	-57,0	-54,8	-52,6	-47,0	-56,5	-57,3	-56,3	16	100
18	70	-57,7	-60,3	-60,9	-57,5	-55,9	-54,6	-52,4	-47,0	-56,5	-57,7	-56,9	18	70
20	50	-57,7	-61,1	-62,1	-58,5	-53,5	-53,0	-51,4	-47,0	-56,5	-57,5	-57,1	20	50
22		-57,7			-59,5	-51,1			-47,0	-54,6			22	
24	30	-57,7	-61,5	-63,5	-60,5	-48,7	-49,8	48,9	-45,6	-52,6	-56,2	-56,5	24	30
26	20	-57,7	-61,0	-63,6	-60,4	-45,6	-46,3	-45,6	-42,6	-50,6	-54,1	-54,8	26	20
28		-57,7			-59,0	-41,7			-39,6	-48,6			28	
30	10	-53,4	-56,6	-60,9	-57,6	-37,7			-36,7	-46,6	-48,3	-50,3	30	10
32		-48,9			-56,2	-33,0	-39,3	-38,9	-33,7	-44,7			32	

Tab. 1 Vergleich mittlerer vertikaler Profile der Lufttemperatur für Hannover und München 1971-2000 mit der Normatmosphäre und zwei Referenzatmosphären nach DIN/ISO 5878.

Höhe	Druck	Winter				Sommer				Jahr					
		ISO 5878 45 Nord	München 48 Nord	Hannover 53 Nord	ISO 5878 60 Nord	ISO 5878 45 Nord	München 48 Nord	Hannover 53 Nord	ISO 5878 60 Nord	DIN/ISO 2533	München 48 Nord	Hannover 53 Nord	Druck	Höhe	
		Winter (DJ)	Winter (DJF)		Winter (DJ)	Sommer (DJ)	Sommer (DJ)		Sommer (DJ)	Jahr	Jahr				
Km	hPa	K/km	K/km	K/km	K/km	K/km	K/km	K/km	K/km	K/km	K/km	K/km	hPa	Km	
0		-4			2	-4,5			-4,2					0	
1					-4									1	
	850		-5,2	-4,9			-6,1	-5,3		-6,5	-5,7	-5,1	850		
2						-6								2	
	700		-6	-6			-5,6	-5,5		-6,5	-5,8	-5,8	700		
3		-6			-5,5									3	
	600		-6,7	-6,8			-6,1	-6,3		-6,5	-6,5	-6,6	600		
5									-7					5	
	500		-7,3	-7,3			-7,0	-7,1		-6,5	-7,2	-7,2	500		
	400		-7,1	-6,9			-7,7	-7,5		-6,5	-7,4	-7,2	400		
9					0									9	
	300		-4,9	-4,7			-6,7	-6,1		-6,5	-5,8	-5,3	300		
10		-4							0					10	
	250		-1,1	-1,3			-2,6	-1,7		-2,9	-1,9	-1,6	250		
	200		0,7	0,7			0,3	0,7		0	0,4	0,6	200		
13						0								13	
	150		-0,6	-0,6			-0,4	-0,3		0	-0,5	-0,4	150		
15					-0,5									15	
	100		-0,5	-0,7			0,1	0,1		0	-0,1	-0,2	100		
17						1,2								17	
18		0												18	
	70		-0,3	-0,5			0,7	0,5		0,3	0,2	0	70		
	50		0	-0,3			0,9	0,7		1	0,4	0	50		
23,5									1,5					23,5	
	30		0	1,1			1,2	1,2		1	0,9	0,1	30		
25					0,7	2								25	
	20		0,1	0,1			1,2	1,5			0,9	0	20		

Tab. 2 Vergleich mittlerer Temperaturgradienten für München und Hannover mit der Normatmosphäre DIN/ISO 2533 und zwei Referenzatmosphären nach DIN/ISO 5878.

Höhe	Druck	Winter			Sommer			Jahr			Druck	Höhe
		DIN/ISO 5878, 50 Nord	München	Hannover	DIN/ISO 5878, 50 Nord	München	Hannover	DIN/ISO 5878, 50 Nord	München	Hannover		
		Januar	Winter (DJF)		Juli	Sommer (JJA)		Jahr	Jahr			
Km	hPa	hPa	hPa	hPa	hPa	hPa	hPa	hPa	hPa	hPa	hPa	Km
0		3,22			13,62			7,85				0
1		2,36			9,19			5,29				1
	850		3,64	3,47		9,2	8,07		5,75	5,24	850	
2		1,56			6,15			3,39				2
	700		1,7	1,47		4,36	3,45		2,69	2,21	700	
3		0,99			3,97			2,09				3
4		0,58			2,46			1,24				4
	600		0,88	0.75		2,19	1,74		1,37	1,13	600	
5		0,36			1,52			0,75				5
	500		0,37	0.32		0,93	0,79		0,58	0,5	500	
6		0,22			1,01			0,44				6
7		0,13			0,57			0,27				7
	400		0,11	0,1		0,32	0,28		0,19	0,17	400	
8		0,09			0,31			0,15				8
9		0,08			0,16			0,12				9
	300		0,02	0,02		0,07	0,06		0,04	0,04	300	
10		0,1			0,08			0,09				10
	250		0,01	0,01		0,02	0,03		0,02	0,02	250	
	200		0,01	0,01		0,01	0,02		0,01	0,01	200	
	150		0,01	0,01		0,01	0,01		0,01	0,01	150	
	100		0	0		0	0,01		0	0,01	100	

Tab. 3 Vergleich mittlerer vertikaler Profile der Luftfeuchte für Hannover und München 1971-2000 mit der Normatmosphäre DIN/ISO 2533 und zwei Referenzatmosphären nach DIN/ISO 5878.

Höhe	Druck	Winter										Sommer										Druck	Höhe
		DIN/ISO5878 Januar 20 Ost, 50 Nord			München Winter 12 Ost, 48 Nord			Hannover Winter 10 Ost, 53 Nord			DIN/ISO5878 Juli 20 Ost, 50 Nord			München Sommer 12 Ost, 48 Nord			Hannover Sommer 10 Ost, 53 Nord				
km	hPa	ffs	ffv	dd	ffs	ffv	dd	ffs	ffv	dd	ffs	ffv	dd	ffs	ffv	dd	ffs	ffv	dd	hPa	km
		(m/s)	(m/s)	(Grad)	(m/s)	(m/s)	(Grad)	(m/s)	(m/s)	(Grad)	(m/s)	(m/s)	(Grad)	(m/s)	(m/s)	(Grad)	(m/s)	(m/s)	(Grad)		
1		9,8	3,2	292							5,6	2,4	287								1
	850				10	6,6	261	12,5	7,8	254				6,4	3,6	267	8,3	5	254	850	
2		11,5	5,1	295							7,9	3,9	285								2
3		12,3	6	292							8,6	4,6	283								3
	700				12	7,7	274	14	8,8	266				9,3	6,6	275	10	6,4	258	700	
4		14	6,9	291							9,3	5,5	273								4
	600				14,3	8,8	274	15,8	9,9	274				10,6	7,3	274	11,5	7,5	262	600	
5		15,6	7,7	291							10,5	6,6	266								5
	500				17,4	10	285	18,8	11,5	277				12,7	8,3	276	13,7	8,7	262	500	
6		17,6	8,5	291							12,2	7,6	262								6
7		19,6	9,4	291							13,7	8,3	262								7
	400				21,4	11,9	280	22,5	13,4	284				15,8	10,1	275	16,9	10,3	263	400	
8		21,8	10,2	292							15,5	9,1	262								8
9		23,5	11	292							17,2	9,8	262								9
	300				25,5	14,3	284	26,4	15,6	286				20,1	12,4	275	21,1	12,5	265	300	
10		23	11	294							18,5	10,4	263								10
	250				25,5	15	286	26,4	16,2	284				21,8	13,7	280	22,3	13,4	264	250	
11		20,6	10,9	296							19	10,9	265								11
	200				21,8	14,5	291	23,2	15,7	298				19,8	13,9	279	18,9	12,3	265	200	
12		18,8	11,9	296							18,6	11,4	267								12
13		18,2	11,6	295							17,4	10,5	265								13
	150				17,8	13,9	296	19,9	14,8	294				14,5	11,3	274	12,9	9,2	265	150	
14		18	12,1	293							15,2	9,5	262								14
15		18	12,6	292							12,6	8,5	258								15
16		18,2	13,1	292							10,2	7,4	253								16
	100				16,3	13,7	294	17,6	14,9	291				8,4	6,5	264	7,8	5,4	255	100	
17		18,8	14	290							8,3	6,1	247								17
18		19,7	15	289							7	4,1	239								18
	70				15,9	13,8	291	17,6	15,4	289				4,5	2,3	219	4,8	2,7	216	70	
19		20,7	15,9	288							6,4	2,3	218								19
20		22	16,9	286							6,1	1,7	154								20
21		22,9	17,9	288							6,4	3,1	113								21
	50				16,7	14,6	290	19	16,7	287				4,3	3	111	4	2,4	148	50	
22		23,4	18,9	290							7	4,5	108								22
23		23,7	20,1	292							7,8	5,9	105								23
	30				20,4	17,7	281	22,9	20,2	286				7,1	6,6	99	6,1	5,4	98	30	
24		24	21,6	293							8,5	7,2	104								24
25		24	22,3	295							9,1	8,6	103								25
	20				25,3	22,1	278	27,1	24	282				8,9	8,4	96	7,9	7,4	98	20	
	10				35,5	31,9	276	33,3	29,4	279				10,8	10,2	96	9,5	8,8	102	10	

Tab. 4 Vergleich mittlerer vertikaler Profile des Windes für Hannover und München 1971-2000 mit Referenzatmosphären nach DIN/ISO 5878.

Das Geopotential

Da das Geopotential über die hydrostatische Grundgleichung mit dem Druck in engem Zusammenhang steht, sind in dieser Darstellung nur die Kurven der jährlichen Streuungen als Aussage über die Zuverlässigkeit interessant. Die Streuungen nehmen in der Stratosphäre ab 30 hPa deutlich zu, bleiben jedoch unter 1% vom Mittelwert.

Die Luftfeuchte

Die relative Luftfeuchte nimmt in der unteren Troposphäre mit zunehmender Höhe rasch ab, bleibt dann relativ konstant und sinkt in der unteren Stratosphäre bis auf wenige Prozent. Der mittlere Dampfdruck sinkt von knapp 4 hPa im Winter und 8 bzw. 9 hPa im Sommer in 850 hPa bis auf wenige Zehntel hPa in 400 hPa exponentiell ab. Die Gegenüberstellung mit den Referenzatmosphären zeigt gute Übereinstimmung in diesem Höhenbereich. Oberhalb von 400 hPa sind die Differenzen zwischen den Stationswerten und den Referenzatmosphären etwas größer; in diesem Höhenbereich ist jedoch auch die Unsicherheit bei der Meßtechnik größer. Auch die oberhalb von 400 hPa deutlich anwachsenden Streuungen zeigen, wie schwierig die Feuchtemessung in der freien Atmosphäre ist. In früheren Jahren wurde die Feuchte nur bis höchstens 200 hPa ausgewertet. Erst mit Einführung der Radiosonde G bzw. kurz darauf der Radiosonden vom Typ Vaisala wird sie routinemäßig bis 100 hPa ausgewertet. Die neuen Radiosonden, die mit einer kapazitiven Meßmethode arbeiten, messen eine noch weitaus stärkere vertikale Feuchteabnahme als die früheren Radiosonden mit dem Haarhygrometer. Bei der Reihe Hannover/Bergen ist die Änderung nicht so deutlich; die Station Bergen (seit 1997) ist nicht mit der Radiosonde vom Typ Vaisala ausgerüstet.

Windgeschwindigkeit

Die skalare sowie die vektorielle Windgeschwindigkeit (=Resultierende des mittleren jahreszeitlichen bzw. jährlichen Windvektors) sind zusammen in einem Bild dargestellt. Im Mittel befindet sich ein relatives Windmaximum im Jetniveau etwa bei 250 hPa (ca. 13,6 km), das in der skalaren Windgeschwindigkeit besonders deutlich herauskommt. Die Kurve der immer niedrigeren vektoriellen Windgeschwindigkeit folgt diesem Verlauf grundsätzlich, wobei im Sommer die größte Übereinstimmung vorhanden ist. Im Sommer ist auch das Jetmaximum das absolute Maximum im vertikalen Profil; die vertikale Abnahme oberhalb ist besonders ausgeprägt und die erneute Zunahme oberhalb von etwa 70 hPa nur gering. Das Gegenteil ist im Winter der Fall, wo viel höhere Windgeschwindigkeiten in den Schichten oberhalb von etwa 20 hPa auftreten als im mittleren Jetniveau um 250 hPa.

Die Übereinstimmung mit der Referenzatmosphäre für 50 Nord und 20 Ost ist grundsätzlich gut. Die etwas höheren Werte der vektoriellen Windgeschwindigkeit bedeuten eine etwas höhere beobachtete Beständigkeit an den Stationen als für die Referenzatmosphäre. Die mittlere Windrichtung ist besonders in der unteren Troposphäre deutlich (30 bis 40 Grad) rechtsgedreht.

Die Windrichtung

Im Profil der Richtung des mittleren Windvektors ist die jahreszeitliche Änderung mit der Ausbildung der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre schön zu erkennen. Diese Umstellung findet im April oder Mai statt, sodass sie auch im mittleren Frühjahrsprofil schon erkennbar wird.

Abweichungen der Jahresmittelwerte vom 30-jährigen Referenzzeitraum 1961-1990

In der Abbildung 2 sind als Balkendiagramme die Abweichungen der mittleren jährlichen Mittelwerte der Lufttemperatur, des Geopotentials, des Dampfdrucks und der skalaren Windgeschwindigkeit für die 10-Jahresabschnitte 1951-1960, 1961-1970, 1971-1980, 1981-1990 und 1991-2000 vom Referenzwert der Periode 1961-1990 für 12 Standarddruckflächen (850 hPa bis 50 hPa) für beide Stationen (rot: Hannover/Bergen; blau: München) dargestellt. Im Zeitabschnitt 1951-1960 sind die Werte der Druckflächen 70 hPa und 50 hPa noch aufgrund häufiger Messwertausfälle unzuverlässig. Dies gilt schwächer auch noch für die Druckfläche 50 hPa im Zeitraum 1961-1970. Im übrigen ist aber der Trend einer allmählichen Erwärmung der Tropospäre und der korrespondierende Trend der Abkühlung in der Stratosphäre schön zu sehen. Mit der Erwärmung der Troposphäre korrespondiert eine Zunahme der geopotentiellen Höhen.

Die Änderung des Dampfdruckes ist nicht als Klimaänderung zu interpretieren, sondern ist ein Effekt der veränderten Messtechnik, die mit Einführung der kapazitiven Feuchtemessung im letzten 10-Jahresabschnitt wirksam ist und bei der Station München wesentlich stärker in Erscheinung tritt als bei Hannover/Bergen, da die Station Bergen noch mit älterer Meßtechnik ausgerüstet ist. Am Meteorologischen Observatorium Lindenberg wird intensiv an Kalibrier-und Korrekturverfahren für die Feuchtemessung gearbeitet. Das dort entwickelte Korrekturverfahren (siehe Klimastatusbericht 2000) wurde aber noch nicht auf die hier zugrundegelegten Daten angewendet.

Interessant ist die Reihe der Abweichungen der Windgeschwindigkeit. Hier zeigt sich eine Zunahme, mit einem Maximum der Zunahme bei etwa 250 hPa, d.h. im Bereich des Jetmaximums. Auch wenn der Effekt in dieser Abbildung durch Schwächen des Datenmaterials in der 50er und 60er Jahren überbetont ist, kann man doch noch einen schwach signifikanten Trend zu einer Zunahme um 0,7 m/s in 10 Jahren für München ab 1967 finden. Für die Teilzeitreihe 1967 bis 2000 sind keine Inhomogenitäten des Datenmaterials für die Windgeschwindigkeiten in 250 hPa anzunehmen.

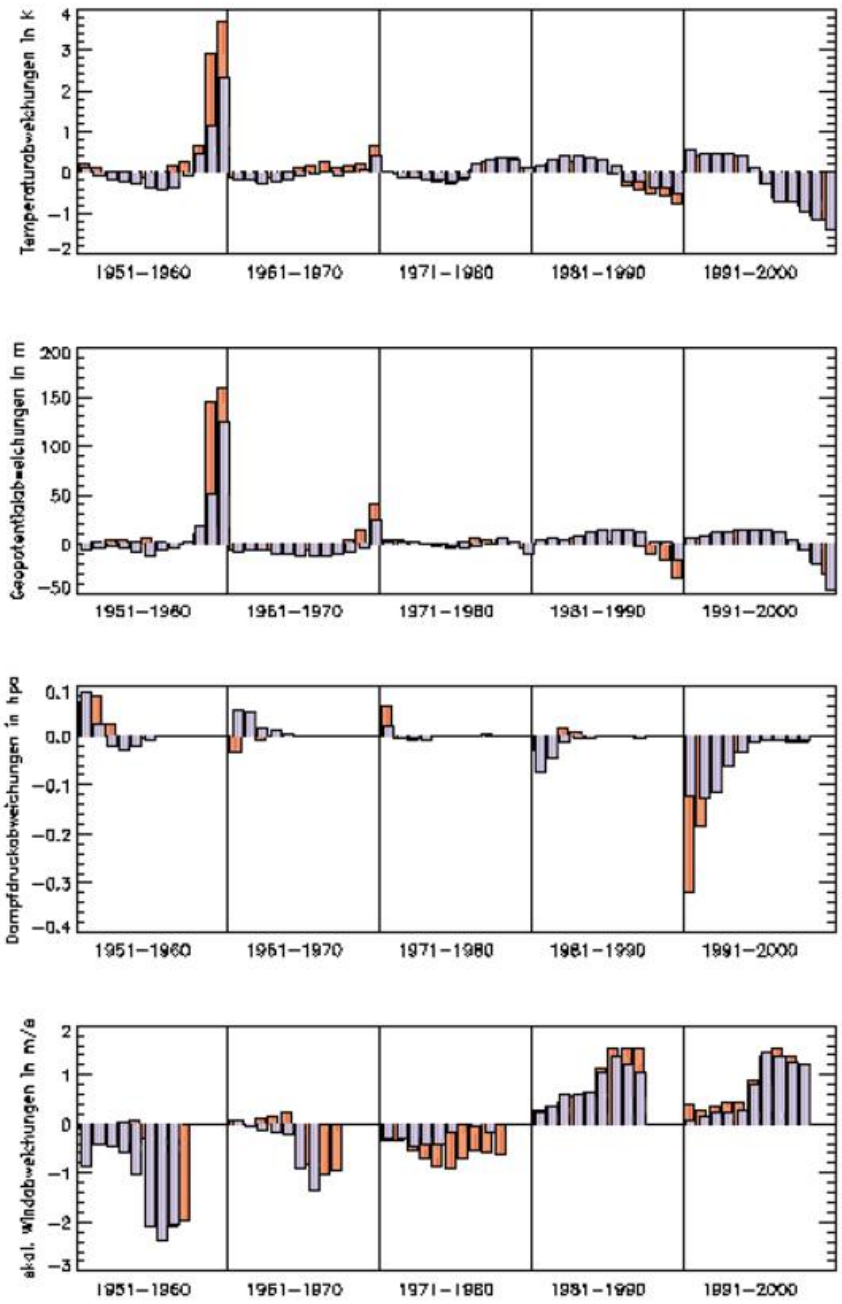


Abb. 2 Abweichungen der mittleren jährlichen Mittelwerte der Lufttemperatur, des Geopotentials, des Dampfdrucks und der skalaren Windgeschwindigkeit für die 10-Jahresabschnitte 1951-1960, 1961-1970, 1971-1980, 1981-1990 und 1991-2000 vom Mittelwert der Referenzperiode 1961-1990 für 12 Standarddruckflächen (850 hPa bis 50 hPa) für beide Stationen (rot: Hannover/ Bergen; blau: München)

Literatur

DIN/ISO 2533 (1979): Normatmosphäre

DIN/ISO 5878-1982: Reference atmospheres for aerospace use

DIN/ISO 5878-1982: Reference atmospheres for aerospace use Addendum1: Wind Supplement

DIN/ISO 5878-1982: Reference atmospheres for aerospace use Addendum2: Air Humidity in the Northern Hemisphere

Leiterer, U., Dier, H., Nagel, D., Naebert, T., Althausen, D., Franke, K. (2000): Method for Correction of RS-80-A-Humicap Humidity profiles Deutscher Wetterdienst

Zum Gletscherverhalten in den Alpen im zwanzigsten Jahrhundert

H. Escher-Vetter

Einleitung

Die Schnee- und Eismassen der Erde bilden nicht nur gute Klimaarchive, ihr Zu- oder Abnehmen wird auch gerne als Beleg klimatischer Änderungen herangezogen. Während die Massengewinne oder –verluste der großen Landeismassen in den Polarregionen aber nur mit beträchtlicher Unsicherheit bestimmt werden können, lässt sich das Verhalten der Gebirgsgletscher mit verschiedenen Methoden besser analysieren und damit interpretieren. Im folgenden Beitrag werden kurz die Untersuchungsmethoden geschildert und die gewonnenen Ergebnisse anhand von Gletschern aus dem gesamten Alpenraum diskutiert. Da der Schwerpunkt der Arbeiten der Kommission für Glaziologie (KfG) der Bayerischen Akademie der Wissenschaften auf den derzeit fünf bayerischen Gletschern und ausgewählten Ostalpengletschern liegt, ermöglichen diese eine detailliertere Diskussion der Klima-Gletscher-Beziehung.

Methoden der Gletscheruntersuchung

Während man historische Veränderungen von Gletschern durch die Kartierung von Moränenständen dokumentiert, kann das Vorstoß- oder Rückzugsverhalten bei derzeit existierenden Gletschern im wesentlichen mit drei Methoden analysiert werden. Diese sind

- die geodätische Methode, die auf der mittleren Höhenänderung der Gletscheroberfläche basiert, abgeleitet aus dem Vergleich von Kartierungen des Gletschers in mehrjährigem Abstand,

- die direkte glaziologische Methode, bei der die Jahresbeträge von Akkumulation, d.h. Massengewinn –- vor allem durch Niederschlag – und Ablation, also Massen-verlust – vor allem durch Schmelzung – erfasst werden, und

- die hydrologisch-meteorologische Methode, welche die Eisvorratsänderung aus der hydrologischen Bilanz von Niederschlag und Abfluss ermittelt und vor allem eine detaillierte Analyse der Schmelzwasserproduktions- und Abflussvorgänge beinhaltet.

Diese drei Vorgehensweisen können nicht generell auf allen Gletschern eingesetzt werden. So liefert die hydrologisch-meteorologische Methode zwar die höchste zeitliche Auflösung (Stunden bis Tage), sie ist aber auf solche Gletscher beschränkt, von denen verlässliche Abflussmessungen vorliegen. Die Hauptunsicherheit des Verfahrens liegt in der Ermittlung des Gebietsniederschlags aus i.d.R. nur wenigen Punktmessungen. Dagegen muss für die Anwendung der direkten glaziologischen Methode ein repräsentatives Pegelmessnetz kontinuierlich betreut werden, das es ermöglicht, den flächenverteilten jährlichen Massenumsatz aus Punktmessungen von Schneezutrag oder Eisabtrag zu bestimmen. Die geodätische Methode liefert die

längsten, zeitlich aber am schlechtesten aufgelösten Zeitreihen des Gletscherverhaltens.

Bei den im folgenden diskutierten Alpengletschern kommt z.T. nur die geodätische Methode, z.T. die geodätische und die glaziologische Methode zur Anwendung. So werden die Veränderungen der bayerischen Gletscher in erster Linie mit der geodätischen Methode bestimmt, es liegen nur wenige Jahre mit direkten Massenbilanzmessungen für den Nördlichen Schneeferner vor. Beim Vernagtferner, einem der großen Gletscher im hinteren Ötztal (Österreich), kommen dagegen alle drei Methoden zum Einsatz, da für ihn eine erste hochaufgelöste Gesamtaufnahme bereits im Jahr 1889 von Sebastian Finsterwalder (Finsterwalder, 1897) erfolgte, womit die Grundlage für die Anwendung der geodätischen Methode gelegt wurde. Seit 1964 werden die Massenbilanzen jährlich mit der direkten glaziologischen Methode bestimmt (Reinwarth und Escher-Vetter, 1999), und der Bau einer Abflussmessstelle im Jahr 1973 ermöglicht die Analyse des Gletscherverhaltens auf der Basis von Stunden bis Tagen (Moser et al., 1986; Escher-Vetter, 2000).

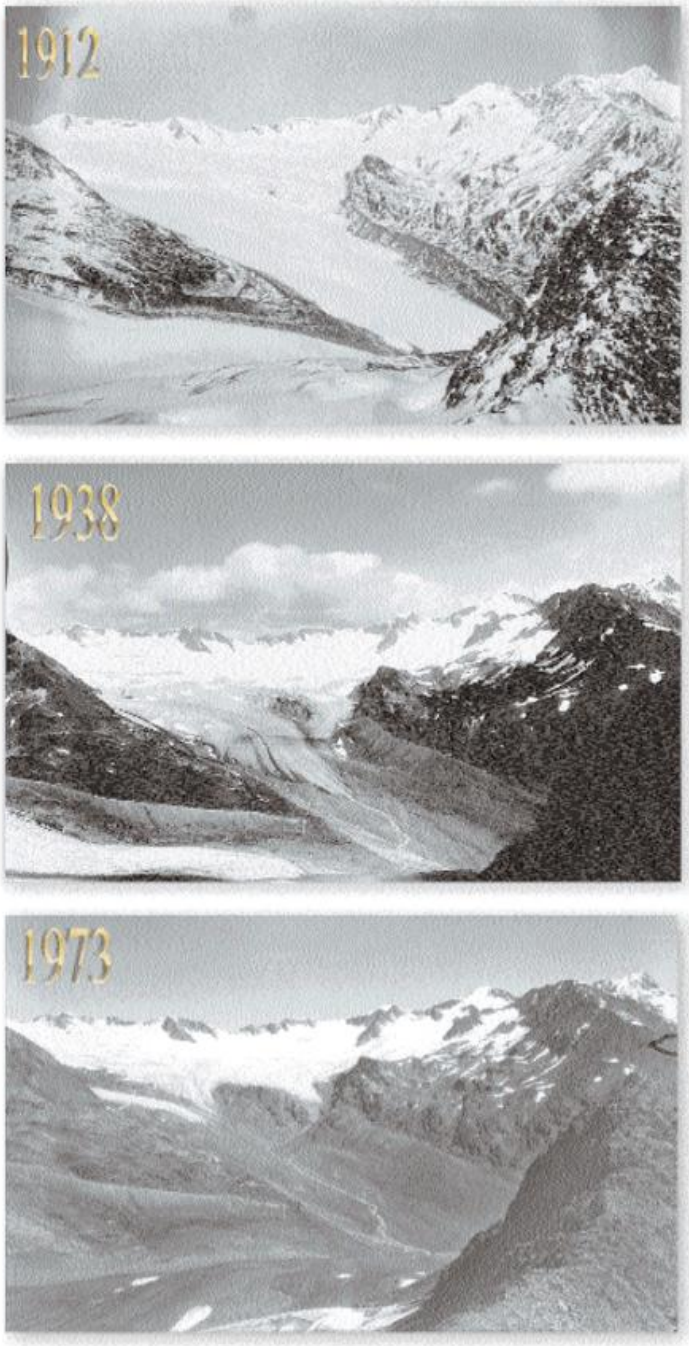


Abb. 1 Photographien des Vernagtferners aus den Jahren 1912, 1938 und 1973 Aufnahmestandpunkt: Mittlere Guslarspitze

Abb. 1 zeigt drei Photographien des Gletschers aus den Jahren 1912, 1938 und 1973, die vom jeweils gleichen Standpunkt aus gemacht wurden. Sie liefern einen ersten, mehr qualitativen Eindruck vom Rückzug des Vernagtferners, der im nächsten Absatz anhand der Ergebnisse der verschiedenen Methoden quantifiziert wird.

Gletscherentwicklung in den letzten hundert Jahren

Abb. 2 zeigt für 15 ausgewählte Ostalpengletscher die mittlere jährliche Höhenänderung, abgeleitet mit der geodätischen Methode. Die längsten Zeitreihen liegen für Vernagt- und Guslarferner und die Gletscher im Zugspitzgebiet vor (Finsterwalder und Rentsch 1991/92 und Finsterwalder, 1993). Diese zeigen – ebenso wie alle anderen hier gezeigten Gletscher – z.T. erhebliche Höhenverluste in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts. So verlor der Vernagtferner zwischen 1889 und 1912 im Mittel 21 cm pro Jahr an Eisdicke, was einer Höhenänderung von fast drei Metern bzw. einer Massenänderung von 2600 mm w.e. im Mittel über die Gletscherfläche entspricht. Sehr große Volumensverluste – bis zu 85 cm pro Jahr beim Hintereisferner – sind in den dreissiger und vierziger Jahren zu verzeichnen. Zu Beginn der zweiten Hälfte des Jahrhunderts weisen dagegen nahezu alle Gletscher Höhenzunahmen auf, z.B. liegt die Eisoberfläche beim Waxeggkees im Zillertal im Jahr 1969 6,7 m höher als im Jahr 1959. Dieser kurze Zeitraum des Gletscherwachstums war aber bereits zu Beginn der achtziger Jahre beendet, seither wird ein mittleres Einsinken der Gletscheroberflächen mit Beträgen zwischen 15 cm (Grünauferner, Stubai) und 76 cm (Blaueis, Bayer. Alpen und Hintereisferner, Ötztal) für den Zeitraum 1979 bis 1989 gemessen.

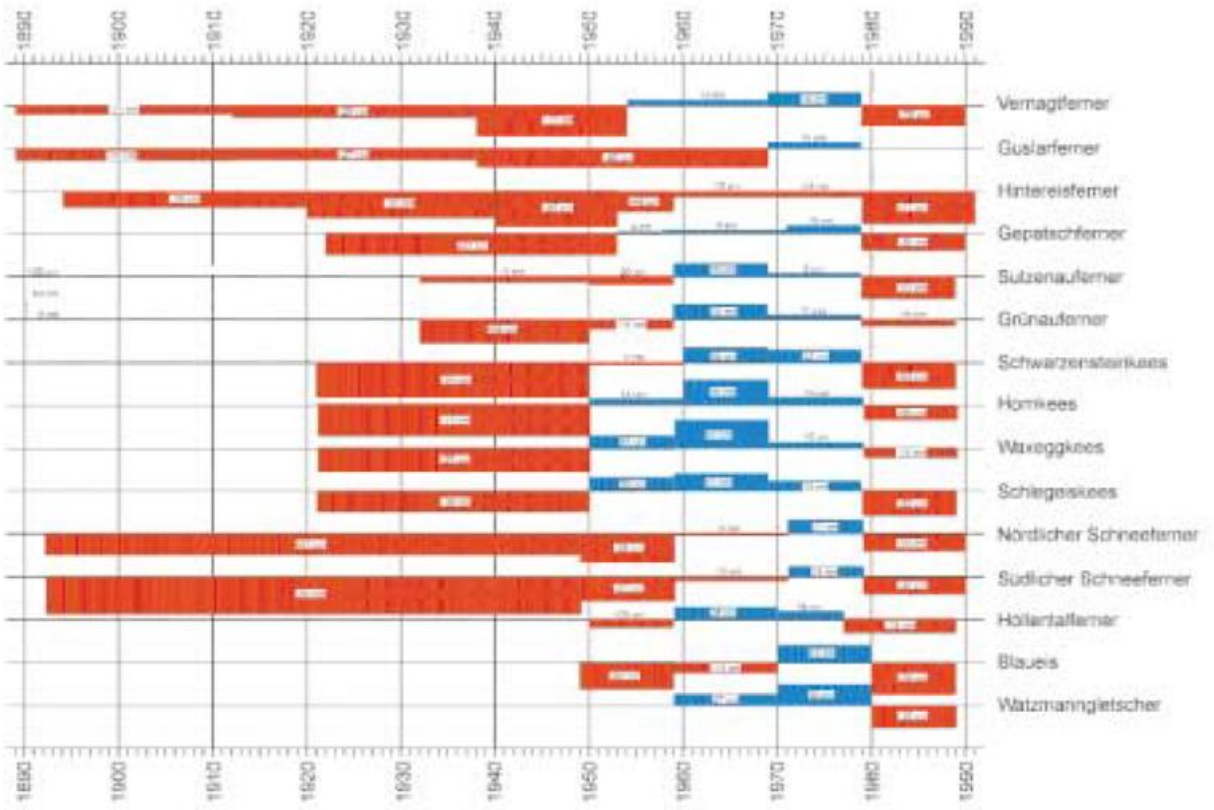


Abb. 2 Mittlere jährliche Höhenänderungen von 15 österreichischen und bayerischen Gletschern im 20. Jahrhundert.

Die Abbildung liefert zwar einen ersten Eindruck der Gletscherentwicklung, demonstriert aber deutlich die Beschränkungen der geodätischen Methode, da sie über Zeiträume mit positiven und negativen Massenhaushalten mittelt. Zeitlich höher aufgelöste Analysen erhält man über die direkte glaziologische Methode, deren kumulative Werte für Gletscher aus dem gesamten Alpenraum für die zweite Hälfte des Jahrhunderts in Abb. 3 wiedergegeben sind (Haeberli et al., 2001). Mit fast 35 m w.e. zeigt der Glacier de Sarennes in Frankreich den deutlichsten Massenverlust für den Gesamtzeitraum, dagegen ist die Bilanz des Silvrettagletschers in der Nordostschweiz seit 1959 nahezu ausgeglichen. Dazwischen liegen die österreichischen Gletscher des Ötztals (Hintereis-, Kesselwand- und Vernagtferner) und der Hohen Tauern (Sonnblickkees), der Griesgletscher im Wallis (Schweiz) und der italienische Caresér Gletscher. Auch hier erkennt man die Periode ausgeglichener bis leicht positiver Massenbilanzen etwa zwischen 1965 und 1980, die nahezu unabhängig von Größe, geographischer Lage und Topographie der einzelnen Gletscher auftritt. Ebenso deutlich ist aber auch bei allen gezeigten Gletschern der Massenverlust seit Beginn der achtziger Jahre abzulesen, so verlor z.B. der Vernagtferner mehr als ein Drittel der Fläche und über die Hälfte des Volumens zwischen 1850 und heute. Bei größeren Gletschern wie Vernagtferner, Hintereisferner oder Griesgletscher stellen diese Massenverluste noch keine echte Existenzbedrohung dar, da sie noch hinreichend große Eisvolumina aufweisen. Für die bayerischen Gletscher gilt dies jedoch nicht. Diese nördlichsten Alpengletscher reichen hinab bis auf 1910 m NN (Blaueis im Jahr 1989), eine Höhenlage, die in den Zentralalpen keinerlei Vergletscherung mehr aufweist. Sie werden genährt durch die großen Niederschlagsmengen im Nordalpenbereich, liegen aber genau in dem Höhenbereich, der von einer Verlagerung der Null-Grad-Grenze und damit des Übergangs von Regen zu Schneefall am meisten beeinflusst werden. In den Zentralalpen reichen die Gletscher dagegen weit über 3000 m NN hinaus, hier wird zunächst nur der Zungenbereich der Gletscher von diesen Vorgängen beeinträchtigt. Damit stellt sich die Frage, durch welche meteorologischen, hydrologischen oder topographischen Randbedingungen die Existenz und die Entwicklung von Gletschern gesteuert werden. Dies soll im letzten Absatz kurz diskutiert werden.

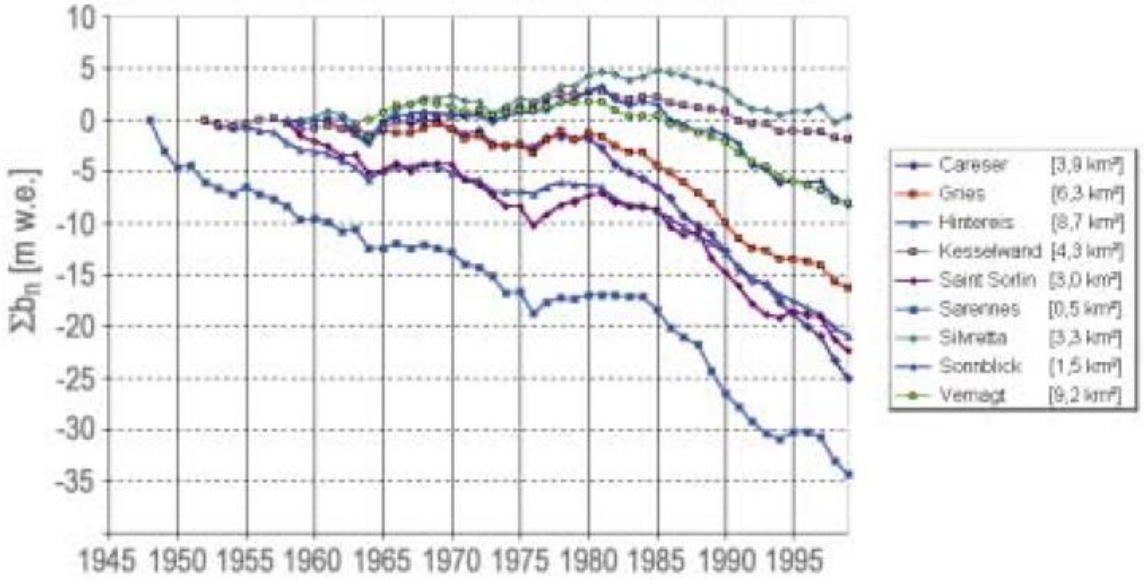


Abb. 3 Kumulative Massenbilanzreihen ausgewählter Alpengletscher.

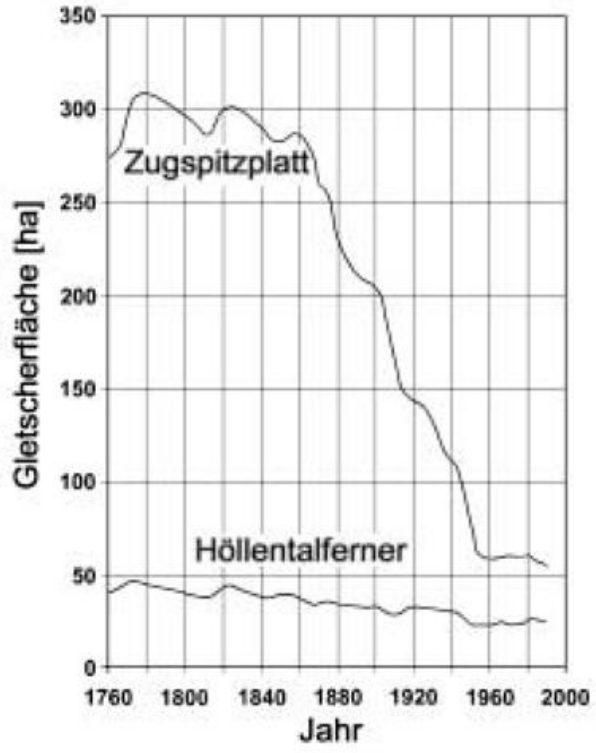


Abb. 4 Abnahme der Gletscherfläche von Zugspitzplatt und Höllentalferner seit 1760.

Ursachen der Gletscherveränderungen

Abb. 4 zeigt, dass die Zugspitzgletscher um die Mitte des 19. Jahrhunderts, also zum Ende der sog. „Kleinen Eiszeit", noch beträchtliche Flächen aufwiesen. Seit diesem durch Moränen gut dokumentierten postglazialen Höchststand (Hirtlreiter, 1992) verlieren die bayerischen Gletscher nahezu ununterbrochen an Masse und verringern als Folge dieser Verluste ihre Fläche. Während bis 1850 das gesamte Zugspitzplatt noch vom Plattachferner eingenommen wurde, zerfiel dieser in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts in die drei Schneeferner (Östlicher, Nördlicher und Südlicher), von denen in der Zwischenzeit der Östliche ganz verschwunden und der Südliche nur noch als größeres Firnfeld vorhanden ist. Dagegen sind die Verluste beim Höllentalferner nicht so markant, seine Fläche verringerte sich nur mit leichten Zu- oder Abnahmeänderungen von 50 ha (0,050 km²) im Jahr 1770 auf 30 ha (0,030 km², 1989). Diese vergleichsweise geringe Reduktion ist vor allem auf seine Ernährung durch Lawinenschnee und die geringere Abschmelzung durch seine Lage im tief eingeschnittenen und dadurch stark vor Sonnenstrahlung geschützten Höllental bedingt. Dementsprechend ist der rapide Massenverlust des südlichen Schneeferners vor allem durch die freie Lage auf dem Zugspitzplatt und die damit verbundenen hohen Strahlungsbilanzen bedingt. Generell gilt für die Alpengletscher, dass 70% bis 80% der Gesamtschmelze durch die kurzwellige Strahlung bewirkt wird und nur 20% bis 30% über den turbulenten Energieumsatz. Damit kommt dem Aggregatszustand des Niederschlags eine dominierende Rolle zu, da frisch gefallener Schnee bis zu 90% der Globalstrahlung reflektiert, dunkles Gletschereis aber bis zu 90 % der Strahlung absorbiert. Treten also im Sommer häufige Neuschneefälle auf, so wird die Schmelzung unterbrochen und der Massenverlust verringert. Dies hat auch gravierende Auswirkungen für den Gletscherabfluss (Abb. 5). An der Pegelstation Vernagtbach wird seit 1974 der Abfluss des Vernagtferners kontinuierlich erfasst und mit einem meteorologisch-hydrologischem Modell beschrieben (Escher-Vetter, 2000). Die Jahressummen des Abflusses haben sich in dieser Zeit nahezu verdoppelt, und das gleiche gilt für die Maximalabflüsse (Braun und Escher-Vetter, 1996). Diese Bezuschussung der alpinen Flüsse durch die Gletscherspende wird aber natürlich nur noch begrenzte Zeit erfolgen können, sollte sich der derzeitige Trend der Gletscherentwicklung fortsetzen.

Ausblick

Seit dem postglazialen Hochstand zur Mitte des 19. Jahrhunderts ist für die Gletscher der Alpen – wie für die meisten Gletscher weltweit – ein deutlicher Rückgang zu verzeichnen. Dieser wurde zwar zeitweilig durch Massengewinne unterbrochen, die aber nicht zu einer generellen Trendumkehr führten. Die Ursache des Gletscherschwundes ist primär in einer erhöhten Abschmelzung während der Sommermonate zu sehen und kann bei gleichbleibender Klimaentwicklung zu einem Verschwinden vieler kleiner Gebirgsgletscher führen. Damit wird auch der Kompensationseffekt der Gletscher in Bezug auf die Wasserspenden deutlich reduziert, was mittel- bis langfristig zu einer Reduktion des Abflusses alpiner Einzugsgebiete vor allem in trockenen Sommerhalbjahren führen wird. Kurzfristig ist dagegen mit einer Erhöhung des Abflusses infolge verstärkter Schmelzwasserproduktion zu rechnen, die – wie mehrmals in den letzten zwei Dekaden – sogar Hochwasserkatastrophen in den Alpentälern zur Folge haben kann.

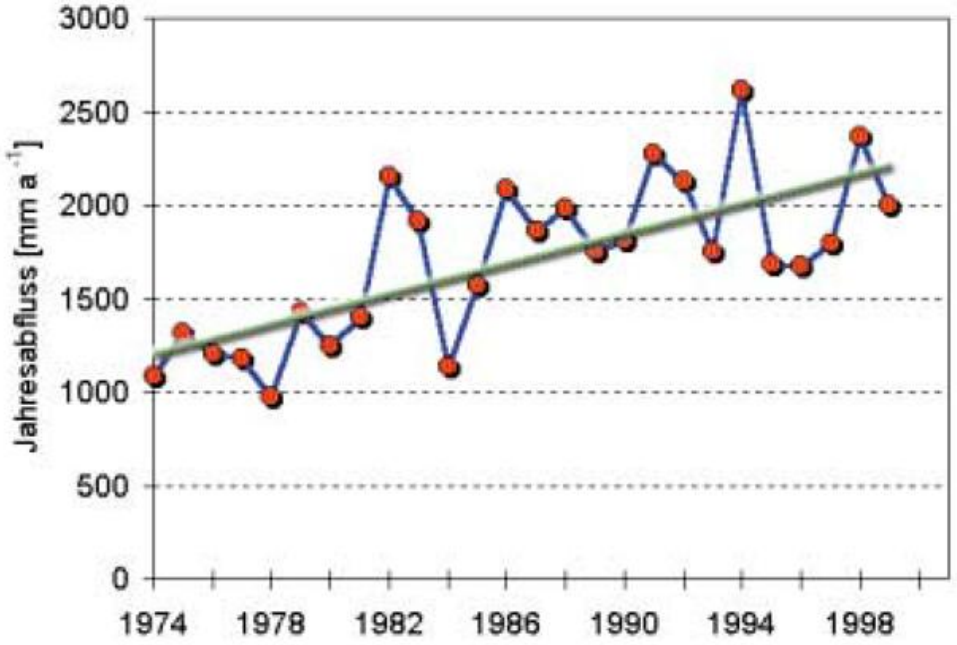


Abb. 5 Jahressummen des Abflusses an der Pegelstation Vernagtbach seit 1974 (Einzugsgebiet 11,44 km², zu 80 % vergletschert, Höhenbereich 2640 m NN bis 3630 m NN).

Danksagung

Dieser Artikel ist Herrn Prof. Dr. Gustav Hofmann zu seinem 80. Geburtstag gewidmet. Die Autorin dankt ihm, dass er ihr mit der Betreuung ihrer glaziologischen Dissertation am Meteorologischen Institut der Ludwigs-Maximilians-Universität München den Einstieg in die Gletscherforschung ermöglichte. Die vorgestellten Daten, Resultate und Untersuchungen basieren auf der Arbeit einer Vielzahl von Kollegen im In- und Ausland; stellvertretend für alle danke ich Dr. Oskar Reinwarth, Mitglied der Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der

Wissenschaften, München. Der Beitrag wurde erstellt von der Arbeitsgruppe Glaziologie im Rahmen des Forschungsvorhabens GLOWA-Danube des Bundesministeriums für Forschung und Wissenschaft.

Literatur

Braun, L.N. und Escher-Vetter, H. (1996): Glacial discharge as affected by climate change. Interpraevent 1996, Garmisch-Partenkirchen. Tagungspublikation, Band 1, 65-74.

Escher-Vetter, H. (2000): Modelling meltwater production with a distributed energy balance method and runoff using a linear reservoir approach – results from Vernagtferner, Oetztal Alps, for the ablation seasons 1992 to 1995. Zeitschrift f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, 36, 119-150.

Finsterwalder, S. (1897): Der Vernagtferner. Wiss. Ergänzungsh. z. Zeitschr. Deutschen u. Österreichischen Alpenvereins, 1, 5-96.

Finsterwalder, Rüd. (1993): Die Veränderungen der bayerischen Gletscher im letzten Jahrzehnt (1980 – 1990). Mitt. Geogr. Ges. 77, 5–13.

Finsterwalder, Rüd. und Rentsch, H. (1991/92): Zur Höhenänderung von Ostalpengletschern im Zeitraum 1979-1989.Zeitschrift f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, 27/28, 165-172.

Haeberli, W., (Hrsg.), (2001): Glacier Mass Balance Bulletin (IAHS (ICSI)-UNEP-UNESCO), issue 6 (1998/99), 1-93. Hirtlreiter, G. (1992): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung. Münchner Geogr. Abh., B 15.

Moser, H., Escher-Vetter, H., Oerter, H., Reinwarth, O. und Zunke, D. (1986): Abfluss in und von Gletschern. GSF-Bericht 41/86, Teil I, 408 S.

Reinwarth, O. und Escher-Vetter, H. (1999): Mass Balance of Vernagtferner, Austria. Geografiska Annaler 81 A, 743–751.

Beispiele phänologischer Reihen des 20. Jahrhunderts

A. Menzel, A.-J. Testka

Einführung

In der „Phänologie", abgeleitet aus dem griechischen phainesthai (erscheinen) und logos (Lehre), werden jährlich wiederkehrende Ereignisse beobachtet. Diese phänologischen Phasen können bei einjährigen Pflanzen z.B. Aufgang, Blüte, Reife der Früchte oder Ernte sein, bei den mehrjährigen zählen unter anderem das Ergrünen, die Laubverfärbung oder der Laubfall dazu. Die Pflanzen reagieren dabei auf eine Vielzahl von Witterungsfaktoren, wie Luft- und Bodentemperatur, Wasserversorgung, Strahlung, aber auch andere Einflüsse, wie Pflanzenkrankheiten und Schädlingsbefall, Nährstoffversorgung, Photoperiode oder Luftschadstoffe können eine Rolle spielen. Schon Schnelle (1955) sah die Phänologie deshalb als eigenständiges Klimaelement an, das verschiedene Witterungsfaktoren in einem Messinstrument, der Pflanze, integriert. Dabei spiegeln die phänologischen Frühjahrsphasen sehr stark die Temperaturverhältnisse im Winter und Frühjahr wider, da die Pflanzen zunächst einen Kältereiz zum Durchbrechen der Winterruhe, dann warme Temperaturen für den Austrieb benötigen. Die Phänologie befasst sich also mit den Zusammenhängen zwischen dem Lebens- und Wachstumszyklus der Pflanzen auf der einen sowie der Witterung und dem Klima auf der anderen Seite. An ausgewählten Beispielen soll deshalb hier überprüft werden, wie Temperaturvariationen und -änderungen im 20. Jahrhundert den Eintritt phänologischer Phasen modifiziert haben.

Phänologische Daten

Da auch die Phänologie in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts eine wechselvolle Geschichte erlebte (siehe Schnelle, 1955), entstammt der hier verwendete Datensatz verschiedenen Quellen und Beobachtungsnetzen. Der Giessener Botanik – Professor Hoffmann und sein Schüler Ihne gründeten 1882 ein erstes (europäisches) Beobachtungsnetz. Die Meldungen wurden jährlich von Ihne veröffentlicht (1883-1941) und sind bereits in der historischen phänologischen Datenbank des Deutschen Wetterdienstes (HPDB) gespeichert. Mit der Gründung des neuen phänologischen Reichsdienstes im Jahre 1936 wurde erstmals ein umfangreiches Beobachtungsnetz für Deutschland geschaffen. Beobachtungsdaten aus den Jahren 1936-1944 wurden der Zusammenstellung von Schnelle und Witterstein (1952) entnommen. Nach dem 2. Weltkrieg entstand der Phänologische Dienst im Rahmen des wieder aufgebauten Deutschen Wetterdienstes von neuem, zunächst getrennt in den einzelnen Besatzungszonen. Diese Daten der Jahre 1945-1952 wurden aus den entsprechenden Meteorologischen Jahrbüchern nacherfasst. Für Westdeutschland sind die Beobachtungsdaten des Deutschen Wetterdienstes dann ab 1951 und für Ostdeutschland Beobachtungen des ehemaligen Meteorologischen und Hydrologischen Dienstes ab 1961 in der aktuellen phänologischen Datenbank (APDB) des Deutschen Wetterdienstes enthalten. Für Ostdeutschland konnten zusätzliche Daten der Jahre 1947-1956 den Abhandlungen des Meteorologischen und Hydrologischen Dienstes bzw. für die Station Teterow direkt den Meldebögen der Jahre 1957-1960

entnommen werden. Alle phänologischen Daten, digital oder auf Papier, wurden dankenswerter Weise vom Deutschen Wetterdienst zur Verfügung gestellt. Für die Analyse wurden drei Stationen ausgewählt, die fast komplette 100jährige Beobachtungsreihen aufweisen (siehe Tabelle 1).

Zeitraum	Station	Beobachtungsort	Breite	Länge	Höhe ü. NN	Medium / Quelle
1900-22	47	Frankfurt	50°07'	8°41'	100	HPDB [5]
1936-44	151902	Frankfurt	50°07'	8°40'	105	Veröffentlichung [10]
1936-44	151905	F.-Oberrad	50°06'	8°44'	110	Veröffentlichung [10]
1945-1950	1902 / 1905	Frankfurt / F.-Oberrad			105 / 110	Jahrbücher [1]
1951-99	06 311 0002	F.-Sindlingen	50°05'	8°31'	95	APDB
1951-63	06 311 0005	*F.-Eckenheim*	50°10'	8°41'	120	*APDB / Datenergänzung*
1969-97	06 311 0006	*F.-Praunheim*	50°09'	8°37'	100	*APDB / Datenergänzung*
1951-57	06 311 0001	*F-Bornheim*	50°08'	8°43'	120	*APDB / Datenergänzung*
1976-95	06 311 0003	*F.-Palmengarten*	50°07'	8°39'	102	*APDB / Datenergänzung*
1951-67	06 311 0004	*F.-Schwanheim*	50°05'	8°34'	95	*APDB / Datenergänzung*
1900-41	55	Geisenheim	49°59'	7°58'	90	HPDB [5]
1936-44	152102	Geisenheim	49°59'	7°58'	105	Veröffentlichung [10]
1945-1950	2102	Geisenheim	49°59'	7°58'	100	Jahrbücher [1]
1951-2000	06 339 0060	Geisenheim	49°59'	7°58'	120	APDB
1902-43	163	Teterow	53°47'	12°35'	15	HPDB [5]
1936-43	050305	Teterow	53°46'	12°35'	10	Veröffentlichung [10]
1947-56		Teterow(-Niendorf)	53°46'	12°37'	35 (68)	Veröffentlichung [7]
1957-60	130373201-03	Teterow				Originalmeldebögen
1966-96	13 037 3201	T.-Niendorf	53°46'	12°37'	45	APDB
1991-99	13 037 3200	*Teterow*	53°47'	12°35'	20	*APDB / Datenergänzung*
1961-74	13 037 3203	*Teterow*	53°46'	12°35'	35	*APDB / Datenergänzung*

Tab. 1 Basisinformationen zu den 3 untersuchten phänologischen Stationen (APDB aktuelle, HPDB historisch phänologische Datenbank, Jahr 2000 aus Originalmeldebögen).

Datenkorrektur und Ergänzung

Alle Reihen einer Station wurden anhand der Daten vorhergehender und nachfolgender Phasen überprüft und gegebenenfalls korrigiert. Fehlende Jahre aus dem Zeitraum 1951-2000 wurden mit Beobachtungen der Ergänzungsstationen (siehe Tab.1) vervollständigt. Weitere kleinere Lücken wurden durch Korrelationen mit vorhergehenden oder nachfolgenden Phänophasen der gleichen Station ergänzt. Die Abbildungen 1 bis 3 zeigen alle phänologischen Reihen der untersuchten Stationen. Der parallele Verlauf der Reihen in Geisenheim und Teterow lässt auf eine gute Datenqualität schließen; Frankfurt am Main dagegen bietet ein leicht heterogenes Bild.

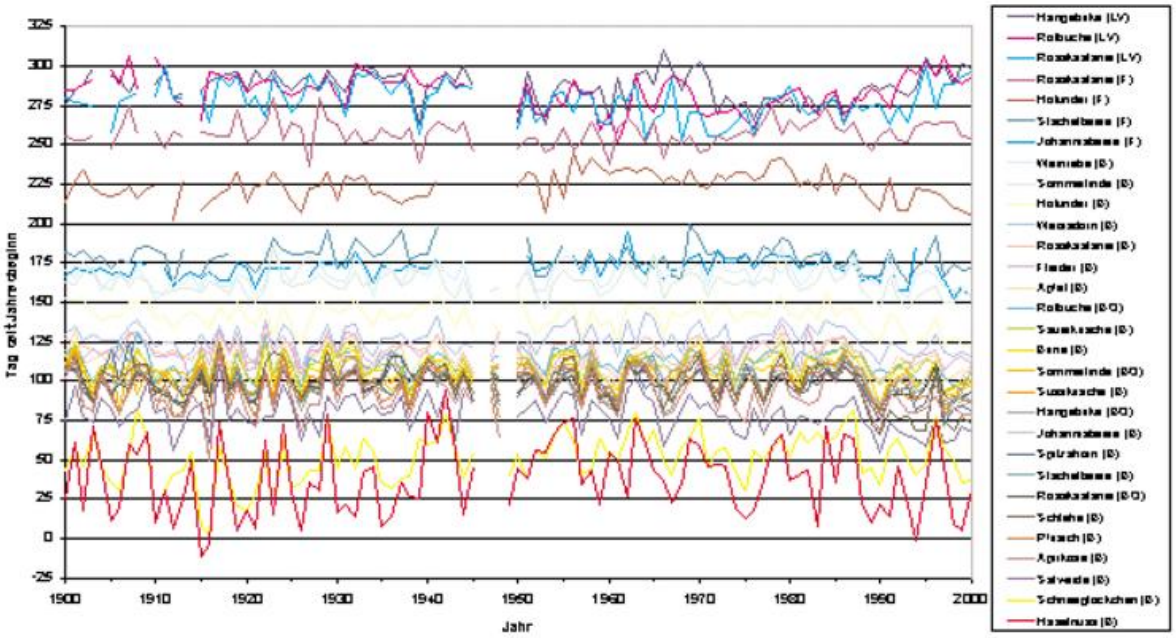


Abb. 1 Phänologische Reihen Geisenheim.

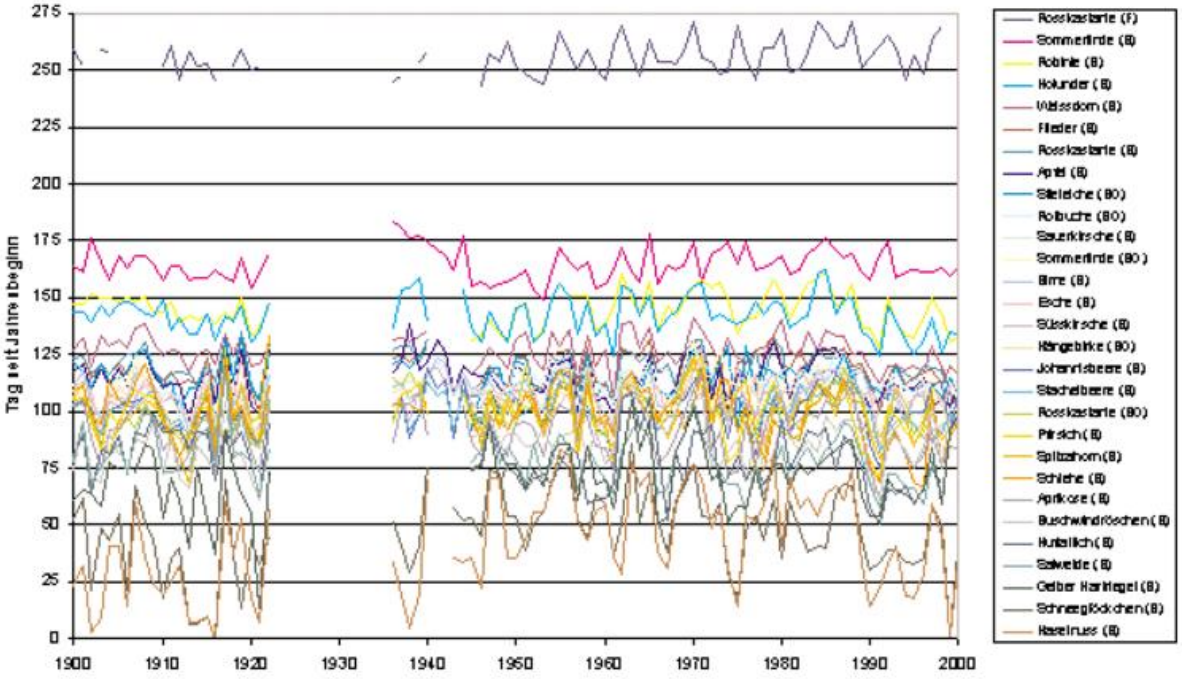


Abb. 2 Phänologische Reihen Frankfurt am Main.

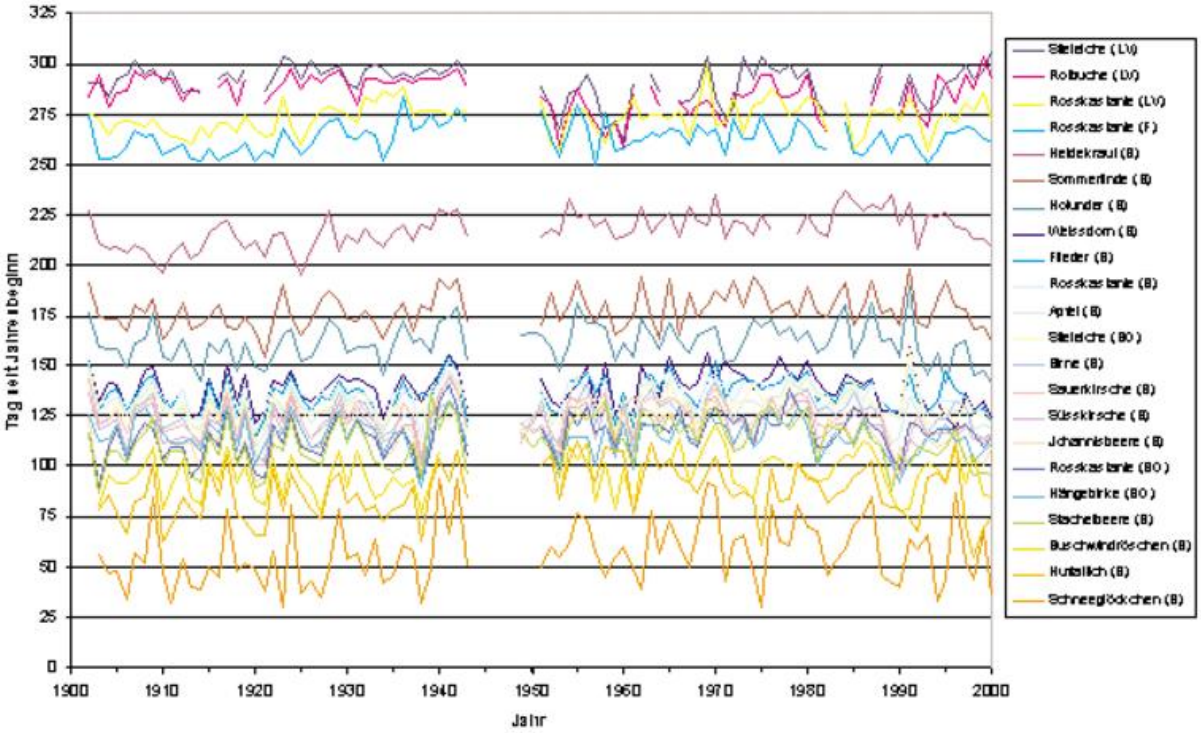


Abb. 3 Phänologische Reihen Teterow.

Tab. 2 **Statistische Auswertungen für die phänologische Station Geisenheim** (Phänologische Phasen in jahreszeitlicher Reihenfolge, B Beginn der Blüte, BO Beginn der Blattentfaltung, F Fruchtreife, LV Laubverfärbung).

a **Basisstatistik** Anzahl der Beobachtungen 1900-2000, Mittelwert, Median [Tag seit Jahresbeginn], SD: Standardabweichung, Min: frühstes Eintreten, Max: spätestes Eintreten, Gauss: Ergebnis des Shapiro-Wilk-Tests auf Normalverteilung n p>0.10, (*) p<0.10, *p<0.05, ** p<0.01, *** p<0.001, Abbé: Abbé Kriterium für Homogenität y homogen n nicht homogen.

b **Dezennienmittel des Phaseneintritts** Dekade mit frühstem Eintritt rot.

c **Phänologische Extremjahre** Jahre mit den 5 frühsten bzw. spätesten Eintrittstagen, Jahre 1990-2000 grün.

d **Lineare Regressionen mit Temperaturmitteln** F unabhängige Variable (Monats- oder 2 Monatsmittel, p12=Dezember des Vorjahres, 1= Januar, 2=Februar, 1,2=Januar/Februar usw., biologisch schwierig zu interpretierende Variablen in Klammern) mit der höchsten (F1), zweithöchsten (F2) und dritthöchsten (F3) erklärten Varianz, R2 (F1) erklärte Varianz durch Variable F1, alle Regressionen, außer den kursiv gedruckten, signifikant (p 0.001) .

e **Klimatologische Extremjahre** Wärmstes, 2. bis 5. wärmstes F1 (F2, F3): Jahre mit den 5 wärmsten Monaten der Variablen F1 (F2, F3), analog 5 kältesten Monaten, gelb hinterlegt: Jahre, für die phänologische und klimatologische Extremjahre übereinstimmen.

		Haselnuss (B)	Schneeglöckchen (B)	Salweide (B)	Aprikose (B)	Pfirsich (B)	Schlehe (B)	Rosskastanie (BO)	Stachelbeere (B)	Spitzahorn (B)	Johannisbeere (B)	Hängebirke (BO)	Süsskirsche (B)	Sommerlinde (BO)	Birne (B)	Sauerkirsche (B)	Rotbuche (BO)	Apfel (B)	Flieder (B)	Rosskastanie (B)	Weissdorn (B)	Holunder (B)	Sommerlinde (B)	Weinrebe (B)	Johannisbeere (F)	Stachelbeere (F)	Holunder (F)	Rosskastanie (F)	Rosskastanie (LV)	Rotbuche (LV)	Hängebirke (LV)
a	Anzahl	99	99	98	99	99	99	99	99	98	99	99	99	99	99	99	99	99	99	99	99	99	99	98	88	88	91	94	95	95	95
	Mittelwert	38	51	79	91	97	97	98	98	98	99	101	102	102	106	110	112	113	115	118	127	141	162	167	172	179	224	257	278	284	287
	Median	37	52	79	89	97	100	98	97	98	101	101	102	104	107	110	112	114	115	118	126	141	161	167	171	179	224	257	279	286	288
	SD	23	16	11	12	11	13	8	10	10	10	8	9	9	9	9	8	9	10	8	8	9	8	8	7	8	9	8	11	11	10
	Min	-11	3	55	50	76	66	79	76	72	71	85	81	82	85	92	93	96	89	96	108	122	146	149	152	160	202	236	253	251	263
	Max	94	81	110	120	122	124	120	121	124	120	121	125	123	125	126	131	132	136	134	143	156	185	185	194	199	245	280	300	306	310
	Spanne	105	78	55	70	46	58	41	45	52	49	36	44	41	40	34	38	36	47	38	35	34	39	36	42	39	43	44	47	55	47
	Gauss	(*)	(*)	n	n	(*)	*	n	n	n	n	(*)	n	(*)	(*)	*	n	*	n	(*)	(*)	***	(*)	n	n	n	n	n	*	n	n
	Abbé	n	n	n	y	y	n	n	y	n	n	y	y	y	y	y	n	y	n	n	n	n	n	n	n	n	n	y	n	n	n
b	1901-1910	42	49	83	94	95	102	99	99	104	100	100	104	103	108	107	114	114	120	123	129	146	164	165	170	179	222	257	276	293	290
	1911-1920	23	31	78	85	93	95	95	96	98	96	98	102	105	102	107	107	110	116	119	124	141	158	163	168	175	217	257	284	286	289
	1921-1930	35	43	79	89	96	103	98	96	96	97	98	102	100	107	111	111	115	120	120	124	140	163	169	171	181	222	262	283	286	292
	1931-1940	31	49	84	94	98	99	104	98	103	98	106	104	102	108	110	111	116	120	120	127	144	166	168	172	183	220	254	284	291	290
	1941-1950	53	58	85	89	96	101	98	96	100	99	102	102	106	106	109	113	113	107	118	126	142	159	164					283	286	286
	1951-1960	52	55	82	93	99	100	96	95	99	98	101	103	101	107	109	115	110	108	116	130	138	161	168	175	178	231	252	275	277	282
	1961-1970	47	62	82	96	103	101	98	102	99	105	104	105	104	110	112	114	114	110	119	130	142	166	170	175	178	231	255	273	279	294
	1971-1980	39	51	75	89	101	98	97	100	97	102	100	102	100	107	113	112	115	120	121	129	144	165	170	177	182	232	259	269	272	278
	1981-1990	38	60	76	92	102	96	98	100	98	104	102	103	103	108	112	115	115	117	118	127	141	162	169	171	174	223	260	273	279	279
	1991-2000	28	51	67	83	91	77	93	93	87	93	94	95	100	101	105	103	109	112	109	120	129	155	163	165	174	215	259	282	293	293
c	früh. Jahr	1915	1916	1990	1916	1948	1990	1961	1997	1997	1997	1997	1997	1906	1990	1938	1938	1957	1957	1998	1926	2000	1993	1945	2000	1912	1912	1927	1968	1961	1953
	2.früh. Jahr	1916	1915	1912	1948	1921	1995	1990	1966	1990	1926	2000	1990	1957	1913	1997	1999	1908	1967	1999	1990	1999	1953	1910	1998	1993	2000	1960	1964	1959	1939
	3.früh. Jahr	1994	1910	1995	1990	1912	1998	1972	1990	2000	1990	1957	1977	1938	1998	1926	1926	1961	1943	1961	1921	1997	1945	1993	1993	1968	1953	1939	1972	1976	1950
	4.früh. Jahr	1999	1923	1966	1926	1990	1994	1953	1926	1994	1938	1923	1957	1990	1938	1961	1921	1974	1961	1997	1974	1957	1990	2000	1992	1990	1926	1966	1971	1986	1976
	5.früh. Jahr	1926	1920	1997	1921	1916	2000	1945	1957	1998	1948	1990	1938	1903	1921	1913	1998	1913	1914	1945	1913	1926	1998	1947	1921	1967	1999	1970	1976	1975	1960
	spät. Jahr	1942	1908	1917	1917	1917	1917	1917	1917	1907	1917	1917	1917	1917	1970	1979	1908	1901	1979	1922	1964	1984	1979	1923	1962	1969	1956	1928	1995	1997	1966
	2.spät. Jahr	1947	1987	1947	1901	1970	1929	1937	1986	1917	1986	1936	1986	1901	1929	1970	1922	1979	1982	1982	1956	1950	1923	1984	1994	1941	1958	1923	1911	1907	1995
	3.spät. Jahr	1940	1963	1965	1970	1986	1923	1936	1965	1905	1970	1958	1929	1986	1917	1931	1950	1970	1917	1948	1941	1979	1965	1991	1972	1937	1979	1978	2000	1910	1970
	4.spät. Jahr	1929	1942	1909	1940	1924	1979	1901	1964	1986	1969	1986	1901	1915	1901	1929	1906	1932	1931	1979	1979	1941	1987	1972	1932	1929	1978	1984	1934	1995	1999
	5.spät. Jahr	1963	1996	1924	1986	1901	1970	1996	1970	1983	1984	1901	1924	1932	1922	1922	1956	1929	1929	1917	1965	1970	1962	1965	1991	1996	1984	1907	1932	1932	1997
d	F1 (Monate)	1,2	1,2	2,3	2,3	2,3	2,3	3	2,3	2,3	2,3	3	2,3	2,3	2,3	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	4,5	5,6	4,5	3,4	5,6	5,6	9	(p11)	8,9
	F2 (Monate)	p12, 1	p12, 1	2	3	3	3,4	2,3	3	3	3	2,3	3	3	3,4	2,3	2,3	2,3	4	3	4	2,3	5	5	5	4,5	4,5	4,5	8,9	(p9)	9
	F3 (Monate)	1	1	1,2	1,2	3,4	3	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	3	3	2	3	2,3	4	2,3	4,5	5,6	4,5	5,6	5,6	5	5	10	8,9	10
	R2 (F1)	0,56	0,42	0,62	0,51	0,52	0,52	0,51	0,63	0,53	0,59	0,49	0,69	0,47	0,63	0,55	0,29	0,51	0,51	0,57	0,54	0,45	0,34	0,52	0,33	0,21	0,16	0,16	*0,10*	*0,04*	*0,06*
e	Wärmestes F1	1990	1990	1990	1990	1990	1990	1938	1990	1990	1990	1938	1990	1990	1990	1961	1961	1961	1961	1961	1961	1961	1993	1917	1993	1961	1917	1917	1999		1947
	2. wärmestes	1988	1988	1957	1957	1957	1957	1957	1957	1957	1957	1957	1957	1957	1957	1959	1959	1959	1959	1959	1959	1959	1946	1947	1946	1959	1947	1947	1947		1999
	3. wärmestes	1926	1926	1997	1997	1997	1997	1990	1997	1997	1997	1990	1997	1997	1997	1948	1948	1948	1948	1948	1948	1948	1947	2000	1947	1948	2000	2000	1961		1997
	4. wärmestes	1998	1998	1961	1961	1961	1961	1997	1961	1961	1961	1997	1961	1961	1961	1957	1957	1957	1957	1957	1957	1957	1934	1937	1934	1957	1937	1937	1949		1991
	5. wärmestes	1921	1921	1926	1926	1926	1926	1989	1926	1926	1926	1989	1926	1926	1926	1943	1943	1943	1943	1943	1943	1943	1952	1993	1952	1943	1993	1993	1929		1911
	Kältestes F1	1929	1929	1929	1929	1929	1929	1917	1929	1929	1929	1917	1929	1929	1929	1917	1917	1917	1917	1917	1917	1917	1941	1923	1941	1917	1923	1923	1912		1912
	2. kältestes	1963	1963	1956	1956	1956	1956	1962	1956	1956	1956	1962	1956	1956	1956	1958	1958	1958	1958	1958	1958	1958	1980	1991	1980	1958	1991	1991	1931		1931
	3. kältestes	1942	1942	1917	1917	1917	1917	1958	1917	1917	1917	1958	1917	1917	1917	1970	1970	1970	1970	1970	1970	1970	1984	1926	1984	1970	1926	1926	1925		1908
	4. kältestes	1940	1940	1963	1963	1963	1963	1987	1963	1963	1963	1987	1963	1963	1963	1931	1931	1931	1931	1931	1931	1931	1977	1984	1977	1931	1984	1984	1972		1972
	5. kältestes	1947	1947	1947	1947	1947	1947	1964	1947	1947	1947	1964	1947	1947	1947	1919	1919	1919	1919	1919	1919	1919	1919	1980	1919	1919	1980	1980	1952		1922
	Wärmestes F2	1975	1975	1926	1938	1938	1961	1990	1938	1938	1938	1990	1938	1938	1961	1990	1990	1990	1949	1938	1949	1990	1937	1937	1937	1993	1993	1993	1947		1999
	2. wärmestes	1916	1916	1990	1957	1957	1959	1957	1957	1957	1957	1957	1957	1957	1959	1957	1957	1957	1952	1957	1952	1957	1993	1993	1993	1946	1946	1946	1999		1947
	3. wärmestes	1994	1994	1966	1990	1990	1948	1997	1990	1990	1990	1997	1990	1990	1948	1997	1997	1997	1993	1990	1993	1997	1917	1917	1917	1947	1947	1947	1997		1961
	4. wärmestes	1989	1989	1961	1997	1997	1957	1961	1997	1997	1997	1961	1997	1997	1957	1961	1961	1961	1946	1997	1946	1961	2000	2000	2000	1934	1934	1934	1991		1949
	5. wärmestes	1988	1988	1995	1989	1989	1943	1926	1989	1989	1989	1926	1989	1989	1943	1926	1926	1926	1961	1989	1961	1926	1931	1931	1931	1952	1952	1952	1911		1929
	Kältestes F2	1963	1963	1929	1917	1917	1917	1929	1917	1917	1917	1929	1917	1917	1917	1929	1929	1929	1917	1917	1917	1929	1902	1902	1902	1941	1941	1941	1912		1912
	2. kältestes	1940	1940	1956	1962	1962	1958	1956	1962	1962	1962	1956	1962	1962	1958	1956	1956	1956	1903	1962	1903	1956	1941	1941	1941	1980	1980	1980	1931		1931
	3. kältestes	1941	1941	1947	1958	1958	1970	1917	1958	1958	1958	1917	1958	1958	1970	1917	1917	1917	1919	1958	1919	1917	1991	1991	1991	1984	1984	1984	1908		1925
	4. kältestes	1964	1964	1963	1987	1987	1931	1963	1987	1987	1987	1963	1987	1987	1931	1963	1963	1963	1973	1973	1973	1963	1962	1962	1962	1977	1977	1977	1972		1972
	5. kältestes	1947	1947	1942	1964	1964	1919	1947	1964	1964	1964	1947	1964	1964	1919	1947	1947	1947	1922	1964	1922	1947	1957	1957	1957	1919	1919	1919	1922		1952
	Wärmestes F3	1921	1921	1990	1990	1961	1938	1961	1961	1961	1961	1961	1961	1961	1938	1938	1926	1938	1990	1949	1990	1993	1917	1993	1917	1917	1937	1937	1921	1947	1921
	2. wärmestes	1916	1916	1988	1988	1959	1957	1959	1959	1959	1959	1959	1959	1959	1957	1957	1990	1957	1957	1952	1957	1946	1947	1946	1947	1947	1993	1993	1998	1999	1998
	3. wärmestes	1988	1988	1926	1926	1948	1990	1948	1948	1948	1948	1948	1948	1948	1990	1990	1966	1990	1997	1993	1997	1947	2000	1947	2000	2000	1917	1917	1942	1997	1942
	4. wärmestes	1975	1975	1998	1998	1957	1997	1957	1957	1957	1957	1957	1957	1957	1997	1997	1961	1997	1961	1946	1961	1934	1937	1934	1937	1937	2000	2000	1967	1991	1967
	5. wärmestes	1948	1948	1921	1921	1943	1989	1943	1943	1943	1943	1943	1943	1943	1989	1989	1995	1989	1926	1961	1926	1952	1993	1952	1993	1993	1931	1931	1966	1911	1966
	Kältestes F3	1940	1940	1929	1929	1917	1917	1917	1917	1917	1917	1917	1917	1917	1917	1917	1917	1917	1829	1917	1929	1941	1923	1941	1923	1923	1902	1902	1905	1912	1905
	2. kältestes	1963	1963	1963	1963	1958	1962	1958	1958	1958	1958	1958	1958	1958	1962	1962	1962	1962	1956	1903	1956	1980	1991	1980	1991	1991	1941	1941	1974	1931	1974
	3. kältestes	1942	1942	1942	1942	1970	1958	1970	1970	1970	1970	1970	1970	1970	1958	1958	1958	1958	1917	1919	1917	1984	1926	1984	1926	1926	1991	1991	1919	1908	1919
	4. kältestes	1945	1945	1940	1940	1931	1987	1931	1931	1931	1931	1931	1931	1931	1987	1987	1987	1987	1963	1973	1963	1977	1984	1977	1984	1984	1962	1962	1922	1972	1922
	5. kältestes	1979	1979	1947	1947	1919	1964	1919	1919	1919	1919	1919	1919	1919	1964	1964	1964	1964	1947	1922	1947	1919	1980	1919	1980	1980	1957	1957	1912	1922	1912

Tab. 2 Legende siehe Seite 60.

Statistische Grundauswertung

Folgende statistische Kennwerte wurden für alle Reihen (Geisenheim 30, Frankfurt 29, Teterow 22 verschiedene Phasen) bestimmt: Anzahl der Beobachtungen (1900-2000), Mittelwert, Median, frühster und spätester Termin sowie Spannweite, Standardabweichung, Prüfung auf Normalverteilung (Shapiro-Wilk-Test) und Homogenität (Abbé, siehe Paesler 1983) sowie Dezennienmittel von 1901-1910 bis 1991-2000 und die 5 frühsten und spätesten Jahre. Tab. 2 zeigt beispielhaft die Ergebnisse für Geisenheim:

a) Standardabweichung und Spannweite sind bei Reihen des Vorfrühlings hoch, weisen Ende des Frühlings und im Sommer ein Minimum auf und steigen bei den Herbstphasen wieder an. 75% (Standardabweichung) bzw. 71% (Spannweite) ihrer Variation werden durch das mittlere Eintrittsdatum erklärt. Lediglich die Beobachtungsdaten von 5 Reihen sind normalverteilt, bei weiteren 9 liegt die Irrtumswahrscheinlichkeit bei bis zu 10%. Meteorologische Reihen sind homogen, wenn ihre Variationen nur durch Variationen in Wetter und Klima verursacht werden. Bei phänologischen Reihen können Stationsverlegungen, meist durch einen Beobachterwechsel verursacht, Änderungen der Beobachtungsvorschriften oder der Stationsumgebung (besonders Urbanisie-rung) zu Inhomogenitäten führen. Tab. 1 zeigt die verschiedenen Stationswech-sel auf, weitere Beobachterwechsel sind anzunehmen. Nach dem Abbéschen Kriterium, der als absoluter Test nur eine eingeschränkte Aussagekraft haben dürfte (Rapp 2000), ist nur ein Drittel der Reihen in Geisenheim homogen. So führt Hechler (1988) bei der Analyse von 3 Stationen in Ostdeutschland inhomogenitäten auf Datenergänzungen und die Herausgabe einer neuen Beobachteranleitung im Jahr 1953 zurück.

b) Für alle 10-Jahresabschnitte, in denen wenigstens 8, im Zeitraum 1941-1950 7 oder mehr phänologische Beobachtungen vorlagen, sind die entsprechenden Dezennienmittel angegeben. Geisenheim zeigt für die beiden Vorfrühlingsphasen die Jahre 1911-1920 als das frühste Dezennium an, für alle weiteren Phasen des Frühlings und des Sommers, ausgenommen Fliederblüte, sind es die sehr warmen neunziger Jahre. Die herbstliche Laubverfärbung dagegen wurde in den siebziger bzw. fünfziger Jahren besonders früh beobachtet. In Frankfurt und Teterow treten die neunziger Jahre weniger häufig als das frühste Dezennium in Erscheinung.

c) Die neunziger Jahre (grün hervorgehoben) zählen oft zu den jeweils 5 frühsten Einzeljahren bei den Frühjahrs- und Sommerphasen. So gehört beispielsweise das Jahr 1990 bei 55% aller Phasen zu den 5 frühsten Jahren (1997 33%, 1998 und 2000 je 26%, 1999 19%, 1993 15%, 1994 11%). Andere häufig zu finden Jahre sind 1926, 1957,1921, 1938, 1961, 1912, 1913, 1916, 1945 und 1948 (bei 33 bis 11% der Phasen unter den 5 frühsten Jahren). Zu den jeweils 5 spätesten Jahren zählen u. a. 1917 (bei 52% aller Phasen), 1979 und 1970 (je 33%), 1986, 1929, 1901 (je 30%). Die neunziger Jahren zählen aber auch oft zu den Jahren mit später herbstlicher Laubverfärbung (z. B. in den Jahren 1995 und1997).

Zusammenhänge mit meteorologischen Parametern

Anhand der Klimareihen für Frankfurt am Main (Tab. 3) wurde analysiert, ob die Variation in den 100jährigen phänologischen Beobachtungen in Geisenheim und Frankfurt den rezenten Klima- bzw. Temperaturänderungen entspricht. Als unabhängige Variable in linearen Regressionen dienten Monatsmittel der Lufttemperatur des aktuellen und vorangehenden Jahres sowie 2-Monatsmittel des Winters und Frühjahrs. Die Regressoren (F1, F2, F3) mit den 3 höchsten Bestimmtheitsmaßen sind in Tab. 2(d) angegeben. Für alle Frühjahrs- und Sommerphasen gilt, dass grundsätzlich die Temperaturen der 2 vorangehenden Monate und des Monats des Phaseneintritts als Vorhersagevariablen herangezogen werden und damit bis zu 69% der gemeinsamen Varianz (R2) erklärt werden. So zeigt sich der enge Zusammenhang zwischen Frühjahrstemperaturen und phänologischen Phasen: Warme Frühjahre verfrühen, kalte verspäten ihren Eintritt. Die herbstliche Laubverfärbung dagegen lässt sich kaum mit Monatsmitteltemperaturen erklären, lediglich die August bzw. August-Septembertemperaturen werden, neben biologisch schwer zu interpretierenden Variablen, herangezogen. Hier sind warme Spätsommer mit späterer Laubverfärbung verknüpft.

Station	Breite	Länge	Höhe ü. NN	Anfang	Ende	Fehlende Daten
F.-Feldbergstraße	50°07'	8°40'	103	1.1.1900	1.12.1961	1945, Mrz-Mai
F.-Stadt	50°09'	8°41'	125	1.12.1961	6.9.1984	
F.-Palmengarten	50°08'	8°39'	107	1.11.1985	31.12.2000	2000, Mrz-Apr

Tab. 3 Verwendete Klimareihen Frankfurt/Main.

In einem weiteren Schritt wurden für den Monat bzw. die 2 Monate, die als unabhängige Variable F1, F2 und F3 ausgewählt wurden, die jeweils 5 wärmsten und kältesten Jahre bestimmt (Tab. 2e). Bei Übereinstimmung von klimatologischen und phänologischen Extremjahren sind die entsprechenden Jahre gelb hinterlegt. Der Blick auf die Tab. 2 zeigt, dass bei den Frühjahrs- und Sommerphasen extrem warme Jahre häufig phänologisch sehr frühen Jahren entsprechen. Im Herbst müssen dagegen Jahre mit warmem Spätsommer den Jahren mit später Laubverfärbung gegenüber gestellt werden.

	Dez	DezJan	Jan	JanFeb	Feb	FebMrz	Mrz	MrzApr	Apr	AprMai	Mai
1901-1910	2,09	1,47	0,86	1,52	2,18	3,96	5,74	7,70	9,66	11,96	14,26
1911-1920	3,56	2,49	1,41	2,12	2,83	4,58	6,33	7,91	9,49	12,23	14,96
1921-1930	1,67	1,75	1,82	2,18	2,53	4,41	6,30	7,93	9,56	11,95	14,34
1931-1940	1,19	1,25	1,30	1,76	2,23	4,13	6,04	8,00	9,96	12,36	14,76
1941-1950	1,46	0,54	-0,37	0,84	2,06	4,03	6,36	8,95	11,55	13,25	14,95
1951-1960	2,98	2,12	1,26	1,50	1,74	4,21	6,69	8,63	10,57	12,64	14,70
1961-1970	0,77	0,59	0,40	1,39	2,38	3,82	5,26	7,83	10,40	12,22	14,03
1971-1980	2,49	1,92	1,36	2,12	2,89	4,52	6,15	7,53	8,91	11,26	13,60
1981-1990	3,10	2,48	1,87	1,91	1,95	4,23	6,51	8,10	9,70	12,13	14,55
1991-2000	2,89	2,75	2,60	2,97	3,34	5,25	7,41	9,13	10,86	13,04	15,43

Tab. 4 Dezennienmittel der Lufttemperatur (Frankfurt /Main) für verschiedene Frühjahrsmonate.

Die Monatsmitteltemperaturen im Frühjahr für die 10 Dezennien des letzten Jahrhunderts (Klimastation Frankfurt am Main, Tab. 4) zeigen ebenfalls erstaunliche Übereinstimmungen mit der Phänologie (Geisenheim): Das wärmste Dezemberdezennium war 1911-1920, was sich auch in der Hasel- und Schneeglöckchenblüte widerspiegelt. Die Monate April und April-Mai waren in den Jahren 1941-1950 am wärmsten, in diesen Jahren tritt auch die Fliederblüte im Mittel am frühsten ein. Für alle anderen Monate des Frühjahrs gilt, dass die neunziger Jahre sowohl das wärmste als auch das Dezennium mit dem frühsten Phaseneintritt waren.

Für die phänologische Station Frankfurt trifft dieser Vergleich nur bedingt zu: Bei je etwa der Hälfte der Phasen ist das Dezennium 1911-1920 bzw. 1991-2000 das frühste. Möglicherweise habe häufigere Stationswechsel zu mehr Inhomogenität geführt. Der Verlauf aller Phasen in Frankfurt (Abb. 2) ist beispielsweise weniger parallel als der in Geisenheim (Abb. 1). Aber auch in Teterow (Abb. 3), das ähnliche, gleichlaufende phänologische Zeitreihen besitzt wie Geisenheim, sind bei einigen Phänophasen nicht die neunziger Jahre das Dezennium mit den frühsten Eintrittsterminen, sondern oftmals auch die Jahre 1911-1920. Ein weiteres, schönes Beispiel für eine Verfrühung des Frühlings in den neunziger Jahren stellt die phänologische Uhr der Stadt Halle (Wendling, S. 240) dar.

Zusammenfassung

Die drei ausgesuchten phänologischen Stationen Frankfurt am Main, Geisenheim und Teterow besitzen relative vollständige phänologische Reihen für eine Vielzahl von beobachteten Phasen. Beobachterwechsel, ein Wechsel der beobachteten Pflanzen (immer bei Stationswechseln) und die durchgeführte Datenergänzung mit Daten benachbarter Stationen können aber Inhomogenitäten verursacht haben. Bei einer vergleichenden Analyse von phänologischen Daten und der Lufttemperatur kann gezeigt werden, dass die Temperaturen der 2-3 vorangehenden Monate den Eintritt einer Phänophase entscheidend steuern und bis zu 70% der gemeinsamen Varianz erklären. So entsprechen Jahre mit extrem frühem oder spätem Phaseneintritt oftmals Jahren mit extrem warmen oder kalten Frühjahrsmonaten. Anhand der Daten der Station Geisenheim zeigt sich, dass fast alle Frühjahrsphasen, (außer Hasel-, Schneeglöckchen- und Fliederblüte) 1991-2000 als das frühste Dezennium haben.

Insgesamt zeigt die Verfrühung phänologischer Frühjahrs- und Sommerphasen im letzten Jahrzehnt eindrucksvoll, wie sich Temperaturerhöhungen auswirken. Durch ihre Anschaulichkeit und die immer gegebene Möglichkeit, aktiv selbst Beobachtungen anzustellen, kann die Phänologie zu einem wichtigen Teil der Umweltbildung und -erziehung werden. In der Forschung bedarf es vermehrter Anstrengungen, die Auswirkungen solcher Verschiebungen von phänologischen Phasen auf die Konkurrenz, Interaktion und Fitness von Arten zu analysieren (beispielsweise Frostgefahr, Wachstum und Kohlenstoffbindung von verschiedenen Pflanzenarten, Synchronie zwischen Pflanzenentwicklung und Schadinsekten).

Literatur

Deutsche Meteorologische Jahrbücher US Zone 1945, 1946, 1947, 1948, 1949, 1950, Deutscher Wetterdienst in der US-Zone, Zentralamt Bad Kissingen, 1949-1952.

Deutsches Meteorologisches Jahrbuch, Britische Zone,1945-1948, Ergänzungsband sowie Deutsches Meteorologische Jahrbücher, Britische Zone, 1949, 1950 Teil I-III, Meteorologisches Amt für Nordwestdeutschland, Hamburg, 1950, 1951.

Deutsches Meteorologisches Jahrbuch, Gebiet der ehemaligen französischen Besatzungszone 1945-1952, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, 1960.

Hechler, P. (1988): Untersuchungen zur Auswirkung von Klimaänderungen auf die Pflanzenwelt, Diplomarbeit an der Humboldt-Universität Berlin, Bereich: Meteorologie und Geophysik.

Ihne, E. (1883-1841): Beiträge zur Phänologie / Phänologische Beobachtungen / Phänologische Mitteilungen, versch. Verlage und Orte

Paesler, M. (1983): Homogenisierung. In: Schönwiese, C.-D. (Red.) Statistische Methoden in der Klimatologie, Promet 1/2.

Phänologische Tabellen 1947-1950 / 1951-1953 / 1954-1956 aus dem Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik, bearbeitet von F. Seyfert, Abhandlungen des Meteorologischen und Hydrologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik, Nr. 37, 50 und 57, Akademie-Verlag, Berlin, 1957, 1960, 1961.

Rapp, J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 212, Offenbach am Main.

Schnelle, F. (1955): Pflanzenphänologie. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft, Geest & Portig KG.

Schnelle, F. und Witterstein, F. (1952): Beiträge zur Phänologie Deutschlands, II. Tabellen phänologischer Einzelwerte von etwa 500 Stationen der Jahre 1936-1944. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone Nr. 41 (1952).

Langzeitverhalten hydrometeorologischer Größen

B. Dietzer, Th. Günther, A. Klämt, H. Matthäus, T. Reich

Einleitung

Nach den Feststellungen im „Third Assessment Report Climate Change 2001" des IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) wird für die nächsten 100 Jahre mit einer Erhöhung der mittleren globalen Lufttemperatur um 1,4 bis 5,8 K gerechnet. Eine solche markante „Klimaveränderung" hat auch spürbare Auswirkungen auf den Wasserhaushalt, da ein Temperaturanstieg allgemein zu einer Intensivierung des hydrologischen Kreislaufs führt. Die Folgen sind: Erhöhte Niederschlags- und Verdunstungsraten. Bisher vorliegende Aussagen über Klimaveränderungen beziehen sich im Wesentlichen auf großräumige Bereiche. Angaben über Änderungen der Klimagrößen und des Wasserhaushaltes im regionalen Bereich, z. B. für einzelne Flussgebiete in den Bundesländern liegen jedoch noch nicht vor. Die Wasserwirtschaftsverwaltungen der Länder Baden-Württemberg und Bayern sowie der Deutsche Wetterdienst, Geschäftsfeld Hydrometeorologie haben die Notwendigkeit von regionalen Untersuchungen erkannt. Sie haben daher ein gemeinsames längerfristiges Kooperationsvorhaben zum Thema „Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft" (KLIWA) vereinbart.

Für die Wasserwirtschaft können sich signifikante Veränderungen der mittleren Größen sowie Veränderungen im Schwankungs- und Extremverhalten ergeben. Betroffen davon wären Oberflächenabflüsse (Hochwasser, Niedrigwasser), Bodenwasserhaushalt und die Grundwasserneubildung. Im Interesse der Wasserwirtschaft galt es daher zu untersuchen, ob sich eine Klimaveränderung an den hydrometeorologischen Größen Niederschlag einschließlich Schneedecke und Verdunstung feststellen lässt. Im vorliegenden Beitrag werden erste Ergebnisse aus den KLIWA-Untersuchungen zum Langzeitverhalten dieser Größen in Baden-Württemberg mitgeteilt. Da die hydrometeorologischen Zeitreihen auf Punktmessungen basieren, müssen für hydrologische Betrachtungen die Punktergebnisse auf die Fläche übertragen werden. Dafür wurden problemspezifische, komplexe Regionalisierungsverfahren entwickelt und angewendet.

Gebietsniederschläge

Im Rahmen des KLIWA-Projekts (Reich, 2000) wurden für das Land Baden-Württemberg und den Zeitraum ab 1931 aus etwa 600 teils kurzen, teils sehr langen Niederschlags-Messreihen unter Ausnutzung klimatologisch-statistischer Hintergrundinformationen Reihen von Tageswerten der Niederschlagshöhe an 707 Gitterpunkten im Abstand von etwa sieben Kilometern berechnet. Diese Gitterpunktreihen wurden in einem weiteren Arbeitsschritt zu 14 Gebietswertreihen zusammengefasst und anhand statistischer Auswertungen zu Monatswertreihen verdichtet. Die derart gewonnenen Monatswertreihen sollten auf vorhandene Sprünge oder Trends untersucht werden. Die analogen Arbeiten für die 22 Untersuchungsgebiete in Bayern werden zurzeit durchgeführt. Abb. 1 zeigt die Grenzen der Gebiete in Baden-

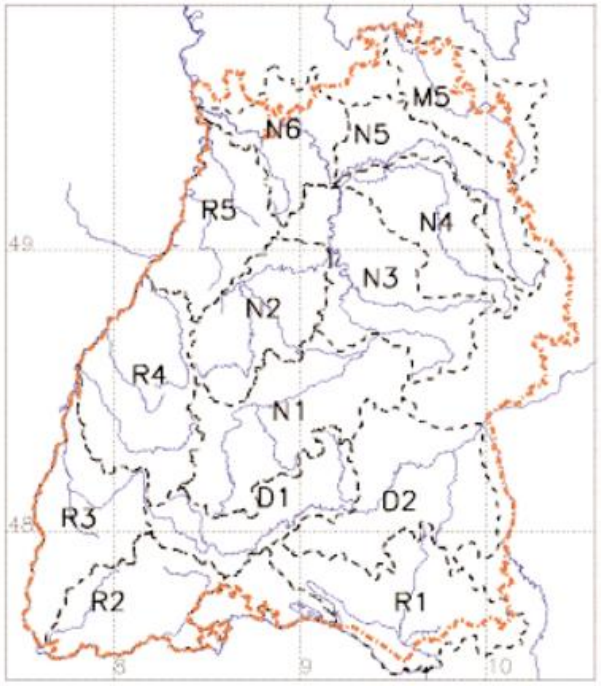


Abb. 1 KLIWA: Grenzen der Untersuchungsgebiete in Baden-Württemberg. D=Donau, N=Neckar, M=Main, R=Rhein (Ziffer=lfd. Nummerierung im Projekt KLIWA)

Württemberg, für die die nachfolgend präsentierten Auswertungen erfolgten. Die vierzehn Gebiete haben eine durchschnittliche Größe von 1500 bis 2500 km^2.

Für jedes dieser Gebiete wurden monatlich aus den Tageswerten folgende Parameter berechnet: die Summe – also der eigentliche Monatswert der Gebietsniederschlagshöhe – der Mittelwert und die Standardabweichung sowie der höchste Tageswert. Da die Tageswerte nicht normalverteilt sind, wurden zusätzlich noch wichtige Quantile (Median, unteres und oberes Quartil, oberes Dezil sowie der Quartilabstand) und Überschreitungs-häufigkeiten für geläufige Schwellenwerte der Niederschlagshöhe (0.1 mm/d, 1 mm/d, 2 mm/d, 5 mm/d, 10 mm/d, 15 mm/d, 20 mm/d und 50 mm/d) bestimmt – also 17 Parameterreihen für jedes Gebiet. Jede der insgesamt 238 Reihen wurde mit Hilfe mehrerer statistischer Verfahren auf das Vorhandensein von Bruchpunkten und Trends untersucht.

Abgesehen von „Schein-Inhomogenitäten" am Beginn oder am Ende einer Reihe, die durch vereinzelte extreme Werte an diesen exponierten Positionen vorgetäuscht werden, und mit Ausnahme weniger künstlicher Brüche in den Reihen, die durch die unterschiedliche Anzahl der zur Gebietswertberechnung verwendeten Messreihen in verschiedenen Zeitabschnitten begründet sind, treten bei den meisten Auswertegrößen vorrangig Inhomogenitäten in den sechziger und siebziger Jahren auf. Diese Änderungen lassen sich zwar nicht immer mit hinreichender Signifikanz nachweisen, und in vielen Fällen widersprechen sich die einzelnen Tests bei der Wahrscheinlichkeit, mit der die stets zugrunde liegende Nullhypothese „Homogenität" bzw. „Trendfreiheit" zurückzuweisen ist, doch sind die Brüche in einem beachtlichen Teil der Reihen bei der Darstellung der übergreifenden Mittel in der Regel sichtbar.

Als Beispiel mögen der Median, der arithmetische Mittelwert und die Standardabweichung der Tageswerte des Gebietsniederschlags im Gebiet N1, am Oberlauf des Neckar, dienen, die in Abb. 2 dargestellt sind: Median und Mittelwert weisen einen Bruch Ende 1964 auf, wobei der Inhomogenität der Medianwertreihe bei einer Wahrscheinlichkeit von etwa 67% keine Signifikanz beizumessen ist. Die Wahrscheinlichkeit für einen Bruch in der Mittelwertreihe liegt nach dem gleichen Test dagegen schon bei 96,5%. Die Reihe der Standardabweichungen weist einen noch größeren Sprung auf, die Wahrscheinlichkeit einer Inhomogenität lässt sich auf 97,5 % schätzen; allerdings tritt der Bruch erst im Jahre 1976 ein. Tatsächlich handelt es sich nicht um abrupte Änderungen der Reihen, sondern um gleitende Übergänge zwischen den beiden Reihenabschnitten mit einer Dauer zwischen einem und drei

Jahren. Zusammenfassend lässt sich folgern, dass in den Jahren zwischen 1964 und 1977 eine Veränderung der Häufigkeitsverteilung der Tageswerte des Gebietsniederschlags stattgefunden hat: Die Häufigkeit starker Gebietsniederschläge hat in den sechziger und siebziger Jahren zugenommen. Allerdings ist einzuschränken, dass die nachgewiesenen Veränderungen im Vergleich zu regionalen Unterschieden in Baden-Württemberg gering sind.

Ein letzter Beleg für die Zunahme starker Gebietsniederschläge sei die Reihe der Überschreitungshäufigkeiten für den Schwellenwert von 15 mm/d, die in Abb. 3 dargestellt ist. Es ist zu bedenken, dass es sich hierbei nicht um Punktwerte≥ 15 mm/d handelt, sondern um den Mittelwert in einem etwa 2000 km^2 umfassenden Areal. Auch wenn der Verlauf der Kurve durch relativ starke Variationen gekennzeichnet ist, lässt sich der Anstieg im Jahre 1976 um etwa 0,14 Tage – nahezu 20% – pro Monat wahrnehmen. Die Wahrscheinlichkeit, dass es sich tatsächlich um eine Inhomogenität handelt, liegt bei etwa 93,8 %.

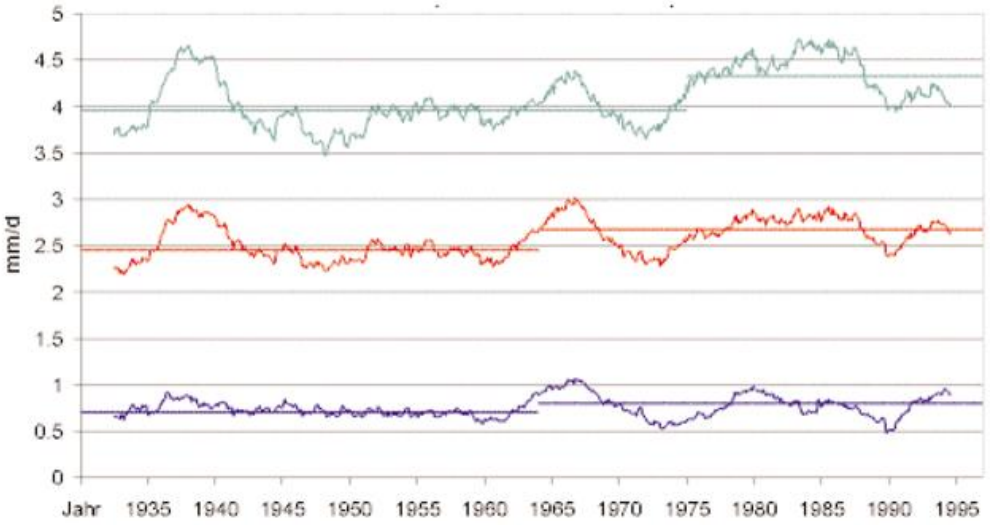


Abb. 2 Fünfjährig übergreifende Mittel der Monatswerte von Median (unten), Mittelwert und Standardabweichung (oben) im Gebiet N1 (Neckar oberhalb Fils).



Abb. 3 Fünfjährig übergreifende Mittel der monatlichen Anzahl von Tagen mit Gebietsniederschlagshöhen ≥15mm/d im Gebiet N1 (Neckar oberhalb Fils).

Ungeachtet der Tatsache, dass nicht in allen vorliegenden Reihen derart deutliche Brüche sichtbar werden, lässt sich doch ein gewisser Umbruch in der Zeit um 1970 nicht leugnen. Es stellt sich mithin die Frage nach den Gründen.

Zu Erhellung der Ursachen bieten sich natürlicherweise die Formen der atmosphärischen Zirkulation an. Basierend auf der jüngsten Fassung des Katalogs der Großwetterlagen in Mitteleuropa von Gerstengarbe, Werner und Rüge (Gerstengarbe et al., 1999) sind in Abb. 4 zehnjährig übergreifende mittlere Häufigkeiten der drei grundlegenden Zirkulationsformen dargestellt. Es kann wohl kaum als Zufall gelten, dass gerade in der Zeit, in der in den meisten der untersuchten Gebietswertreihen eine Veränderung zu verzeichnen ist, ein sichtbar zunehmender Trend der Häufigkeit zonaler und gemischter Zirkulationsformen beginnt, während die Häufigkeit meridionaler Zirkulationsformen zurückgeht.

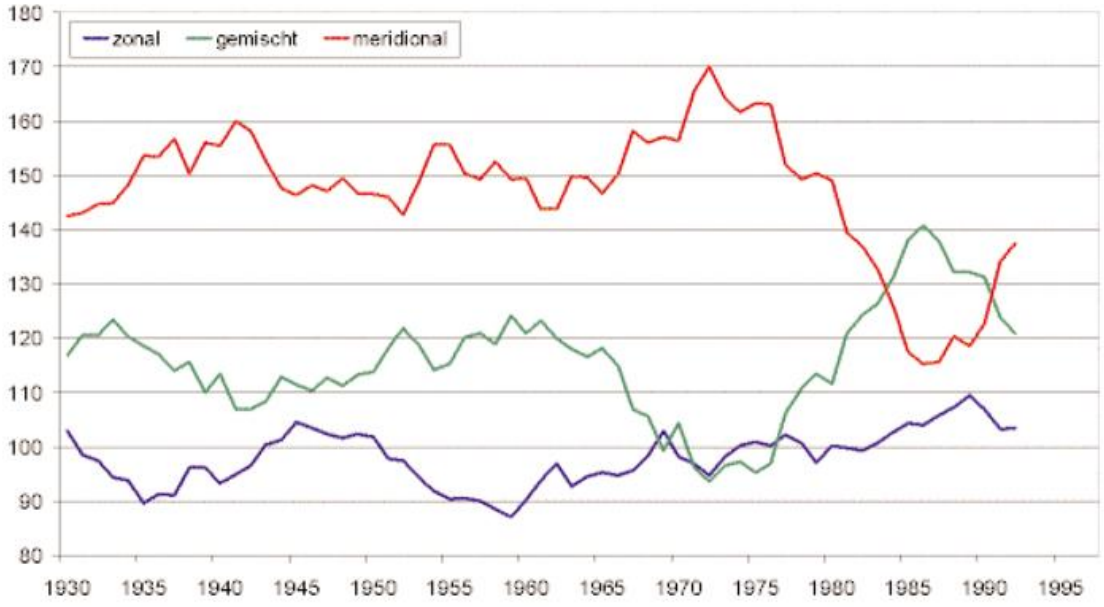


Abb. 4 Jährliche Häufung von Zirkulationsformen in Mitteleuropa. Zehnjährig übergreifende Mittelwerte 1931-1997.

Eine stärkere Differenzierung dürfte sich ergeben, wenn sowohl die Häufigkeiten der Zirkulationsformen als auch die Monatswertreihen der statistischen Parameter nach Jahreszeiten getrennt werden. Derartige Untersuchungen sind für den weiteren Projektverlauf geplant. Sollten sich tatsächlich Zusammenhänge zwischen einer erhöhten Häufigkeit zonaler und gemischter Zirkulationsformen und der Vergrößerung der Varianz der täglichen Niederschlagshöhen, wie sie sich an den Monatsreihen ablesen lässt, ergeben, wäre damit die Grundlage für weiterführende Szenariountersuchungen gelegt.

Starkniederschlagshöhen

Für die Untersuchungen zum Langzeitverhalten extremer Niederschlagsereignisse konnte in Baden-Württemberg auf Zeitreihen täglicher Niederschlagshöhen zurückgegriffen werden, die maximal bis 1861 zurückreichen. Da die Stationen mit langen Zeitreihen im Land aber sehr unregelmäßig verteilt sind, wurde zunächst nur der

Zeitraum 1931 bis 1998 untersucht (Dietzer, 2000). Die 96 Stationen, an denen für diese Zeitspanne Daten verfügbar sind, liegen relativ gleichmäßig im Land verteilt, so dass einigermaßen gesicherte flächendeckende Aussagen für ganz Baden-Württemberg damit gemacht werden können. Leider haben fast alle Messreihen Lücken, wobei besonders die Kriegsjahre 1945/46 betroffen sind. Lediglich 11 der 96 Reihen liegen im Zeitraum 1931 bis 1998 lückenlos vor.

Mann-Kendall-Trendtest

„Der Trendtest nach Mann und Kendall ist ein geeignetes Verfahren zur Abschätzung der Signifikanz, ohne dass eine Normalverteilung der Daten oder die Linearität des Trends vorausgesetzt wird. Der Test bewertet lediglich ein relatives Ansteigen oder Abfallen der Reihenwerte, aus der keinerlei detaillierte Informationen über den zeitlichen Verlauf der Änderungen abgeleitet werden kann. Allerdings werden in einem einzigen Analyseschritt alle möglichen in der Zeitreihe vorkommenden Trends erfasst. Die Signifikanzaussage darf deshalb nicht auf den linearen Trend bezogen werden, der strenggenommen Normalverteilung voraussetzt".

An den jährlichen Extremwertserien des Zeitraumes 1931 bis 1998 der Dauerstufe D = 24 h bis 240 h wurden für die Perioden Jahr, Sommer (Mai bis September) und Winter (Oktober bis April) Trenduntersuchungen mit dem Mann-Kendall-Trendtest durchgeführt. Für das Winterhalbjahr findet man für 24 Std. Starkniederschlagshöhen nur wenige signifikante Aussagen, die auf steigende Trends hindeuten (Abb. 5). Die auffälligen Stationen liegen im Schwarzwald und im Norden von Baden-Württemberg.

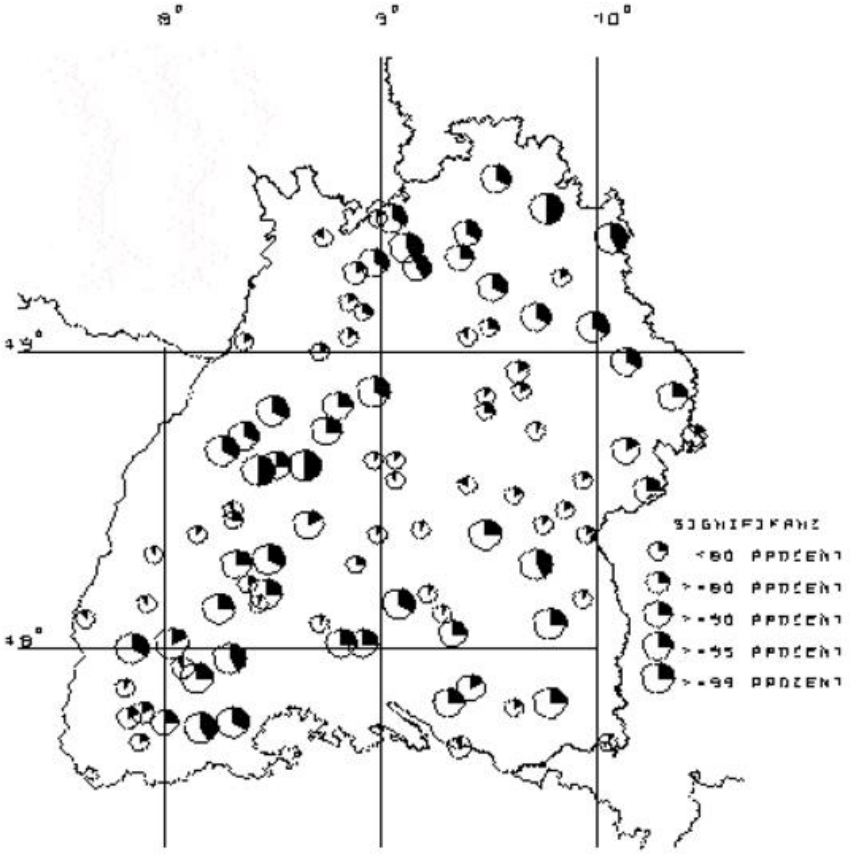


Abb. 5 Zu- und Abnahme der Niederschlagsextreme in Prozent des Mittelwerts. 96 Stationen, Zeitraum: 1931-1998, Dauer: D=24 h, Okt.-April., Jährl. Serien .

Die Abbildung zeigt in „Törtchen"-Darstellung die Zunahme (Kreis im Uhrzeigersinn gefüllt) und Abnahme (gefüllt im Gegenuhrzeigersinn) der Starkniederschlagshöhen im Zeitraum 1931 bis 1998 in Prozent des Mittelwertes der Zeitreihe. Der Prozentwert entspricht dem ausgefüllten Flächenanteil des Kreises: ein viertel-gefüllter Kreis bedeutet 25%, halb gefüllt 50% usw. Die Signifikanz des Trends wird durch die Größe des Kreises ausgedrückt (siehe Legende).

Die Anzahl der Stationen mit steigendem Trend nimmt mit der Länge der Niederschlagsdauer allerdings deutlich zu. Dies betrifft sowohl den Trendwert als auch die Signifikanz des Trends. Bei der Dauerstufe D = 240 h (Abb. 6) sind nur noch in der Mitte von Baden-Württemberg keine Stationen mit signifikant steigenden Trends zu finden. Dagegen liegt die Zunahme der Starkniederschlagshöhen im Schwarzwald sowie in den nordöstlichen Teilen von Baden-Württemberg teilweise bei 40–50% vom Mittelwert der Zeitreihe.

Im Sommerhalbjahr sind die Trendaussagen bei allen Dauerstufen wesentlich unsicherer. Selbst bei der Dauerstufe D = 240 h liegen nur an 7 der 96 Stationen signifikante Anzeichen (> 95%) für einen steigenden Trend vor, an 2 Stationen für einen fallenden Trend. Die Stationen liegen unregelmäßig über die Fläche von Baden-Württemberg verteilt (Abb. 7).
Betrachtet man die extremen Niederschlagshöhen des gesamten Jahres, so findet man - bedingt durch das Ansteigen der winterlichen Starkniederschlagshöhen - ähnliche Aussagen wie für das Winterhalbjahr. Die absoluten Zunahmen sind jedoch insgesamt geringer.

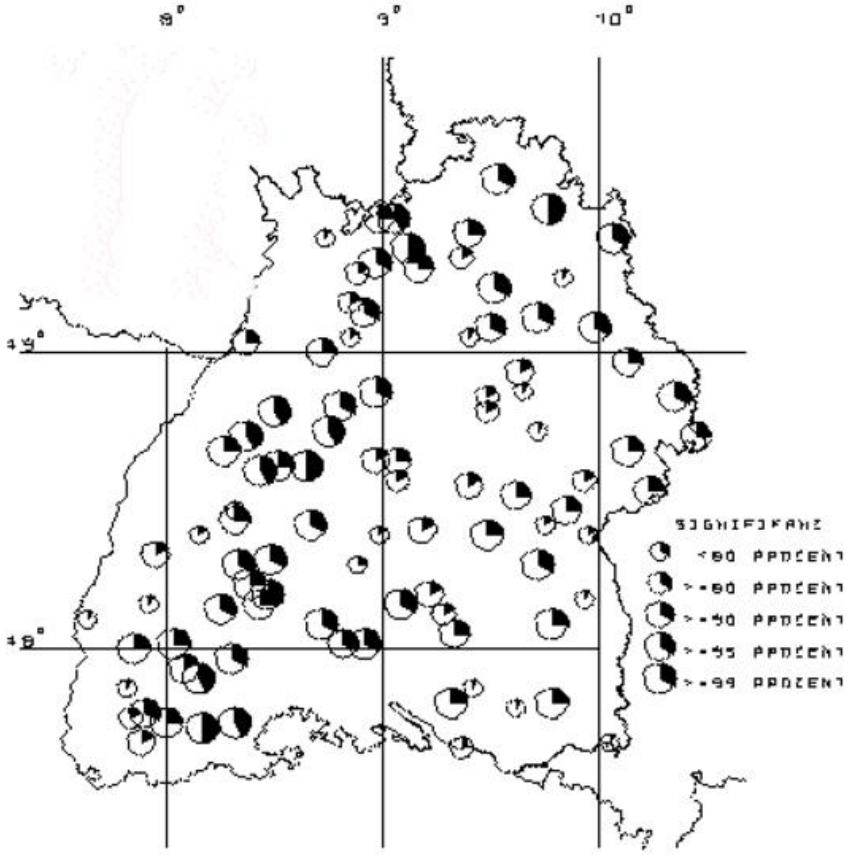


Abb. 6 Zu- und Abnahme der Niederschlagsextreme in Prozent des Mittelwerts. 96 Stationen, Zeitraum: 1931-1998, Dauer: D = 240 h, Okt.-April., Jährl. Serien .

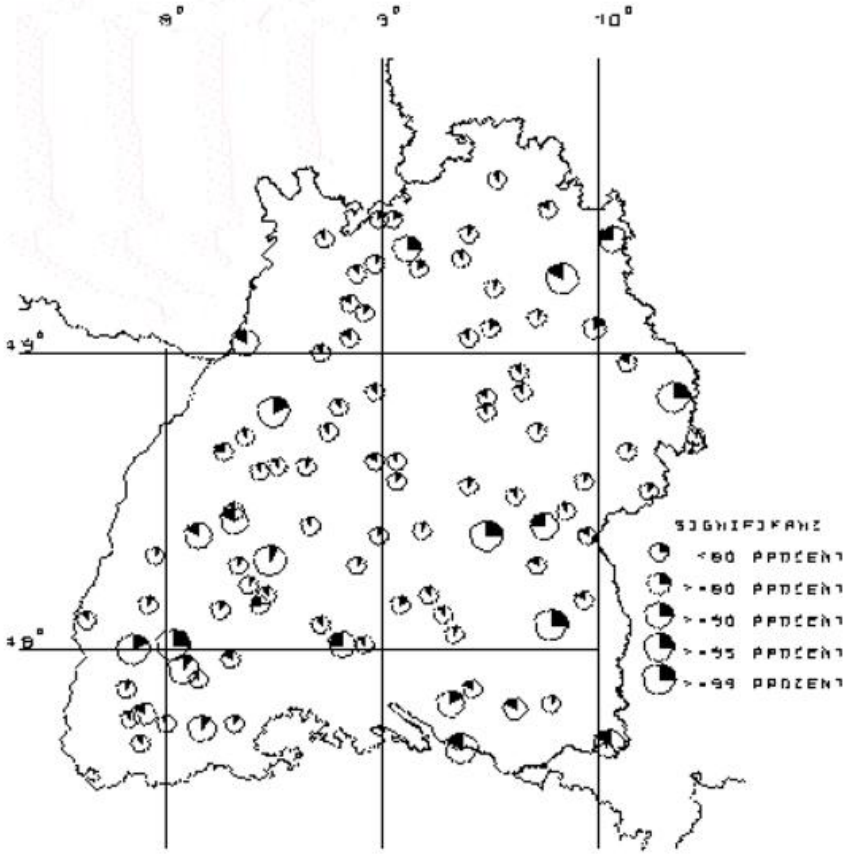


Abb. 7 Zu- und Abnahme der Niederschlagsextreme in Prozent des Mittelwerts. 96 Stationen, Zeitraum: 1931-1998, Dauer: D = 240 h, Mai - Sep., Jährl. Serien .

Um den Einfluss der Länge der Zeitreihen auf das Trendverhalten zu prüfen, wurde der Mann-Kendall-Trendtest bei den 31 Stationen mit Daten vor 1931 auch auf die gesamte vorliegende Zeitreihe angewendet und mit den Ergebnissen der Zeitreihe 1931 bis 1998 verglichen.

Während im Sommerhalbjahr die Trendaussagen gering und wenig signifikant bleiben, erkennt man im Winterhalbjahr an den meisten Stationen sowohl eine Abnahme des Trendbetrages als auch der Signifikanz des Mann-Kendall-Trendtestwertes. Die Ergebnisse müssen aber, ebenso wie Auswertungen mit vorwärts- und rückwärtsschreitenden Trendberechnungen, noch näher untersucht werden.

In einer weiteren Auswertung wurde geprüft, ob Niederschlagsextremwerte in den letzten Jahren verstärkt aufgetreten sind. Dazu wurde für den Zeitraum 1901 bis 1998 das zeitliche Auftreten der partiellen Serienwerte (die 269 höchsten Starkniederschlagsereignisse) der 19 längsten Zeitreihen für die verschiedenen Dauerstufen in 5-Jahres-Intervallen ausgezählt.

Die Abb. 8 zeigt, mit welcher prozentualen Häufigkeit die Niederschlags-Extremwerte der 19 Stationen (Dauerstufe 24 h, gesamtes Jahr) im Zeitraum 1901 bis 1998 in den entsprechenden 5-Jahres-Zeiträumen aufgetreten sind. Es zeigt sich, dass der Zeitraum 1981 bis 1985 am stärksten besetzt ist, gefolgt von den Zeiträumen 1986 bis 1990 und 1991 bis 1995. Der jüngste Zeitraum (auf 5 Jahre hochgerechnet) liegt deutlich darunter.

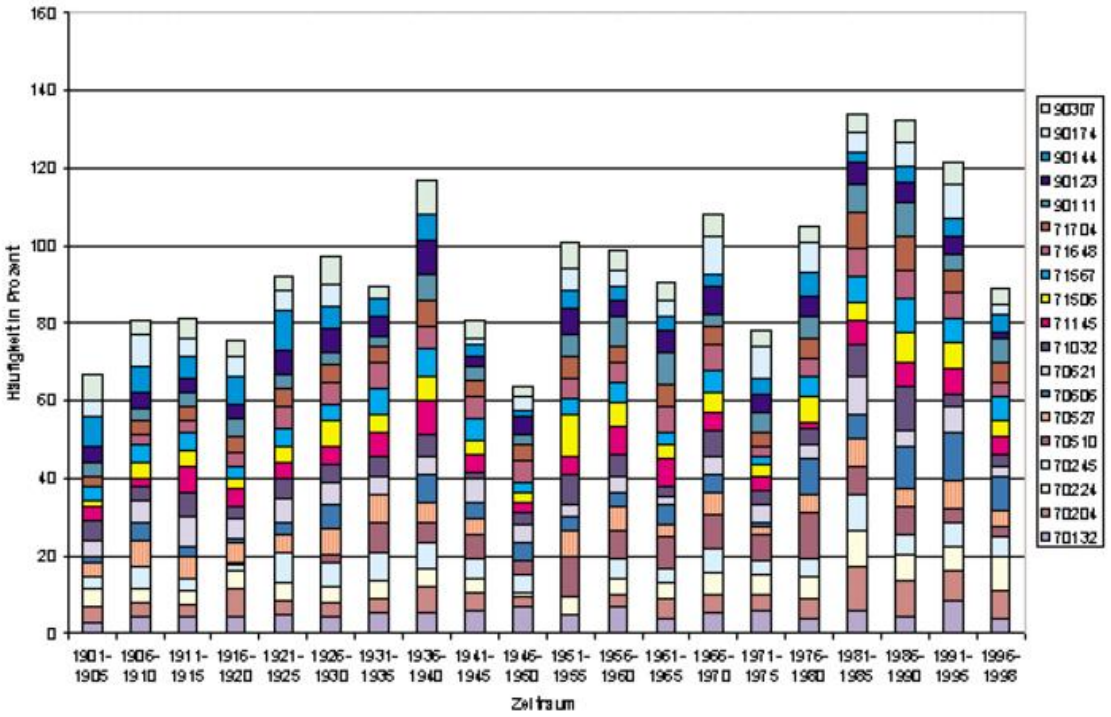


Abb. 8 Verteilung der extremen Niederschlagshöhen partieller Serien auf die Jahre 1901 bis 1998, Dauerstufe D = 24 h, Januar-Dezember.

Dagegen fallen bei der Dauerstufe D = 48 h (Abb 9) die letzten 5-Jahres-Intervalle nicht mehr besonders heraus: die meisten extremen Ereignisse dieser Dauerstufe sind in den Jahren 1936 bis 1940 aufgetreten, die Jahre 1981 bis 1985 liegen eher im Mittelfeld.

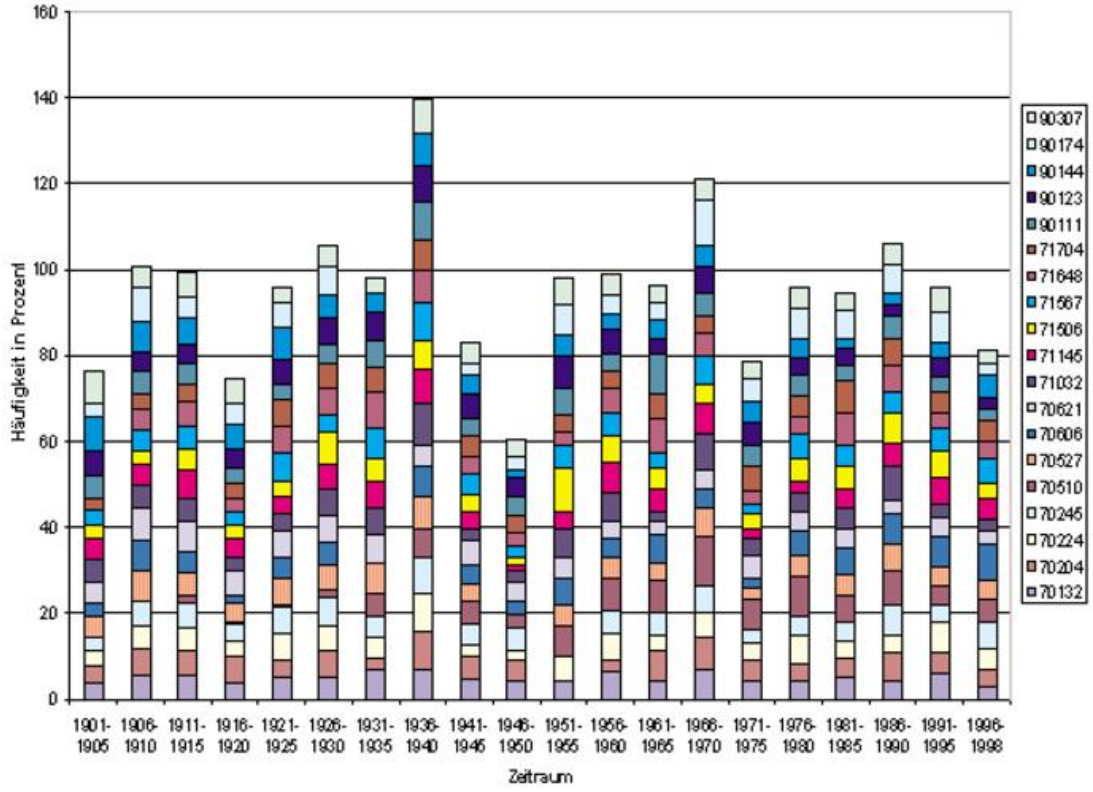


Abb. 9 Verteilung der extremen Niederschlagshöhen partieller Serien auf die Jahre 1901 bis 1998, Dauerstufe D = 48 h, Januar-Dezember.

Trockenperiode:
Eine Trockenperiode ist eine Aufeinanderfolge von mindestens elf Tagen, wobei die Niederschlagshöhe an allen Tagen kleiner oder gleich 1.0 mm sein muss.

Nassperiode:
Eine Nassperiode setzt sich aus einer Folge von mindestens acht nassen Tagen (siehe unten) zusammen, wobei ein einzelner trockener Tag (= Tag entspricht nicht der Definition eines Nasstages) die Nassperiode nicht unterbricht.

Untersucht man das zeitliche Auftreten der 10 größten Niederschlagsereignisse z.B. der Dauerstufe D = 24 h, so findet man, dass diese nur an den Stationen Dobel und Möckmühl in den späten Neunziger Jahren gehäuft aufgetreten sind.

Insgesamt zeigt sich, dass die Zunahme der Extremwerthäufigkeit über mehrere Zeiträume an den meisten Stationen bereits vor 1995 beendet ist.

Extreme Trocken- und Nassperioden

Änderungen im Verhalten extremer Niederschläge können sich auch auf die Andauer von Niederschlagsereignissen auswirken. Ein weiterer Teil der Untersuchungen beschäftigt sich daher mit Trenduntersuchungen der Andauer von extremen Trocken- und Nassperioden (Dietzer, 2000).

Ein Tag wird als *nass* bezeichnet, wenn das linear gewichtete Mittel der Niederschlagshöhen der letzten sieben Tage einen definierten Schwellenwert übersteigt.

- Die Niederschlagshöhe des ersten Tages bekommt das Gewicht 0.1, die des letzten das Gewicht 1.0. Die Gewichte der Tage zwei bis sechs erhält man durch lineare Interpolation. Der Mittelwert ergibt sich als Summe der Produkte aus Niederschlagshöhen und den entsprechenden Gewichten, geteilt durch die Summe der Gewichte.

- Der Schwellenwert weist einen Jahresgang auf mit einem Maximum von 5 mm am 7. Juli und einem Minimum von 1 mm am 7. Januar. Er hat einen sinusförmigen Verlauf mit einer Periodendauer von 365 Tagen.

Für den Zeitraum 1931 bis 1998 wurde die Länge der Trocken- und Nassperioden stationsweise für die Zeitspanne Sommer (Mai bis September) und Winter (Oktober bis April) an den schon erwähnten 96 Stationen in Baden-Württemberg bestimmt. Die so gewonnenen Zeitreihen wurden mit dem Mann-Kendall-Trendtest auf etwa vorhandene Trends untersucht. Die Zu-/Abnahme der Andauer der extremen Trocken- und Nassperioden wurden über eine Regressionsgerade berechnet, die den 30-jährig tiefpassgefilterten Datenreihen angepasst wurde. Die auf ganze Tage gerundeten Differenzen zwischen dem Wert der Regressionsgeraden von 1998 und 1931 sind der Abb.10 zu entnehmen.

Man erkennt folgende Änderungen bei der Andauer von Nass- und Trockenperioden im Zeitraum 1931 bis 1998:

- Die Länge der extremen Nassperioden nimmt im Sommer im Schnitt um 1 bis 3 Tage ab, wobei im Südwesten von Baden-Württemberg vereinzelt sogar Abnahmen von 5 bis 7 Tagen auftreten.

- In den Wintermonaten überwiegt die Zunahme der Andauer der Nassperioden um zumeist 3 bis 6 Tage, wobei im südlichen Schwarzwald auch positive Änderungen um über 10 Tage auftreten.

- Dagegen verändert sich im betrachteten Zeitraum die Länge der extremen Trockenperioden nur wenig: während im Sommer wieder eine geringe Abnahme um etwa 1 Tag zu beobachten ist, findet man im Winter meist eine ebenfalls geringe Zunahme um 1 bis 2 Tage.

- Für den Winter ist also sowohl eine Zunahme extremer Nassperioden als auch eine (leichte) Zunahme extremer Trockenperioden festzustellen. Dies deutet darauf hin, dass im Winterhalbjahr sich im Niederschlagsgeschehen eine Tendenz zu länger anhaltenden Wetterereignissen herausgebildet hat.

Allerdings sind diese Aussagen für die meisten Stationen nur als Tendenzen einzustufen. Nur wenige Änderungen können als signifikant bewertet werden.

Bei den Nassperioden finden sich signifikante Abnahmen im Sommer regional nur im Südwesten und Nordosten von Baden-Württemberg, während die Zunahme in den Wintermonaten besonders im Schwarzwald signifikant ist.

Für die Trockenperioden gibt es nur eine ganz geringe Anzahl von signifikanten Ereignissen, die keine regionalen Aussagen zulassen.

Betrachtet man die Verteilung der partiellen Serien der extremen Nass- und Trockenperioden auf die Jahre 1901 bis 1998, so findet man bei den Nassperioden besonders im Winterhalbjahr eine Häufung in den Jahren 1976 bis 1995, mit abnehmender Tendenz in den neunziger Jahren. Extreme Trockenperioden traten im Sommerhalbjahr (und weniger ausgeprägt auch im Winterhalbjahr) besonders häufig in der Zeitspanne 1971 bis 1975 auf.

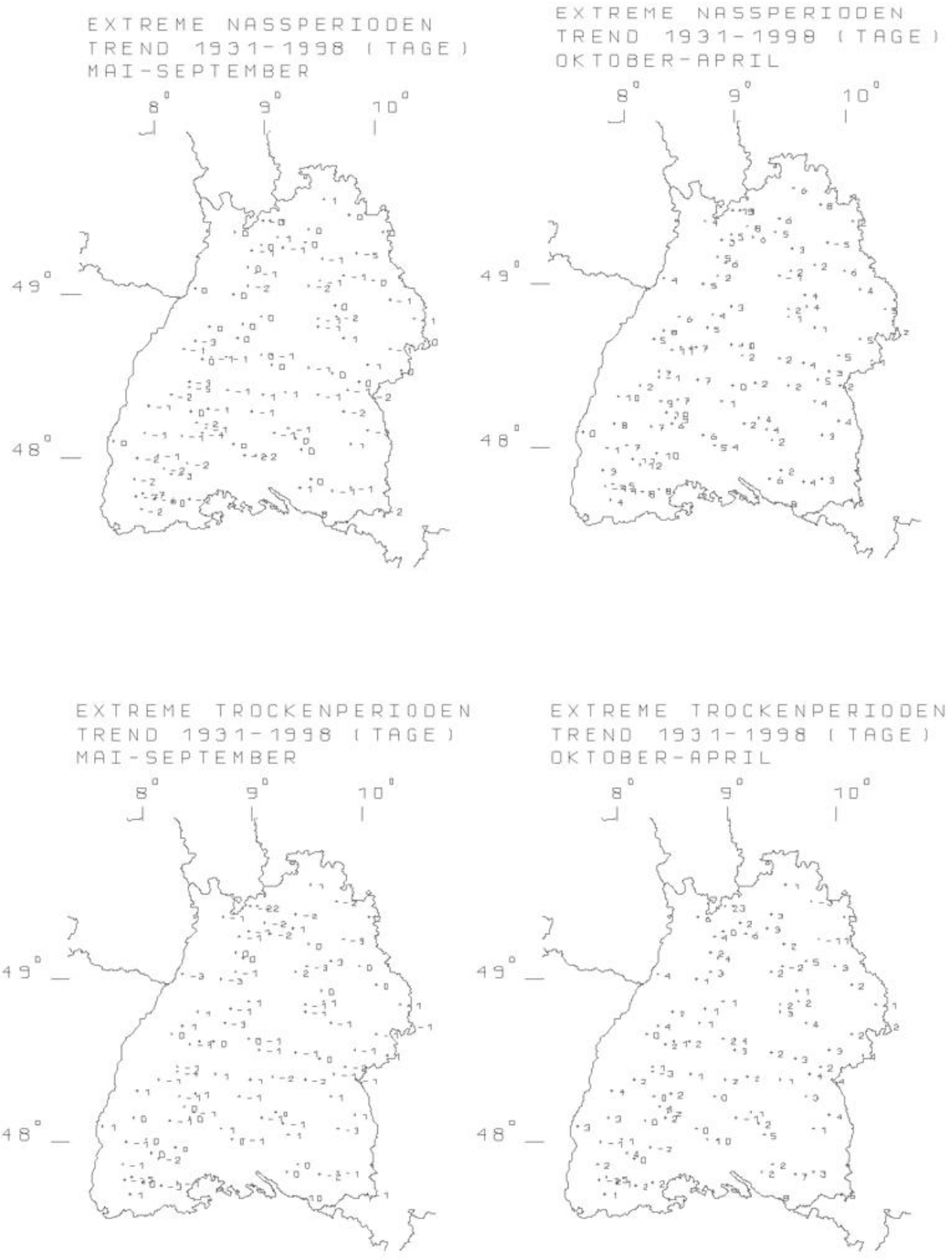


Abb. 10 Änderungen der extremen Nass- und Trockenperioden im Zeitraum 1931-1998.

Schneedeckendauer

In der Schneedecke werden feste Niederschläge über längere Zeiträume gespeichert. Für hydrologisch-wasserwirtschaftliche Belange sind besonders die zeitliche Verzögerung und die veränderte Intensität, mit der die in der Schneedecke gespeicherten Niederschläge abflusswirksam werden können, von Bedeutung.

Im Rahmen des KLIWA-Projektes konnte die Anzahl geeigneter Datenreihen der Schneedeckenbeobachtung in Baden-Württemberg und Bayern durch umfangreiche Nacherfassungen des Deutschen Wetterdienstes wesentlich erhöht werden. Mit dieser vergrößerten Stationsauswahl wird eine gute flächendeckende Verteilung gewährleistet, die sich auf eine regional weitgehend ausgewogene Anordnung der Stationen stützen kann.

Zeitreihen mit Schneedeckendaten vor 1951 sind nur für wenige Stationen verfügbar. Als Beginn der verwendeten Bezugsperiode wurde deshalb für alle Datenreihen die Winterperiode 1951/52 gewählt. Mit dieser Festlegung ist der Vorteil verbunden, für die Trenduntersuchungen fast lückenlose Datenreihen zur Verfügung zu haben, zugleich aber folgt daraus die einschneidende Beschränkung auf lediglich 45 Winterperioden. Für die Untersuchungen zum langfristigen Verhalten der Schneedeckenverhältnisse wurden Parameter ausgewählt, die das Andauerverhalten beschreiben (Günther und Rachner, 2000). Es wurden folgende Größen analysiert:

- Schneedeckendauer (definiert als Anzahl der Schneedeckentage in einer bestimmten Zeitspanne, z. B. in einer Winterperiode)
- Schneedeckenzeit (Zeitspanne zwischen dem Datum des Auftretens der ersten bzw. der letzten Schneedecke)
- Schneedeckenperiode (Zeitspanne ununterbrochen aufeinanderfolgender Schneedeckentage; die maximale Andauer in einer Winterperiode wird „Winterdecke“ genannt)
- Datum des Eintritts der maximalen Schneedeckenhöhe
- Die „Beständigkeit“ der Schneedecke und die „Erhaltung der Winterdecke“ sind abgeleitete Größen und geeignet, Änderungen im Andauerverhalten zu charakterisieren.

Die Schneedeckendauer ist die aussagekräftigste, unmittelbar aus Messungen und Beobachtungen ermittelte Grundgröße zur Beschreibung der Schneedeckenverhältnisse. Aus diesem Grunde wird diese Größe vorrangig genutzt, um nach einer Bestätigung der vermuteten schneehydrologisch relevanten Trends und deren regionalen Unterschiede im Untersuchungsgebiet zu suchen. Dabei ist festzustellen, dass streng genommen erst aus der Untersuchung sehr langer, säkularer Reihen einigermaßen gesicherte Erkenntnisse über Veränderungen einer Größe in eine bestimmte Richtung (Trend) abgeleitet werden können. Dennoch sind auch Ergebnisse aus kürzeren Reihen aufschlussreich, da auch kürzere, aber doch über mehrere Jahre andauernde Phasen mit gleichsinnigen z. T. sehr stark vom Mittel abweichenden Zuständen nachhaltige Auswirkungen auf Hydrologie und Wasserwirtschaft haben können.

Für die zur Verfügung stehenden Stationen liegen die Trenduntersuchungen (vorerst nur für Baden-Württemberg) mit Angaben zur Signifikanz für alle Schneedeckenparameter vor. Die wichtigsten Ergebnisse sind:

Der Rückgang der mittleren Schneedeckendauer in der Bezugsperiode 1951/52 bis 1995/96 beträgt in den unteren Höhenlagen 40% und mehr, in den mittleren Lagen verringert sich der Rückgang auf 20 bis 30% und sinkt in den Kamm- und Gipfelbereichen im Mittel auf Werte unter 10%. Untersuchungen zur statistischen Signifikanz des Trends ergaben für insgesamt 40 Stationen (das sind ca. 18% aller verwendeten Stationen) signifikante Trendwerte. Etwa 60% dieser 40 Standorte befinden sich in den unteren Lagen des Gebietes (< 300 m ü. NN). Während dort nahezu jede zweite Station signifikante Rückgänge der Andauer zu verzeichnen hat, trifft das in den mittleren und höheren Lagen nur für ca. 10% der Stationen zu. Diese Angaben für die Höhenbereiche sind mittlere Werte (Regressionsgerade). Die standortbezogenen Einzelwerte haben eine große Variabilität.

Abb. 11 zeigt für das Teilgebiet Oberrheinebene/Schwarzwald die Trendwerte der Schneedeckendauer in Abhängigkeit zur Geländehöhe für den Bezugszeitraum 1951/52 bis 1995/96. Abgesehen von wenigen Ausnahmen ist nahezu flächendeckend eine Abnahme (negativer Trend) der Schneedeckendauer im vieljährigen Gang zu beobachten. Es ist dabei eine Abschwächung des negativen Trends mit zunehmender Geländehöhe feststellbar.

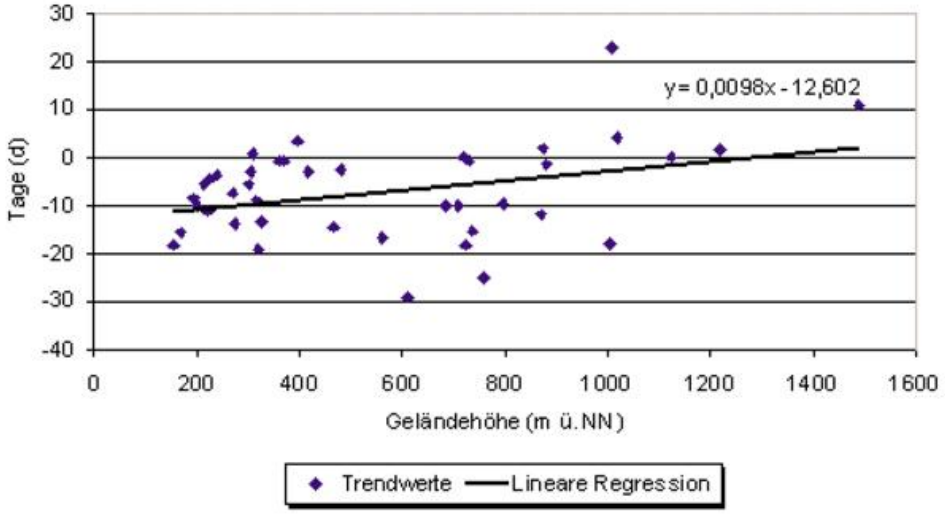


Abb. 11 Trendwerte der Schneedeckendauer in Abhängigkeit von der Geländehöhe. Oberrheinebene Schwarzwald, Reihe 1951/52 bis 1995/96.

Das Langzeitverhalten der Schneedeckendauer wird an Hand von zwei Stationen beispielhaft dargestellt. Um eine möglichst repräsentative Auswahl zu treffen, wurden Standorte in verschiedenen Höhenlagen untersucht. Es sind die Zeitreihen der Schneedeckendauer für die Stationen Weil der Stadt (Abb. 12) und Freudenstadt (Abb. 13) wiedergegeben. Die große Veränderlichkeit der Daten wird in allen Gangliniendarstellungen sichtbar. Die Schneedeckendauer nimmt für die Station Weil der Stadt dramatisch ab (absoluter Trend: ca. – 30 Tage), während sich für die Station Freudenstadt keine nennenswerte Veränderung ergibt.

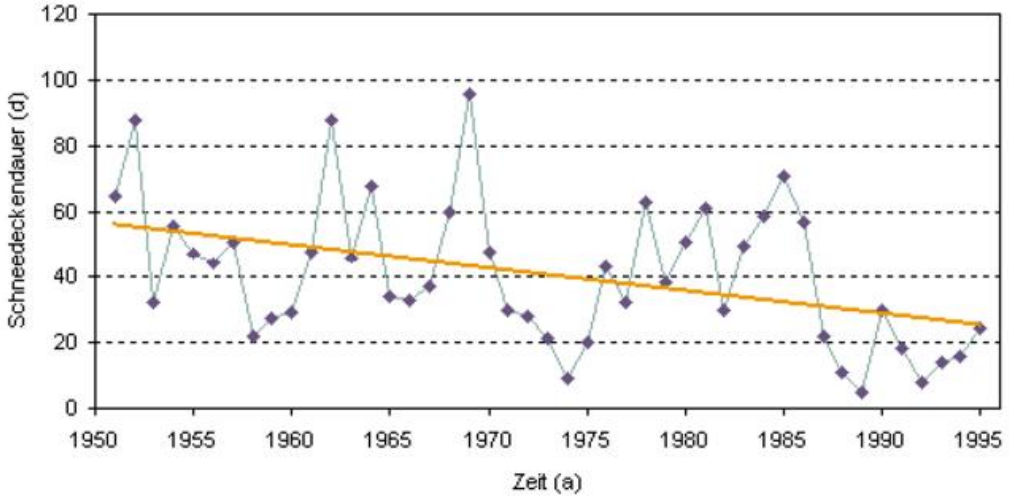


Abb. 12 Zeitreihe der Schneedeckendauer Station: Weil der Stadt, Höhe 389 m, Reihe 1951/52 bis 1995/96.

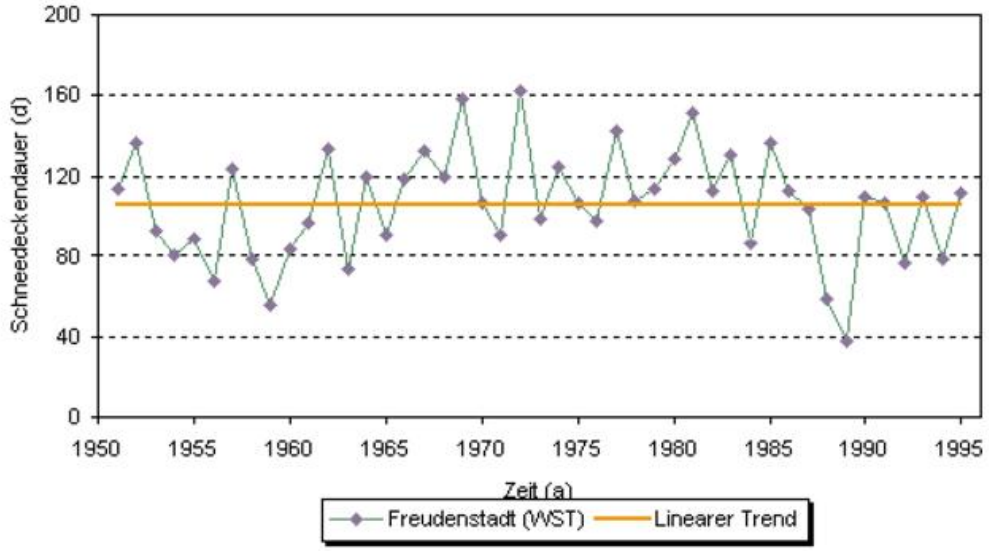


Abb. 13 Zeitreihe der Schneedeckendauer Station: Freudenstadt, Höhe 797 m, Reihe 1951/52 bis 1995/96.

Die Ergebnisse der Zeitreihenanalysen für die weiteren untersuchten Parameter, wie z.B. das Eintrittsdatum der maximalen Schneedeckenhöhe, die Beständigkeit der Schneedecke und die Erhaltung der Winterdecke, signalisieren in gleicher Weise wie für die oben beschriebenen Parameter Tendenzen einer systematischen Veränderung winterlicher Witterungsabläufe.

Zusammenfassend ist zum Langzeitverhalten der Schneedeckenparameter festzuhalten, dass die Ergebnisse auf eine Veränderung des Charakters der Winterperioden im Bezugszeitraum (1951/52 bis 1995/96) schließen lassen. Die Schneedeckendauer weist fast ausnahmslos und flächendeckend einen Rückgang (negativen Trend) auf. Besonders in den unteren und mittleren Höhenlagen wird dies durch die deutliche Verkürzung der Schneedeckendauer dokumentiert. Der Rückgang beträgt verbreitet 30 bis 50%. Diese deutlichen Rückgänge bestätigen die Annahme, dass die Zahl

„kernloser" Winter zugenommen hat, d.h. dass insgesamt die Schneedeckenzeit eine geringere Zahl von Schneeperioden aufweist und diese überwiegend von kurzer Dauer sind.Wegen der großen Variabilität dieser Größen ist der Nachweis der statistischen Signifikanz des gefundenen Trends nur teilweise möglich. Aus dem flächendeckend übereinstimmenden Trendverhalten der verschiedenen Schneedeckenparameter kann die Existenz realer Veränderungen jedoch als gesichert angenommen werden.

Potenzielle Verdunstung und Klimatische Wasserbilanz

Im Rahmen eines KLIWA-Teilprojektes wird in Analogie zu den Untersuchungen zum Langzeitverhalten des Gebietsniederschlages eine flächendeckende verdunstungsklimatische Analyse anhand der potenziellen Verdunstungshöhen PET durchgeführt [Klämt, 2000]. Der zeitliche und regionale Bezug wird in gleicher Weise wie bei der Analyse des Langzeitverhaltens des Niederschlags vorgenommen: Aus Gitterpunktwerten werden für die vorgegebenen Untersuchungsgebiete Zeitreihen (Monatswerte ab 1931) der potenziellen Verdunstung PET und der klimatischen Wasserbilanz KWB (korrigierte Niederschlagshöhe minus potenzielle Verdunstungshöhe) erstellt. Die statistischen Zeitreihenanalysen beziehen sich schwerpunktmäßig auf die Jahreswertreihen und die innerjährliche Verteilung sowie die regionalen Unterschiede in den Zeitreihenbefunden. Datengrundlage bilden die aufbereiteten Messreihen (umfangreiche Ergänzungen und tlw. Nacherfassungen) von ca. 360 Stationen des DWD-Klimamessnetzes in Baden-Württemberg und Bayern.

Potenzielle Verdunstung:
Verdunstungshöhe von Oberflächen bei gegebenen meteorologischen Bedingungen und unbegrenzt verfügbarem Wasser (DIN 4049-3). Die Abschätzung der potenziellen Verdunstung erfolgt mithilfe (semi-)empirischer Formeln aus meteorologischen Messdaten. In der Wasserhaushaltsmodellierung wird durch den Inputparameter potenzielle Verdunstung das atmosphärische Energiedargebot für die Wasserhaushaltsprozesse erfasst.

Klimatische Wasserbilanz:
Differenz zwischen Niederschlagshöhe und potenzieller Verdunstung für einen Betrachtungsort in einer Betrachtungszeitspanne (DIN 4049-3)

Die wichtigsten Ergebnisse, die vorerst nur für Baden-Württemberg (BW) vorliegen, sind im Folgenden zusammengestellt:

- Die *Jahreswerte der potenziellen Verdunstung* zeigen zwischen 1945 und 1953 und zwischen 1989 und 1994 länger anhaltende Perioden mit z.T. erheblich überdurchschnittlicher potenzieller Verdunstung. Im Zeitabschnitt zwischen 1954 und 1988 sind in der Mehrzahl der Jahre unterdurchschnittliche jährlicheSummen der PET zu verzeichnen (s. Abb. 14 am Beispiel des Gebietes N1: Neckar bis oberhalb Fils). Die in den Niederschlagsreihen in den Jahren um 1970 festgestellten Bruchpunkte finden in den PET-Zeitreihen kaum Entsprechung. Sofern durch statistische Verfahren überhaupt Inhomogenitäten

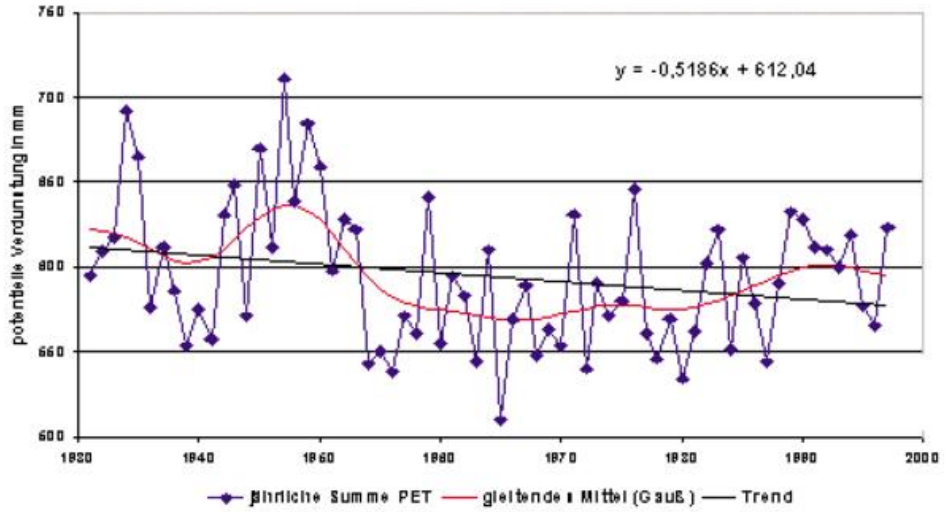


Abb. 14 Jährliche Summe der potenziellen Verdunstung (PET). Baden-Württemberg Gebiet N1, 1931/1997.

in diesem Zeitraum ausgewiesen werden, sind sie nicht signifikant. Ausgehend von einer Umstellung in den Häufigkeiten der Wetterlagen etwa ab 1970 ist dieses unterschiedliche Verhalten der Niederschlags- und PET-Zeitreihen einerseits durch die erheblich geringere zeitliche Variabilität der PET im Vergleich zum Niederschlag – vgl. auch Abb. 18 – und andererseits dadurch begründet, dass niederschlagsreiche Witterungsabschnitte sowohl über- als auch unterdurchschnittliche potenzielle Verdunstungshöhen aufweisen können. Gleiches gilt für niederschlagsarme Witterung.

Die Jahreswerte der potenziellen Verdunstung weisen in der Untersuchungsperiode in BW flächendeckend einen negativen (nicht signifikanten) Trend auf. Die Trendbeträge zeigen dabei eine deutliche Höhenabhängigkeit: Mit zunehmender Geländehöhe verstärkt sich die tendenzielle Abnahme der PET im Untersuchungszeitraum (s. Abb. 15).

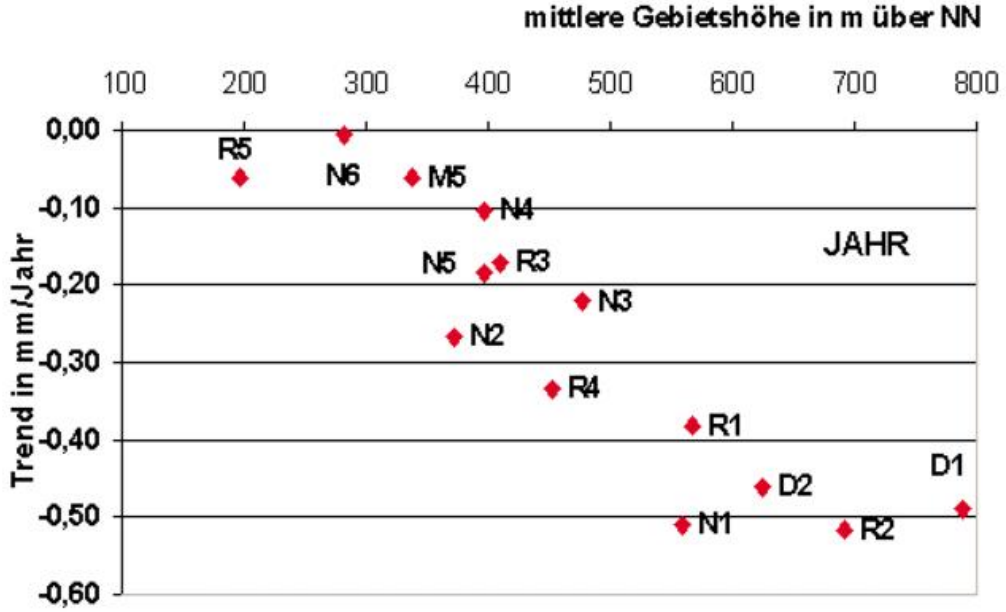


Abb. 15 Trends der potenziellen Verdunstung in Baden-Württemberg, 14 Untersuchungsgebiete, 1931/1997 (Gebietsbezeichnungen vgl. Abb. 1).

Allein aus dem in BW ebenso wie in weiten Teilen Mitteleuropas zu verzeichnenden positiven Trend der Lufttemperatur lässt sich dieses Verhalten der potenziellen Verdunstung nicht erklären. Untersuchungen zum Zeitreihenverhalten der relevanten meteorologischen Größen zeigen, dass im Raum BW der Anstieg der Lufttemperatur (und der Luftfeuchte) verbunden ist mit einer Zunahme der Bewölkung bzw. einer Abnahme der Sonnenscheindauer (Globalstrahlung). In der komplexen Größe der potenziellen Verdunstung wird – zunehmend mit der Geländehöhe – der positive Lufttemperaturtrend durch die Abnahme der Sonnenscheindauer kompensiert. In den untersten Höhenlagen ist bei signifikantem Lufttemperaturtrend noch ein schwacher, (nicht signifikanter) positiver Trend in der PET-Reihe zu verzeichnen (z.B. Stationsreihe von Karlsruhe).

- Im *Jahresgang der potenziellen Verdunstung* zeigt sich folgendes Trend verhalten: In den Jahresabschnitten Frühjahr, Sommer, Herbst und hydrologisches Sommerhalbjahr werden für die meisten Monate und nahezu flächendeckend negative Trends berechnet, die aber – mit Ausnahme der Trendwerte für Juni – zumeist deutlich unterhalb des Signifikanzniveaus liegen. Die negativen Trends in den monatlichen PET-Summen für Juni sind hochsignifikant bei stabilem Trendverhalten über alle Trendlängen hinweg. Die Trendwerte der PET im Juni weisen keine Abhängigkeit von der Geländehöhe auf (s. Abb. 16). Positive Trends sind (neben August) im Wesentlichen auf den Jahresabschnitt Oktober bis Februar beschränkt. Die positiven Trends in den Wintermonaten zeigen eine deutliche Abhängigkeit von der Höhenlage (s. Abb. 17). Die größten Zunahmen in den Zeitreihen der potenziellen Verdunstung sind in den untersten Gebietslagen zu finden; bis in Höhenbereiche von etwa 500 m bis 600 m ü. NN nehmen die Trendbeträge ab, in größeren Gebietshöhen bleiben sie stabil. Dieser Befund korrespondiert in qualitativer Sicht mit den erhaltenen Ergebnissen zum Schneedeckenregime in BW, wonach ein Rückgang der Schneedeckendauer schwerpunktmäßig in den unteren Höhenlagen bei Trendabschwächung mit zunehmender Geländehöhe zu verzeichnen ist und in den Hochlagen tlw. auch eine Trendumkehr auftritt.

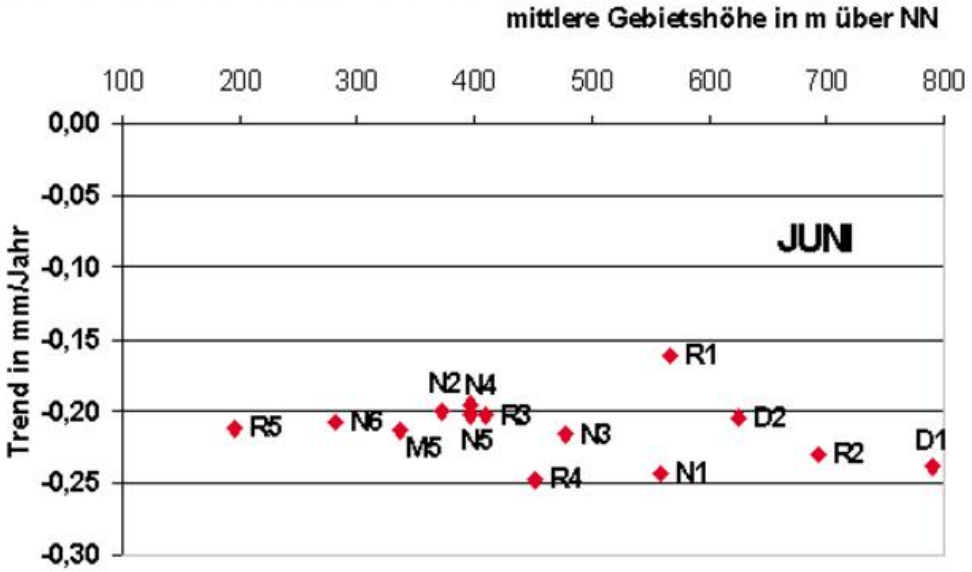


Abb. 16 Trends der potenziellen Verdunstung in Baden-Württemberg 14 Untersuchungsgebiete, 1931/1997 (Gebietsbezeichnungen vgl. Abb. 1).

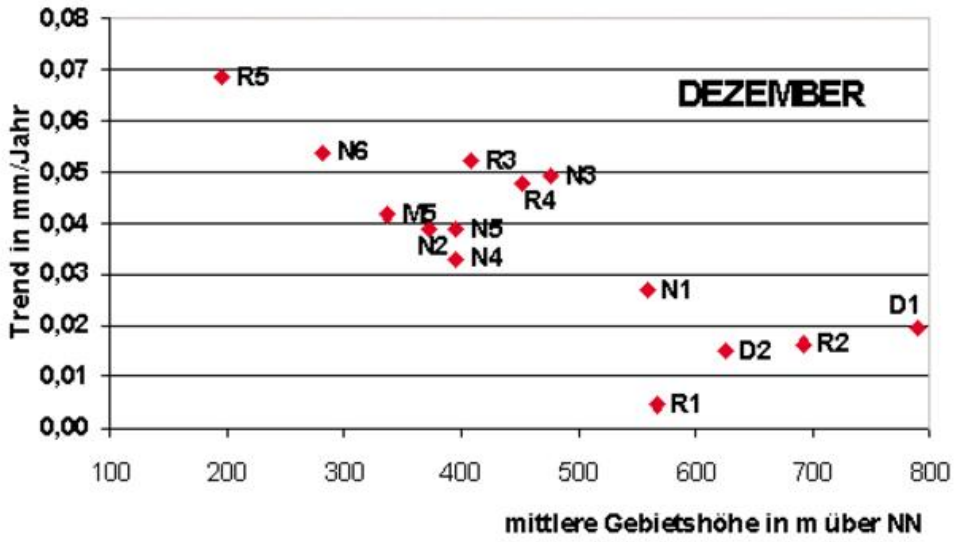


Abb. 17 Trends der potenziellen Verdunstung in Baden-Württemberg 14 Untersuchungsgebiete, 1931/1997 (Gebietsbezeichnungen vgl. Abb. 1).

Da die zeitliche Variabilität beim Niederschlag deutlich höher ist als bei der potenziellen Verdunstung, werden der Schwankungsbereich und das Zeitreihenverhalten der klimatischen Wasserbilanz im Wesentlichen durch den Niederschlag bestimmt (s. Abb. 18 am Beispiel des Gebietes N 1). Der positive Trend in der Zeitreihe der jährlichen Bilanzwerte ergibt sich hauptsächlich aus dem positiven Trend in den Jahreswerten der Niederschlagshöhe, aber infolge des negativen Trends der potenziellen Verdunstung ist der Trendbetrag bei den klimatischen Wasserbilanzen größer als beim Niederschlag. Die Zunahme in den Jahreswerten der klimatischen Wasserbilanz ist im Wesentlichen auf die Zunahme der Niederschläge im Winterhalbjahr zurückzuführen, während für das Sommerhalbjahr je nach Gebiet auch ein leichter Rückgang der klimatischen Wasserbilanzen aufgrund des Niederschlagstrends zu verzeichnen ist. Weitergehende Aussagen zum Zeitreihenverhalten der klimatischen Wasserbilanz sind nach Abschluss der Arbeiten zur Langzeitanalyse der Gebietsniederschlagshöhen zu treffen (vgl. Abschnitt Gebietsniederschläge).

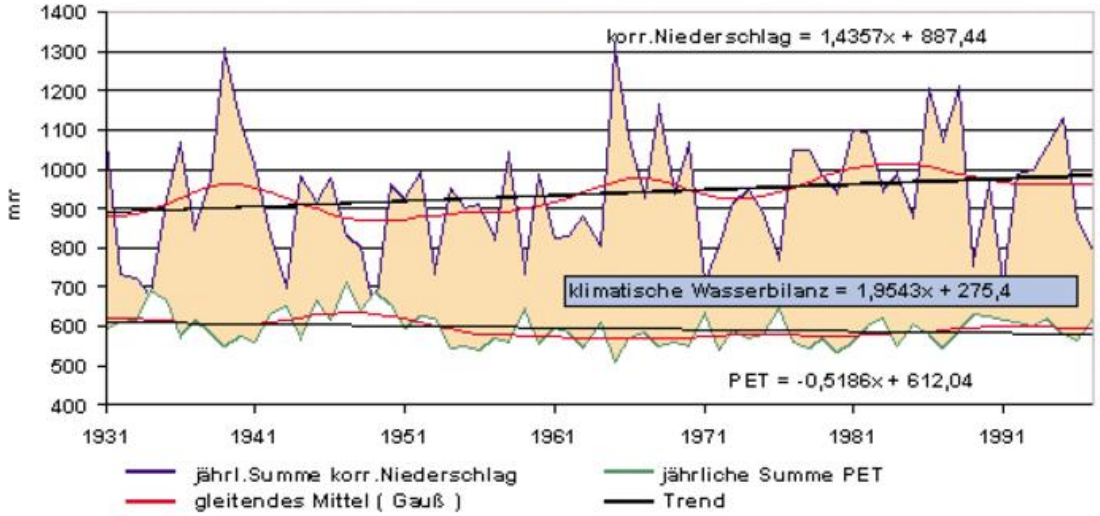


Abb. 18 Korrigierter Niederschlag, potenzielle Verdunstung, klimatische Wasserbilanz Baden-Würtemberg Gebiet N 1 1931/19976.

Literatur

Dietzer, B.; 2000:Langzeitverhältnisse extremer Niederschlagsereignisse (Ergebnisse aus KLIWA). In: Kooperationsvorhaben "Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft" (KLIWA). - Fachvorträge beim KLIWA-Symposium am 29. und 30.11.2000 in Karlsruhe (Veröffentlichung in Vorbereitung)

Günther, Th. und Rachner, M., 2000: Langzeitverhalten von Schneedeckenparametern (Ergebnisse aus KLIWA). In: Kooperationsvorhaben „Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft" (KLIWA). - Fachvorträge beim KLIWA-Symposium am 29. und 30.11.2000 in Karlsruhe (Veröffentlichung in Vorbereitung)

Klämt, A., 2000: Langzeitverhalten der potenziellen Verdunstung und der klimatischen Wasserbilanz (Ergebnisse aus KLIWA). In: Kooperationsvorhaben „Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft" (KLIWA). -Fachvorträge beim KLIWA-Symposium am 29. und 30.11.2000 in Karlsruhe (Veröffentlichung in Vorbereitung)

Reich, T., 2000: Langzeitverhalten von Gebietsniederschlägen (Ergebnisse aus KLIWA). In: Kooperationsvorhaben „Klimaverändeung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft" (KLIWA). - Fachvorträge beim KLIWA-Symposium am 29. und 30.11.2000 in Karlsruhe (Veröffentlichung in Vorbereitung)

IPCC, 2001: Intergovernmental Panel on Climate Change. Third Assessment Report. Part I: The Scientific Basis

IPCC 1996 : Climate change 1995, Scientific Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Eds. Houghton et al.), Cambridge University Press.

Gerstengabe, F.-W. et al., 1999: Katalog der Großwetterlagen Europas (1881 – 1998) nach Paul Hess und Hellmut Brezowsky, 5. verb. Aufl. Potsdam, Offenbach a. M.

DIN 4049, 1994 Teil 3: Hydrologie - Begriffe zur quantitativen Hydrologie

Schönwiese, C.-D. (1992): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. 2.Aufl., Borntraeger, Stuttgart

Verteilung der mittleren Niederschlagshöhen in Europa im letzten Jahrzehnt des 20. Jahrhunderts im Vergleich zur Normalperiode 1961 bis 1990

B. Rudolf, J. Grieser, U. Schneider

Zusammenfassung

Zur Analyse der zeitlichen Variabilität beobachteter Gebietsniederschläge ist eine ausreichend dichte, qualitätskontrollierte und möglichst lückenlose Datenbasis notwendig. Eine solche Datenbasis steht am Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) des DWD zur Verfügung. Sie erlaubt es, den mittleren jahreszeitlichen Niederschlag der letzten Dekade des 20. Jahrhunderts mit dem Mittel der drei davor liegenden Dekaden (Klima-Normalperiode) zu vergleichen und die Unterschiede, die zum Teil eine klare räumliche Struktur zeigen, grafisch darzustellen. Ein vergleichender Blick auf die Karte der stationsbezogenen Ergebnisse zeigt jedoch, dass das Niederschlagsverhalten einzelner Stationen stark vom Gebietsniederschlag abweichen kann. Betrachtet man exemplarisch an zwei Stationen auch die weiter zurückliegende Vergangenheit, so erkennt man, dass die beobachteten Niederschläge über einen längeren Zeitraum analysiert werden müssen, um zu signifikanten Aussagen über Änderungen im Niederschlagsverhalten in Europa zu gelangen. Hierzu sind lange geprüfte Datenreihen von zusätzlichen Stationen notwendig. Ein kürzlich im Rahmen von DEKLIM begonnenes Forschungsprojekt verfolgt diese Ziele.

Einleitung

Das Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN bzw. GPCC) des DWD analysiert routinemäßig die monatliche Niederschlagsverteilung für die globalen Landflächen auf der Basis der mit konventionellen Niederschlagsmessern gewonnenen Beobachtungsdaten (Rudolf et al., 1992, 1998). Die Datensammlung und –analyse begann im WZN auftragsgemäß mit dem Datenjahr 1986 (WCRP 1990 und 1996). Das Ergebnis sind monatliche globale Rasterdatensätze. Grundlage der Analysen sind Niederschlagsdaten, die das WZN aus dem regulären internationalen Datenaustausch (GTS) seit 1986 regelmäßig bezieht und zur Ergänzung von den nationalen meteoro-/hydrologischen Diensten aus 160 Ländern direkt erhalten hat. Zusätzlich zu den von einzelnen Ländern ebenfalls gelieferten mittleren Niederschlagshöhen für die Normalperiode 1961-1990 werden auch die Daten aus der WMO-Publikation „Climatological Normals“ (WMO 1996) verwendet, so dass nicht nur die Niederschlagsverteilung sondern auch die Abweichungen von den Normalwerten für jeden Monat berechnet werden können (s. Beitrag von B. Rudolf in diesem Heft).

Angesichts der Klimaänderung während der letzten Jahrzehnte, die sich in den beobachteten Daten zumindest für die Lufttemperatur bereits deutlich zeigt (Rapp, 2000; Grieser et al. 2000), ist ein Vergleich der Niederschlagshöhen der neunziger Jahre mit den Mittelwerten der Normalperiode 1961 bis 1990 im Hinblick auf eine eventuelle Niederschlagsänderung von Interesse.

Auswertung und Kartierung der Daten

Die Daten für diesen Vergleich wurden folgenderweise ausgewählt und aufbereitet:

- Zunächst wurden die Mittelwerte der monatlichen Niederschlagshöhen für das Jahr und die Jahreszeiten der Periode 1991 bis 2000 aus den im WZN vorhandenen Datenreihen berechnet. Dazu wurden nur solche Stationen ausgewählt, deren Reihen im jeweiligen Teilzeitraum (Jahr bzw. Jahreszeiten mit Winter DJF; Frühling MAM; Sommer JJA; Herbst SON) keine Datenlücke aufweisen.

- Die monatlichen Normalwerte (Mittelwerte der Periode 1961-1990) wurden ebenfalls zu jährlichen und jahreszeitlichen Mitteln zusammengefasst.

- Zum Vergleich wurden diejenigen Stationen ausgewählt, für die im jeweiligen Teilzeitraum (Jahr bzw. Jahreszeiten) Mittelwerte für beide Perioden verfügbar sind, und die Differenzen der Mittelwerte beider Perioden für jede dieser Stationen berechnet.

- Für das Gebiet Europa wurden die stationsbezogenen Differenzen von den Stationen mit einer generalisierenden Methode (*inverse distance weighting*, Gitterabstand 0,19°) auf die Fläche übertragen und für das Jahr und die Jahreszeiten in Kartenform dargestellt (Abbildungen 1 bis 5).

Legende zu Abb. 1 bis 6

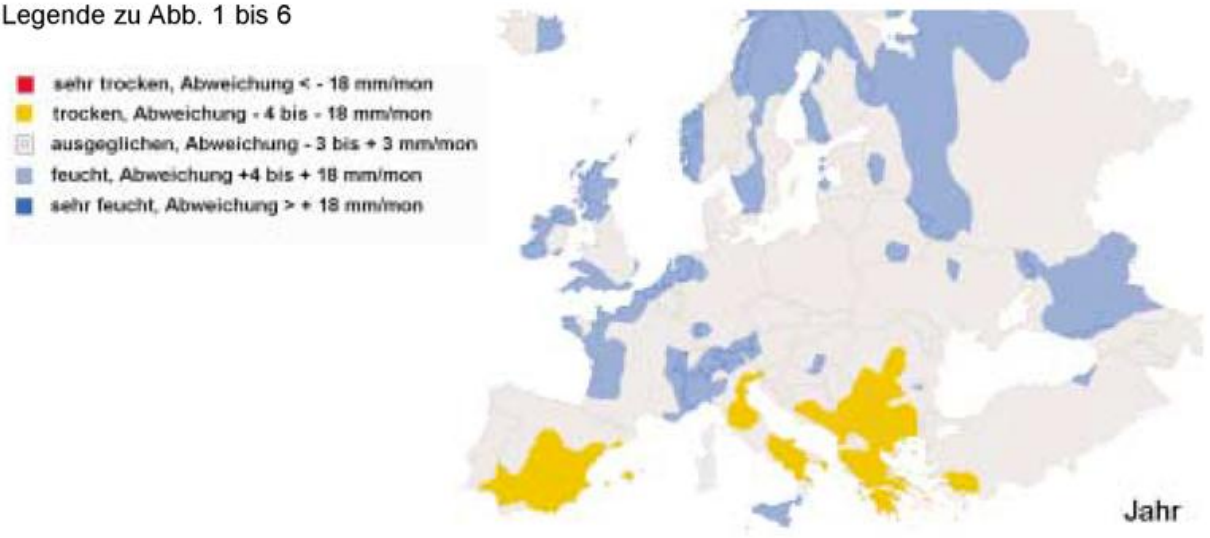
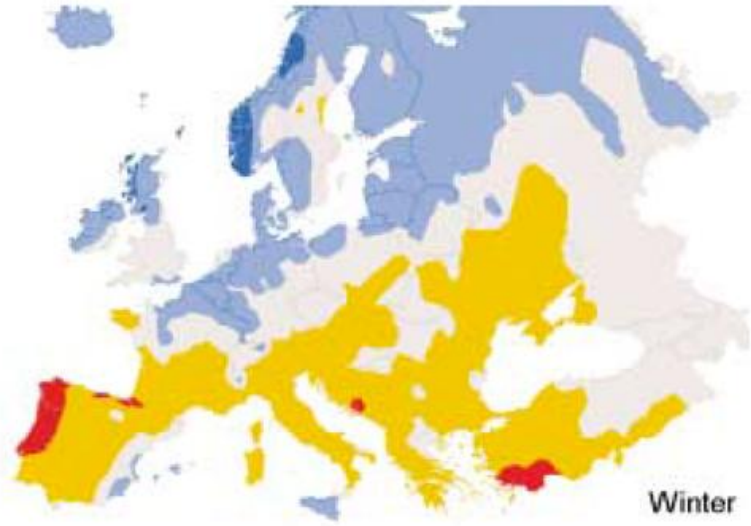


Abb. 1 Abweichung der Niederschlagshöhe im Zeitraum 1991-2000 von der Periode 1961-1990 in mm/mon für das Jahr.

Erläuterung der Karten

Bei der Darstellung der Abweichungen der mittleren Jahresniederschläge der Dekade 1991-2000 von der Bezugsperiode 1961-1990 (Abb. 1) fallen die überwiegend positiven Abweichungen (höhere Niederschläge im letzten Jahrzehnt) im nordwestlichen Mitteleuropa und Nordeuropa (und auf Sizilien) auf, während es in den europäischen Mittelmeeranrainerstaaten überwiegend trockener wurde.



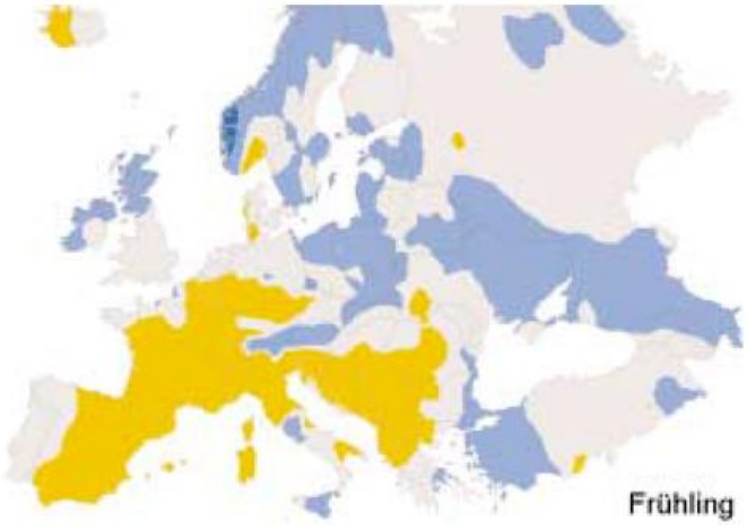


Abb. 2 und 3 Abweichung der Niederschlagshöhe im Zeitraum 1991-2000 von der Periode 1961-1990 in mm/mon für Winter und Frühling. Legende wie unter Abb. 1.

Aufgeschlüsselt nach den Jahreszeiten fällt insbesondere auf, dass im Winter (Abb. 2) die Niederschläge im nordwestlichen Mitteleuropa sowie in Nordeuropa deutlich zugenommen haben, während es in Südeuropa in einem breiten Streifen, welcher sich von der Iberischen Halbinsel bis zum Schwarzen Meer erstreckt, trockener geworden ist. Im Frühling (Abb. 3) findet sich, wenn auch weniger stark ausgeprägt, eine ähnliche Verteilung mit geringeren Niederschlägen in den westlichen Mittelmeeranrainerstaaten, wohingegen es in Nord- und Osteuropa überwiegend feuchter wurde. Im Sommer, der in Abb. 4 dargestellt ist, finden sich, vermutlich aufgrund des dominierenden konvektiven Charakters der Niederschläge, keine ausgeprägten, großräumigen Strukturen.



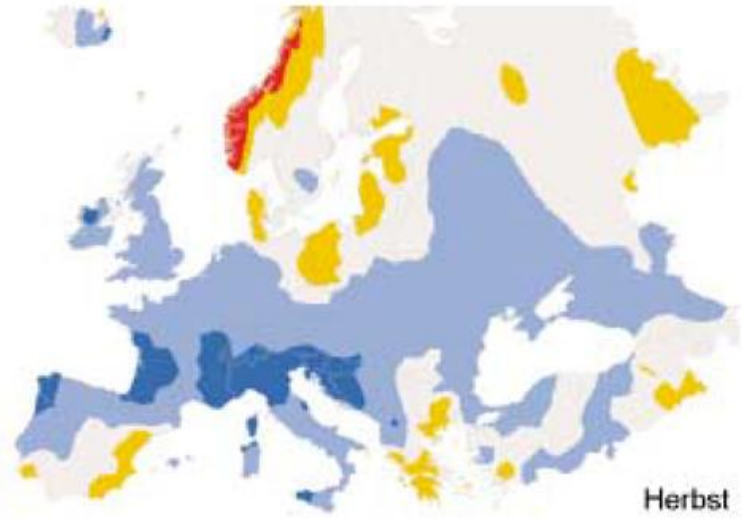


Abb. 4 und 5 Abweichung der Niederschlagshöhe im Zeitraum 1991-2000 von der Periode 1961-1990 in mm/mon für Sommer und Herbst. Legende wie unter Abb. 1.

Im Herbst (Abb. 5) hingegen zieht sich ein breites Band erhöhter Niederschläge vom nördlichen Teil der Iberischen Halbinsel, Frankreich und den Britischen Inseln über das Schwarze Meer bis hin zum Kaspischen Meer. Dagegen war es in Nordeuropa, insbesondere an der Westküste Norwegens, erheblich trockener als im Bezugszeitraum.

Die nahezu gegensätzlichen Änderungen in der räumlichen Verteilung der Abweichungen vom Bezugszeitraum im Herbst und Winter legen den Schluss nahe, dass in manchen Gebieten eine zeitliche Verschiebung im Jahresgang des Niederschlags erfolgte – in Nordeuropa hat offensichtlich eine Verlagerung der Niederschläge vom Herbst in den Winter stattgefunden, während sich umgekehrt im südeuropäischen Raum die Winterniederschläge teilweise in den Herbst hinein verlagert haben.

Abbildung 6 zeigt die Niederschlagsabweichungen 91/00 – 61/90 an den verwendeten Stationen am Beispiel der Jahreszeit Frühling. Hier wird zuerst ein größeres Wertespektrum offensichtlich, welches in den vorherigen Karten (Abb. 1 bis 5) durch die verwendete Analysemethode und Bildung von Flächenwerten stark geglättet ist. Die an den Stationen gemessenen Daten zeigen in einigen Regionen sogar auf kleinerem Raum gegensätzliche Tendenzen. Hierfür können unterschiedliche lokale Bedingungen aber auch inhomogene Daten eine Ursache sein. Des weiteren zeigt die räumliche Verteilung der Stationen die gebietsweise sehr geringe Datendichte.

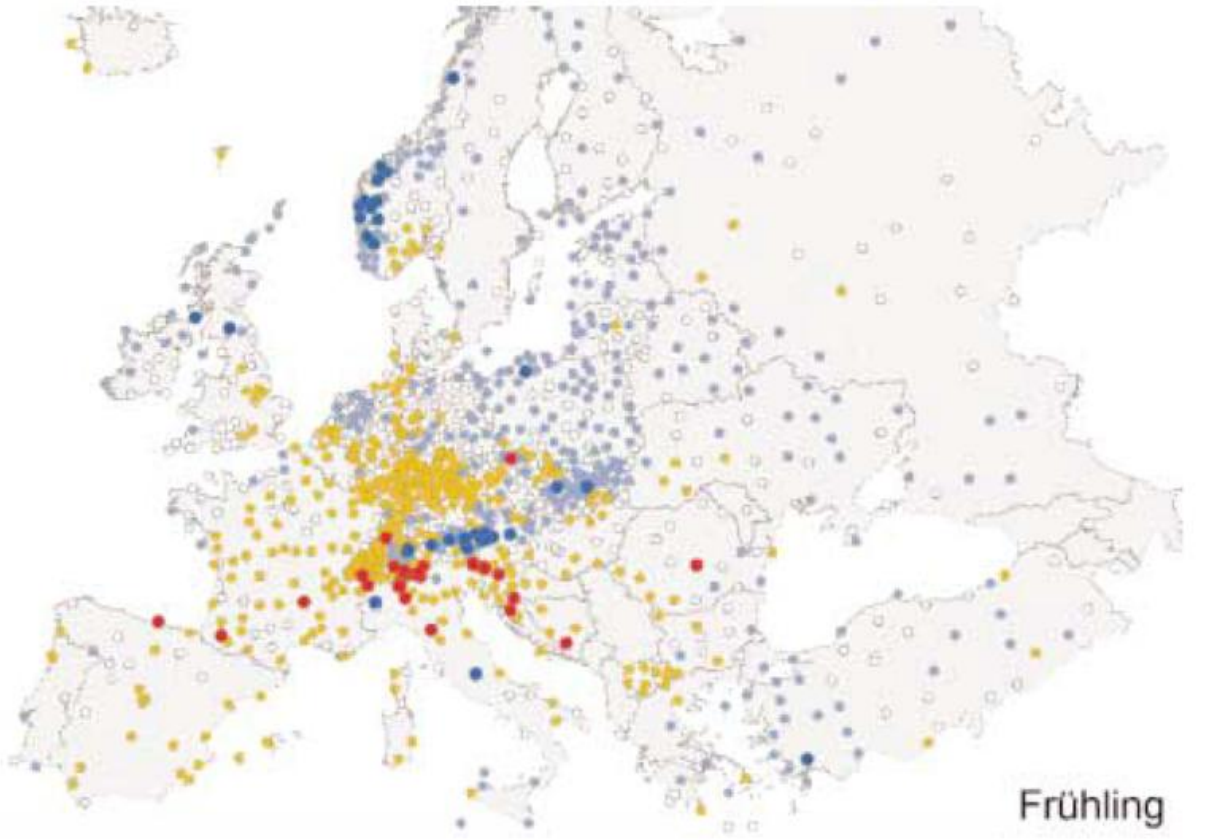


Abb. 6 Abweichung der Niederschlagshöhen an den Beobachtungsstationen im Zeitraum 1991-2000 von der Periode 1961-1990 in mm/mon für den Frühling. Legende wie unter Abb. 1.

Zeitreihen der mittleren dekadischen Niederschlagshöhen im 20. Jahrhundert

Anhand von zwei exemplarisch ausgewählten Stationen (Sviland in Norwegen und Marseille in Frankreich) soll hier aber schon eine vorläufige Betrachtung des Verlaufs der dekadischen Variabilität der monatlichen Niederschlagshöhen über einen längeren Zeitraum erfolgen. Für die Datenreihen wurden bis 1985 CRU-Daten und ab 1986 WZN-Daten miteinander kombiniert. Der zeitliche Verlauf der Dekadenwerte dieser Stationen zeigt weitgehende Ähnlichkeit mit ihren jeweiligen Nachbarstationen, eine Qualitäts- und Homogenitätsprüfung der Daten wurde jedoch nicht durchgeführt. In Abbildung 7 sind jeweils für die Jahreszeiten und das Jahr die zehn Niederschlags-Dekadenmittel des letzten Jahrhunderts dargestellt.

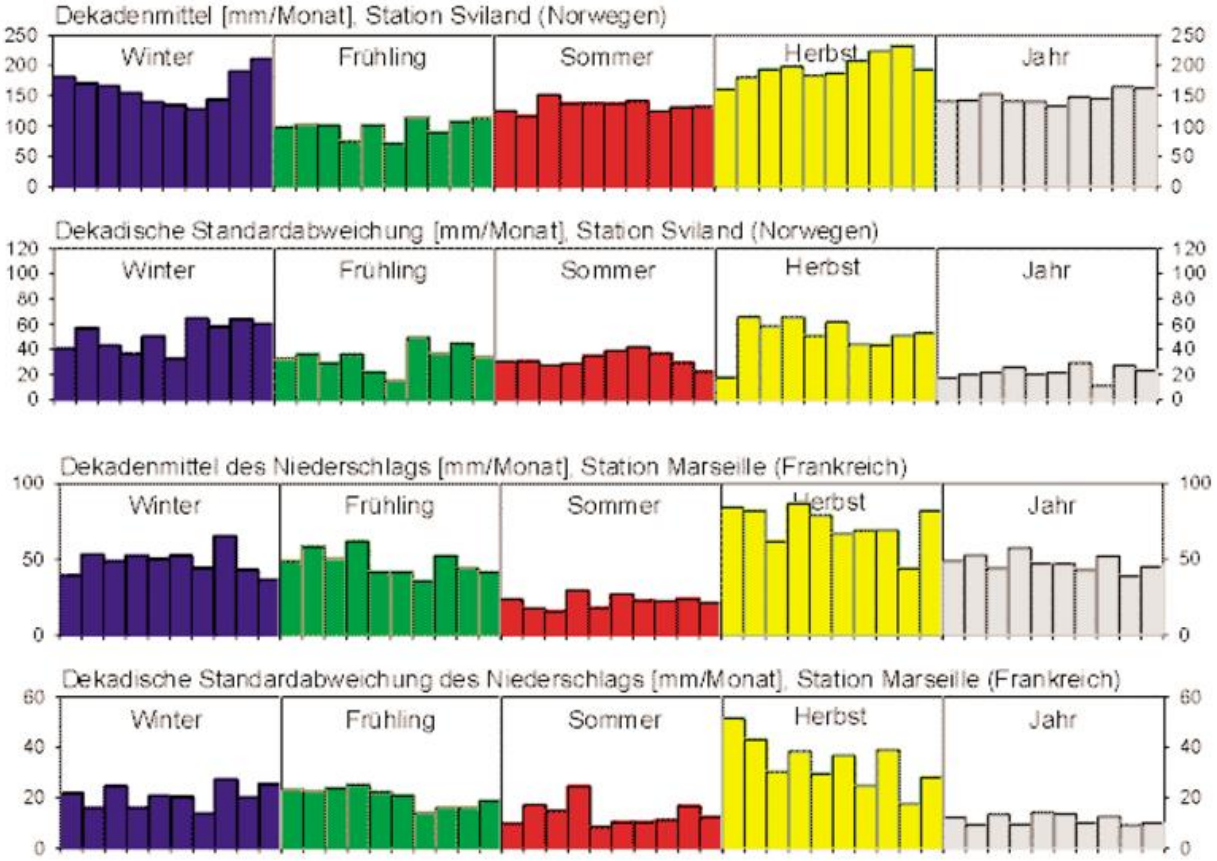


Abb. 7 Dekadenmittel und dekadische Standardabweichungen des Niederschlags an zwei europäischen Stationen im Verlauf von 1901 bis 2000.

Der Abbildung 7 ist zu entnehmen, dass man die in den Karten gefundenen Abweichungen der letzten Dekade gegenüber der letzten Normalperiode keinesfalls auf einen längeren Zeitraum extrapolieren darf. So zeigt z.B. der Winter in Sviland einen steilen Anstieg des Niederschlags innerhalb der letzten vier Dekaden. Jedoch ist über die sechs davor liegenden Dekaden der Niederschlag an dieser Station im Winter kontinuierlich zurückgegangen. An der gleichen Station sieht man im Herbst einen Niederschlagsrückgang in der letzten Dekade verglichen zum Mittel der drei vorhergehenden Dekaden. Jedoch zeigt hier ein Blick in die weitere Vergangenheit, dass nicht die letzte Dekade ungewöhnlich niederschlagsarm war, sondern die drei vorhergehenden Dekaden die niederschlagsreichsten des Gesamtzeitraums waren. Und während an der Station Sviland im Winter und Frühling die Standardabweichung des Niederschlags in den letzten vier Dekaden höher war als in den sechs Dekaden davor, fällt an der Station Marseille auf, dass die Niederschlagsvariabilität im Herbst deutlich abgenommen hat.

Ausblick

Um ein vollständigeres Bild signifikanter Niederschlagsänderungen, Umverteilungen und deren Variabilität innerhalb des letzten Jahrhunderts zeichnen zu können, ist die Analyse aller verfügbaren geeigneten Beobachtungsdaten notwendig. Dies ist jedoch erst möglich, wenn die Qualität der Daten aus verschiedensten Quellen geprüft und gesichert ist. Mit diesem Ziel haben der DWD mit dem WZN und das Institut für

Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt gemeinsam ein neues Projekt mit dem Thema „Entwicklung einer Beobachtungsdatengrundlage für DEKLIM und statistische Analyse der Klimavariabilität“ begonnen (Schönwiese et al., 2002).

Das Zusammenführen der oben genannten Datensätze (CRU, FAO, GHCN), der Daten des GPCC sowie zur Ergänzung zusätzlich zu beschaffender Daten erfordert zunächst eine sorgfältige Prüfung und Harmonisierung der Metadaten, um Dubletten im Archiv zu vermeiden. Anschließend werden sowohl die Niederschlags- als auch die Temperaturdaten durch Vergleich der Daten aus den verschiedenen Quellen sowie durch Anwendung statistischer Methoden zur Qualitätsbestimmung geprüft.

In einem weiteren Schritt des Projektes ist die Regionalisierung der an Stationen gemessenen Klimavariablen und deren statistischer Eigenschaften vorgesehen. In diesem Zusammenhang werden auch Untersuchungen zur Eignung verschiedener Interpolationsverfahren und vergleichende Analysen der Ergebnisse mit anderen Quellen, indirekten Beobachtungen und Modellergebnissen (ERA 40) durchgeführt. Besonderes Gewicht wird dabei auf die Bestimmung des Schätzfehlers gelegt.

Die statistische Analyse der Zeitreihen verfolgt unter anderem die Ziele

- Homogenitätsprüfung der Datenreihen mittels verschiedener statistischer Test verfahren,
- strukturorientierte Zeitreihenzerlegung, die die Separierung signifikanter raumzeitlicher Klimavariabilitätskomponenten erlaubt sowie
- Anpassung von Markovketten zur Analyse der autoregressiven Vorhersagbarkeit verschiedener meteorologischer Parameter.

Bei der Beurteilung von Trends ist unter anderem der systematische Messfehler der Niederschlagsmessung zu berücksichtigen (Fuchs et al., 2001, Ungersböck et al. 2001), der bei einem Wechsel der Geräte, aber auch bei sich ändernden Temperaturbedingungen zu Inhomogenitäten in den Datenreihen führt.

In den ersten drei Projektjahren werden diese Untersuchungen zunächst auf der Basis monatlicher, im weiteren Projektverlauf aber auch unter Verwendung täglicher Niederschlags- und Temperaturdaten durchgeführt werden, womit die Klimavariabilität in einer weiteren wesentlichen Skala erfasst werden kann.

Danksagung:

Herrn Peter Finger, Programmierer des WZN gebührt besonderer Dank für die Erstellung der Karten und der damit verbundenen Erprobung des neuen GIS des DWD.

Literatur

Fuchs, T., J. Rapp, F. Rubel and B. Rudolf (2001): Correction of synoptic precipitation observations due to systematic measuring errors with special regard to precipitation phases. Proceedings of EGS 25th GA, Phys. Chem. Earth.

Grieser, J., Staeger, T., Schönwiese, C.-D. (2000): Statistische Analysen zur Früherkennung globaler und regionaler Klima-änderungen aufgrund des anthropogenen Treibhauseffektes. Bericht Nr. 103, Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt a.M., 228 S.

Rapp, J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Berichte des Deutscher Wetterdienstes Nr. 212, Selbstverlag des Deutscher Wetterdienstes, Offenbach am Main 2000.

Rudolf, B., H. Hauschild, M. Reiß und U. Schneider (1992): Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie - Contributions to the Global Precipitation Climatology Centre. Meteorol. Z. N. F. 1.

Rudolf, B., T. Fuchs, W. Rueth and U. Schneider (1998): Precipitation Data for Verification of NWP Model Re-Analyses: The Accuracy of Observational Results. Proceedings WCRP International Conference on Reanalyses, Washington, DC, 27-31 Oct 1997, WMO/TD-No. 876, WCRP-104, 215-218.

Rudolf, B. (2002): Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa. DWD, Klimastatusbericht 2001, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, 2002.

Schönwiese, C.-D., B. Rudolf, S. Trömel, C. Beck, J. Grieser (2002): Entwicklung einer Beobachtungsdatengrundlage für DEKLIM und statistische Analyse der Klimavariabilität. BMBF-gefördertes DEKLIM-Projekt Nr. 33 11307.Zusammenfassung für das DEKLIM-Kickoff Meeting, Bad Honnef, 25.-26.02.2002. Report der DLR, Bonn 2002.

Ungersböck, M., F. Rubel, T. Fuchs and B. Rudolf (2001): Bias correction of global daily rain gauge measurements. Proceedings of EGS 25th GA, Phys. Chem. Earth.

WCRP (1990): The Global Precipitation Climatology Project - Implementation and Data Management Plan. WMO/TD-No. 367, 47 pp. and 6 Appendices.

WCRP (1996): Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX), Global Precipitation Climatology Project (GPCP), International Workshop on Research Issues in the Identification and Partitioning of Precipitation Type and Rates in Global Data Sets (Washington, D.C., 6 – 8 December 1995), WCRP Informal Report No. 6/ 1996; pp. 15 + Appendices, Genf.

WMO (1996): Climatological Normals (CLINO) for the Period 1961-1990. WMO-No. 847..

Extremwertstatistische Auswertungen von Tageswerten der Niederschlagshöhe

G. Malitz, H. Ertel

Einleitung

Ziel der hier vorgenommenen Langzeituntersuchungen von Tageswerten der Niederschlagshöhe ist die extremwertstatistische Berechnung von Starkniederschlagshöhen. Unter einem Starkniederschlagsereignis ist ein natürlicher oder definierter Niederschlagsabschnitt zu verstehen, der im Verhältnis zu seiner Dauer eine hohe Niederschlagsintensität hat und daher selten auftritt. Die mittlere Zeitspanne, in der ein Ereignis einen Wert entweder einmal erreicht oder überschreitet, wird als Wiederkehrzeit (Jährlichkeit) bezeichnet. Die Kenntnis von Starkniederschlagshöhen länger andauernder Niederschlagsereignisse in Abhängigkeit von der Wiederkehrzeit ist für die Bemessung von wasserwirtschaftlichen Anlagen, wie z. B. Hochwasserentlastungen und Talsperren, von Bedeutung. Daher werden im Geschäftsfeld Hydrometeorologie des Deutschen Wetterdienstes extremwertstatistische Untersuchungen zum Starkniederschlagsgeschehen in Deutschland vorgenommen (z. B. DWD,1997, HAD 2000/01).

Am Beispiel von drei 100-jährigen Reihen täglicher Niederschlagshöhen wird im Folgenden demonstriert, welchen Schwankungen die Ergebnisse extremwertstatistischer Analysen von Starkniederschlagshöhen unterliegen. Als Datenbasis für die Berechnung von Starkniederschlagshöhen der Dauerstufen D = 24 h und D = 72 h dienen die Zeitreihen täglicher Niederschlagshöhen von Januar bis Dezember an den drei ausgewählten Stationen Norddorf/Amrum, Potsdam (Obs.) und Kempten (Wst) im Zeitraum 1901 bis 2000.

Methodische Grundlagen
Prinzip der Dauerstufe

Zur Ermittlung stationsbezogener Starkniederschlagshöhen wird der Niederschlagsabschnitt vorgegebener Dauerstufe durch gleitende Intervallbildung der täglichen Niederschlagshöhen so lange im Niederschlagskontinuum verschoben, bis der Maximalwert erreicht ist. Von der tatsächlichen Andauer der zugrunde liegenden Niederschlagsereignisse ist diese Vorgehensweise unabhängig. Die Tageswerte der Niederschlagshöhe sind äquidistante Messdaten und fallen in der Regel geringer aus als die gesuchten Starkniederschlagshöhen mit beliebigem Niederschlagsbeginn und -ende, da ein zusammenhängendes Niederschlagsereignis auf zwei Messwerte aufgeteilt sein kann. Eingang in die extremwertstatistische Analyse pro Dauerstufe finden daher die prozentual angehobenen Messwerte. Die Größe des empirisch ermittelten Anhebungsfaktors hängt davon ab, wie oft das Grundintervall der Messung in der jeweilige Dauerstufe enthalten ist. Die Niederschlagshöhen der Dauerstufe D = 24 h (Einfaches des Grundintervalls 1 d vom Morgentermin des Vortages bis zum Morgentermin des Messtages) sind die um 14% angehobenen täglichen Niederschlagshöhen. Die Niederschlagshöhen der Dauerstufe D = 72 h (Dreifaches des Grundinter-

valls 1 d) sind die um 4% angehobenen täglichen Niederschlagshöhen (siehe ATV/DVWK (1985)). Hinsichtlich der Niederschlagsdauer bedeutet es bei der Dauer oder Dauerstufe von D = 24 h nicht zwangsläufig, dass der Niederschlag 24 Stunden andauert. Innerhalb der 24 Stunden sind niederschlagsfreie Intervalle möglich. Entsprechendes gilt für die Dauerstufe D = 72 h.

Jährliche Serie und Anpassung der Verteilungsfunktion

Um eine Bewertung der innerhalb eines Messzeitraums ausreichender Länge zufällig aufgetretenen Niederschlagsereignisse zu erhalten und eine Extrapolation auf sehr seltene Starkniederschlagsereignisse zu ermöglichen, wird eine extremwertstatistische Analyse vorgenommen. Es gibt für die Berechnung von Starkniederschlagshöhen zahlreiche statistische Ansätze. Dies schließt sowohl die Auswahl der zu beschreibenden Stichprobe als auch die Anwendung einer statistischen Verteilungsfunktion ein. Die Bereitstellung der erforderlichen Stichproben folgt dem Konzept der jährlichen Serie (Verwendung der Jahresgrößtwerte) oder dem Konzept der partiellen Serie (Verwendung der Niederschlagshöhen oberhalb eines Schwellenwertes).

Den Ergebnissen in den Abbildungen 1 bis 4 liegen jährliche Serien zugrunde. Es geht genau ein gemessenes Niederschlagsereignis (Niederschlagshöhe pro Dauerstufe) pro Messjahr in die jährliche Serie ein. Ein vergleichsweise niedriger Jahresgrößtwert wird auch dann berücksichtigt, wenn dieser Messwert in einem anderen Jahr mehrfach übertroffen wird. Den jährlichen Serien von Niederschlagshöhen für die Dauerstufen D = 24 h und D = 72 h wird mittels einer Regressionsrechnung jeweils die theoretische Extremal-I-Verteilung angepasst. Sie ist pro Dauerstufe D als Gleichung in der Form in Abhängigkeit von der Dauerstufe D und der Wiederkehrzeit T berechnen.

(1) $$h_N(T) = u + w \cdot \ln T$$

in Abhängigkeit von der Wiederkehrzeit T darstellbar, wobei *u* und *w* die Parameter der Verteilungsfunktion bezeichnen. Wie die Parameter *u* und *w* grafisch zu ermitteln sind, wird in der Abb. 1 demonstriert. Die ihrer Größe nach geordneten Werte der jährlichen Serie sind in Abhängigkeit von den entsprechend dem Stichprobenumfang M bzw. der Länge der Messreihe vorab geschätzten Wiederkehrzeiten t(k) an ihren "plotting positions" eingetragen. Die "plotting position" für den größten (ersten) Wert einer Stichprobe vom Umfang M = 30 ist $T(1) \approx 50$ a. Im Koordinatensystem mit dem natürlichen Logarithmus der Wiederkehrzeit T auf der Abzisse wird die Verteilungsfunktion durch eine Regressions-gerade dargestellt. Der Parameter *u* ist der Ordinatenabschnitt für ln T = 0, der Parameter *w* bedeutet die Steigung der Ausgleichsgeraden.

Die punktuellen extremwertstatistischen Auswertungen von jährlichen Serien aus den Messreihen der täglichen Niederschlagshöhen liefern als Ergebnis die Parameter u(D) und w(D) für die Dauerstufen D = 24 h und D = 72 h. Mit Hilfe dieser Parameter lassen sich für jede Station die Starkniederschlagshöhen h_N gemäß der Gleichung

(2) $$h_N(D;T) = u(D) + w(D) \cdot \ln T$$

in Abhängigkeit von der Dauerstufe D und der Wiederkehrzeit T berechnen.

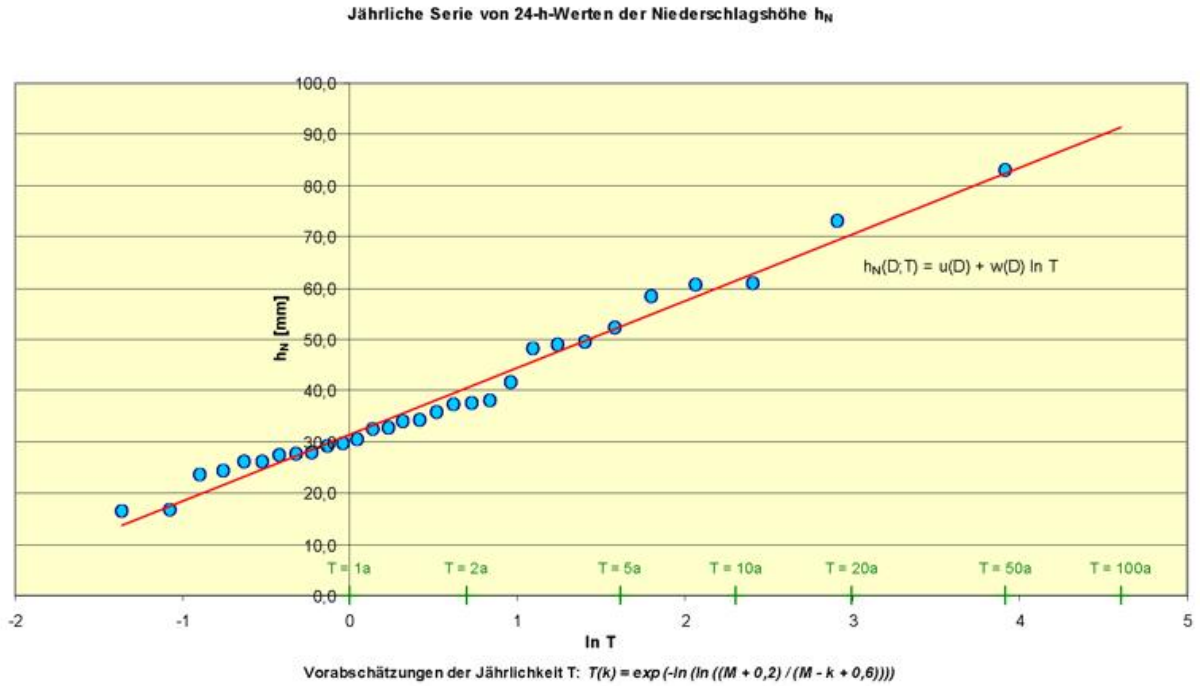


Abb. 1 Graphische Ermittlung der Parameter u und w auf der Basis der jährlichen Serie für Niederschlagshöhen der Dauerstufe D = 24 h. (Beispielstation, M = 30 Jahre, Laufindex k = 1, ..M).

Ergebnisse

Die hydrometeorologische Größe Niederschlag weist eine große zeitliche Streuung auf. Daher sollte der Untersuchungszeitraum für extremwertstatistische Untersuchungen mindestens 30 Jahre umfassen. Die im KOSTRA-Atlas veröffentlichten Starkniederschlagshöhen für Deutschland (DWD, 1997) wurden aus Messwerten im Basiszeitraum 1951 bis 1980 abgeleitet. Die im Hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD, 2000/01) getroffenen Aussagen zu Starkniederschlagshöhen der Dauerstufen D = 24 h und D = 72 h basieren auf Messwerten im Referenzzeitraum 1961 bis 1990. Beide Publikationen gehen über die bloße Auflistung stationsbezogener Starkniederschlagshöhen hinaus. Durch die Entwicklung und Anwendung spezieller Regionalisierungsmethoden gelang die Übertragung der punktuell ermittelten Ergebnisse auf Standorte, für die keine Messwerte vorliegen. Dieser Grad an Komplexität ist mit den nachfolgenden, schlaglichtartig dargestellten Resultaten der Langzeituntersuchungen täglicher Niederschlagsmessungen im Zeitraum 1901 bis 2000 an den drei ausgewählten Stationen Norddorf/Amrum, Potsdam (Obs.) und Kempten (Wst) nicht zu erreichen. Dennoch sind insbesondere die Ergebnisse für die o. g. zwei 30-jährigen Zeiträume von praktischem Wert. Während die Stationen Potsdam (81 m ü. NN in der Mark Brandenburg) und Kempten (705 m ü. NN im Allgäu) stellvertretend für weitere Standorte in den jeweiligen Regionen betrachtet werden können, symbolisiert die Station Norddorf auf der Insel Amrum nicht in gleichem Maße das Starkniederschlagsgeschehen im Norden Deutschlands, sondern allgemein eine Station mit größeren Schwankungen der Starkniederschlagshöhen.

Bei Anwendung extremwertstatistisch ermittelter Starkniederschlagshöhen muss wegen der großen zeitlichen Variabilität des Niederschlags ein Toleranzbereich angesetzt werden. Außerdem führen unvermeidbare Ungenauigkeiten bei der Mess-

und Auswertemethodik sowie die Grenzen des extremwertstatistischen Ansatzes dazu, dass diese Starkniederschlagshöhen mit einer gewissen Unsicherheit behaftet sind, die umso größer ist, je seltener der jeweilige Wert überschritten wird. In Abhängigkeit von der Wiederkehrzeit sollte ein Toleranzbetrag Berücksichtigung finden.

Die Abbildungen 2 bis 4 zeigen die Ergebnisse 30-jährig gleitender Auswertungen von Starkniederschlagshöhen der Dauerstufen D = 24 h und D = 72 h, wie sie an den drei Stationen im Mittel einmal pro Jahr (T = 1 a) und einmal in 100 Jahren (T = 100 a) erreicht werden. Auf Grund der unterschiedlichen Wetterlagen und der mit ihnen verknüpften Starkniederschlagsereignisse innerhalb der 30-jährigen Zeitreihen variieren die Berechnungsergebnisse, wobei es auch zu sprunghaften Änderungen kommt. Das ist bspw. bei der Station Norddorf/Amrum (siehe Abb. 2) so, da für D = 72 h die jährliche Serie im Zeitraum 1960 bis 1989 für das Jahr 1960 den 72-h-Wert der Niederschlagshöhe von 106,6 mm enthält, der in der jährlichen Serie im Zeitraum 1961 bis 1990 entfällt. Als neuer Wert kommt der größte 72-h-Wert der Niederschlagshöhe für das Jahr 1990 hinzu, der nur 62,4 mm beträgt.

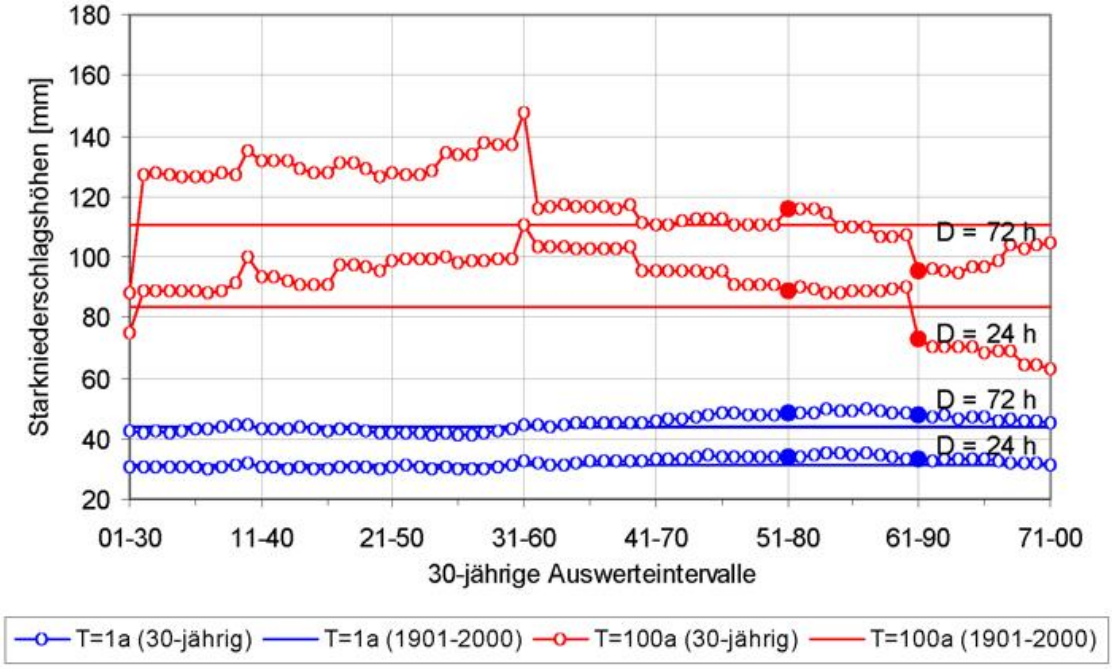


Abb. 2 30-jährig gleitende Auswertungen der Station Norddorf/Amrum für Starkniederschlagshöhen der Dauerstufen D = 24 h und D = 72 h bei Wiederkehrzeiten von T = 1 a und T = 100 a im Zeitraum 1901 bis 2000.

Die prozentualen Abweichungen der Starkniederschlagshöhen für die jeweiligen 30-jährigen Zeiträume von den Starkniederschlagshöhen für den 100-jährigen Gesamtzeitraum betragen bis zu ± 30 %. Hinsichtlich der Starkniederschlagshöhen für den KOSTRA-Basiszeitraum 1951 bis 1980 weisen die Abbildungen 2 bis 4 keine oder nur positive Abweichungen von den Starkniederschlagshöhen für den 100-jährigen Gesamtzeitraum auf. Die Abbildungen zeigen, dass die Starkniederschlagshöhen für den HAD-Bezugszeitraum 1961 bis 1990 bis zu ± 20 % von den Starkniederschlagshöhen für den 100-jährigen Gesamtzeitraum abweichen.

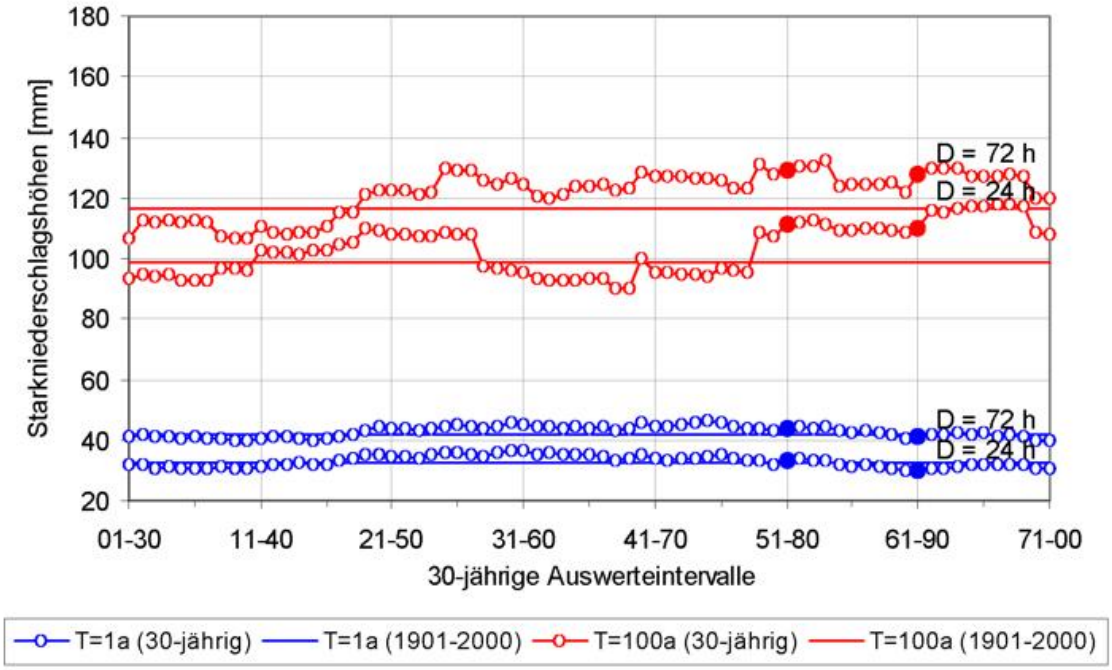


Abb. 3 30-jährig gleitende Auswertungen der Station Potsdam (Obs.) für Starkniederschlagshöhen der Dauerstufen D = 24 h und D = 72 h bei Wiederkehrzeiten von T = 1 a und T = 100 a im Zeitraum 1901 bis 2000.

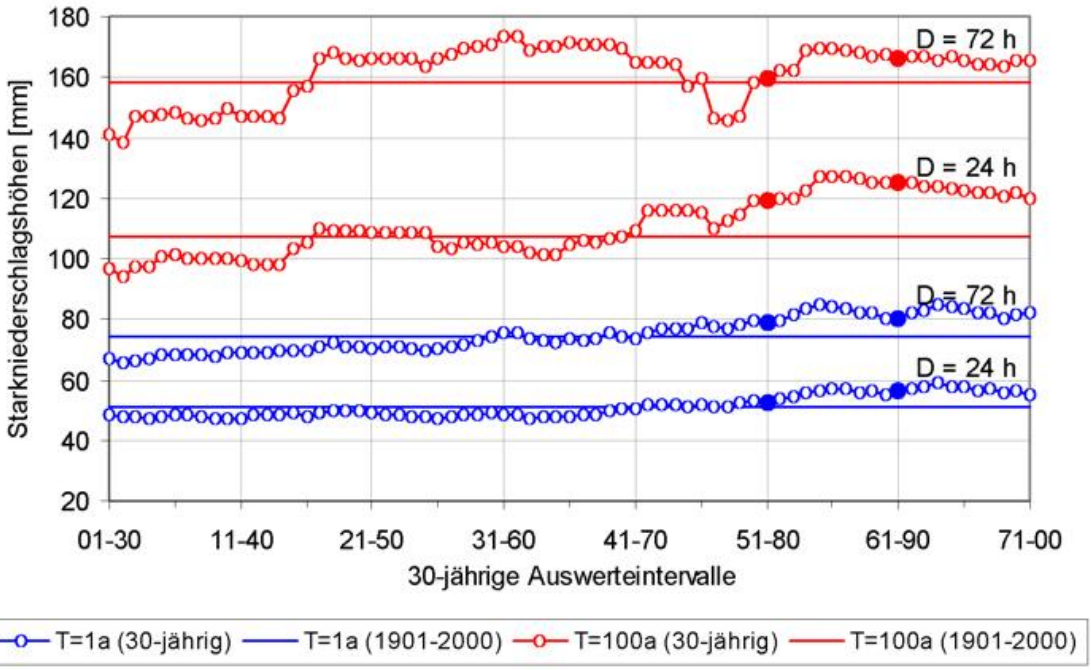


Abb. 4 30-jährig gleitende Auswertungen der Station Kempten (Wst) für Starkniederschlagshöhen der Dauerstufen D = 24 h und D = 72 h bei Wiederkehrzeiten von T = 1 a und T = 100 a im Zeitraum 1901 bis 2000.

Die KOSTRA-Starkniederschlagshöhen, aber auch die Darstellungen im HAD sollen nicht in erster Linie als Ausdruck für das Starkniederschlagsgeschehen im 20. Jahrhundert gelten. Sie dienen vielmehr vor allem als Planungsgrundlage und Entscheidungshilfe z. B. bei der Bemessung gegenwärtig und zukünftig zu errichtender

wasserwirtschaftlicher Anlagen. Unter diesem Aspekt sind daher die Abweichungen der Starkniederschlagshöhen 30-jähriger Zeiträume nach dem Zeitraum 1951 bis 1980 von Bedeutung. An der Station Kempten übertreffen die Starkniederschlagshöhen aller jüngeren 30-jährigen Zeiträume die des KOSTRA-Basiszeitraums geringfügig. An den beiden anderen Stationen gibt es jüngere 30-jährige Zeiträume mit im Vergleich zu den KOSTRA-Werten sowohl größeren als auch geringeren Werten. Im Falle der Station Norddorf/Amrum sollten bei einer Wiederkehrzeit von T = 100 a — in Anbetracht der dort in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts aufgetretenen großen Starkniederschlagshöhen — die geringen Starkniederschlagshöhen zum Ende des 20. Jahrhunderts nicht überbewertet werden.

Für die Verwendung von KOSTRA-Starkniederschlagshöhen wird im KOSTRA-Atlas empfohlen, in Abhängigkeit von der Wiederkehrzeit bei T = 1 a einen Toleranzbetrag von ± 10% und bei T = 100 a einen Toleranzbetrag von ± 20% zu berücksichtigen. Die Abbildungen zeigen, dass die KOSTRA-Werte einschließlich der dazugehörigen Toleranzbeträge gut geeignet sind, auch vor dem Hintergrund möglicher Klimaveränderungen als Bemessungsgrundlage herangezogen zu werden.

Zusammenfassung

Am Beispiel von 100-jährigen Reihen täglicher Niederschlagshöhen im Zeitraum 1901 bis 2000 an den drei Stationen Norddorf/Amrum, Potsdam (Obs.) und Kempten (Wst) wird gezeigt, welchen Schwankungen die Ergebnisse extremwertstatistischer Analysen von Starkniederschlagshöhen der Dauerstufen D = 24 h und D = 72 h für 30-jährige Zeiträume –- einschließlich des KOSTRA-Basiszeitraums 1951 bis 1980 –- unterliegen. Für die drei Stationen weichen die im KOSTRA-Atlas publizierten Starkniederschlagshöhen der Dauerstufen D = 24 h und D = 72 h bei einer Wiederkehrzeit von einmal pro Jahr quasi nicht und bei einer Wiederkehrzeit von einmal in hundert Jahren nur um +10% von den für den 100-jährigen Gesamtzeitraum ermittelten Starkniederschlagshöhen ab.

Literatur

ATV/DVWK (1985): Niederschlag-Starkregenauswertung nach Wiederkehrzeit und Dauer; DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft, Heft 124 (textgleich: ATV-Arbeitsblatt A 121 zur Wasserwirtschaft)

DWD (1997): Starkniederschlagshöhen für Deutschland (KOSTRA-Atlas); Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach 1997

HAD (2000/01): Hydrologischer Atlas von Deutschland; Herausgeber: Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit; Atlastafel 2.8 Starkniederschlagshöhen, Offenbach und Berlin 2001

Simulationen des Winterklimas des 20. Jahrhunderts mit dem Modell ECHAM4

A. Hense, H. Paeth, S. Klink

Einleitung

Der Klimastatusbericht 2001 versucht eine Synopse der atmosphärischen Klimavariabilität des 20. Jahrhunderts zu liefern. Vor diesem Hintergrund ist es das Ziel dieses Beitrages, die Veränderlichkeit der atmosphärischen Zustandsgrössen im atlantisch - europäischen Raum zu beschreiben und ansatzweise zu analysieren. Insbesondere der zweite Punkt, die Analyse, muss mit Hilfe von Modellen erfolgen, da es nur durch diese möglich ist, Vorstellungen über Wirkungsmechanismen und Prozesse in den Beobachtungsdaten statistisch zu erfassen. Statistik ist notwendig, da die Atmosphäre ein (groß)-turbulentes Geofluid ist, das ständig zufälligen Fluktuationen auf allen Raum- und Zeitskalen unterworfen ist. Ein Prozessverständnis der atmosphärischen Klimavariabilität rein aus Beobachtungsdaten zu gewinnen, ist ebenfalls nicht möglich, da man (a) in der Realität kein kontrolliertes Experiment zum Einfluss eines bestimmten Faktors durchführen kann und (b) eine aus Beobachtungsdaten gewonnene Hypothese nicht an den gleichen Daten überprüfen kann.

Spezifisch soll in diesem Beitrag untersucht werden, inwieweit die ozeanischen Wasseroberflächentemperaturen (SST) und der Meereisbedeckungsgrad in den Polargebieten einen Einfluss auf die Klimavariabilität im Bereich Nordatlantik - Mitteleuropa in der Jahreszeit Dezember bis Februar haben. Hierzu sind in enger Zusammenarbeit mit dem MPI für Meteorologie (U. Cubasch, M. Latif, R. Voss) vom Meteorologischen Institut der Universität Bonn in den letzten 8 Jahren umfangreiche Simulationen mit den atmosphärischen Zirkulationsmodellen der ECHAM - Familie durchgeführt worden. Mit dem ECHAM4 Modell (Roeckner et al., 1992) in der T42 Auflösung (entspricht in etwa einer 2.8° x 2.8° Auflösung) wurden 4 Simulationen des Zeitraums 1903-1994 durchgeführt, denen als Randbedingungen die beobachteten SST und Meereisverteilungen mit monatlicher Auflösung vorgeschrieben wurden. Diese Daten waren dem GISST 2.2 Datensatz des Hadley Centers for Climate Prediction and Research entnommen worden (Parker und Jackson, 1995). Die 4 Simulationen unterscheiden sich in der Wahl der Anfangszustände am 1. Januar 1903, die alle gleichwahrscheinlich und typisch für Anfang Januar sind. Diese Form der numerischen Experimente nennt man Ensemblesimulationen. Sie erlaubt es, die Gesamtvariabilität der Atmosphäre zu unterteilen in einen Anteil, der sich durch die Wirkung der SST und des Meereises einstellt, und in einen Anteil, der sich rein zufällig durch die Wahl der Anfangsbedingungen ergibt. Da man davon ausgehen muss, dass auch in der realen Atmosphäre zufällige (turbulente) Fluktuationen z.B. die SST angetriebene Variabilität überlagern, ist praktisch nur der Teil der Modellvariabilität mit den Beobachtungen vergleichbar, der durch die SST induziert wird. Hier zeigt sich, wie wichtig die Modellsimulation ist. Denn die Trennung zwischen SST-Signal und Klimarauschen ist anhand von Beobachtungsdaten nur bei zusätzlichen (und u.U. gewichtigen) Annahmen durchführbar.

Die Ergebnisse dieser Simulationen und der Vergleich der simulierten mit der beobachteten atmosphärischen Klimavariabilität im Bereich des Nordatlantiks und Europas

sollen im folgenden beschrieben werden. Da für die lange Periode 1903-94 nur bodennahe Parameter wie Luftdruck, bodennahe Lufttemperatur und Niederschlag über den Kontinenten als Vergleichgrössen vorliegen, wird der Vergleich auch nur für diese Werte durchgeführt. Stein (2000), Glowienka-Hense (1999) und Friederichs (2000) haben z.B. ein ECHAM3-T21 Ensemble unter anderen Gesichtspunkten oder mit anderen Variablen untersucht. Erste Untersuchungen des ECHAM4 Ensembles findet man in Paeth et al. (2001).

Da die ECHAM4 Simulationen mit einer höheren Auflösung und mit besseren Parametrisierungen der subskaligen Prozesse wie Strahlung, planetare Grenzschicht, Konvektion usw. als die ECHAM3/T21 Simulationen durchgeführt wurden, sollen nur diese im Folgenden besprochen werden.

Die Luftdruckvariabilität im Untersuchungsgebiet wird entscheidend durch die Nordatlantische Oszillation (NAO) geprägt und bestimmt zu einen nicht geringen Anteil auch die Variabilität der bodennahen Lufttemperatur und des Niederschlags in Mitteleuropa im Winter. Die zeitliche Variabilität der NAO wird üblicherweise durch einen Index (z.B. Hurrell und van Loon, 1997) beschrieben. Der Standardindex greift die Luftdruckdifferenz zwischen zwei festen Punkten (Island und Azoren bzw. Lissabon) ab (Euler'scher Index). Allerdings haben verschiedene Untersuchungen gezeigt (Glowienka, 1985; Ulbrich und Christoph, 1999), dass die NAO kein räumlich stationäres Gebilde ist, sondern sich durch eine Verlagerung der Aktionszentren Islandtief und Azorenhoch in NE/SW Richtung auszeichnet. Diesem Umstand wird der Lagrange'sche Index gerecht, der am Meteorologischen Institut der Universität Bonn entwickelt wurde (Glowienka, 1985; Glowienka-Hense 1990; Mächel et al., 1998) und der die Verschiebung der zentralen Aktionsgebiete in meridionaler Richtung explizit berücksichtigt.

Als Vergleichsdaten der realen Atmosphäre dienen die NCEP Reanalysen (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001) sowie eine Zusammenstellung der Niederschlags- und bodennahen Lufttemperaturdaten durch die Climate Research Unit in Norwich (UK) (New et al., 2000).

Statistische Verfahren

Neben den Standardverfahren der Statistik zur Schätzung der ersten und zweiten Momente wird bei der Auswertung von Ensemblesimulationen eine Methode verwendet, die in der Klimatologie bislang eher selten Verwendung gefunden hat. Es ist die (einfache) Varianzanalyse (von Storch und Zwiers, 1999). Jede simulierte Variable $x_{i,j}$ im Jahr i mit $i=1,I$ in der Realisierung j mit $j=1,J$ (etwa die Temperatur an einen Gitterpunkt) wird dazu in die drei Anteile μ, a_i und $\varepsilon_{i,j}$ aufgespalten

$$x_{i,j} = \mu + a_i + \varepsilon_{i,j} \qquad (1)$$

Die Grösse μ ist dabei der über Zeit und Anzahl der Simulationen konstante Mittelwert, a_i der allen Simulationen gemeinsame Anteil, der sich als Wirkung der in allen Simulationen identischen SST auf die Atmosphäre ergibt, und $\varepsilon_{i,j}$ der von den Randbedingungen unabhängige und somit nicht prognostizierbare Anteil der Modellergebnisse ("Klimarauschen"). Ist nun $\sum_{i=1}^{I} a_i^2$ grösser als die Varianz des

Klimarauschens $\varepsilon_{i,j}$ so können wir einen signifikant von Null verschiedenen Einfluss der allen Simulationen gemeinsamen SST und Meereisvariationen annehmen. Ein entsprechender Test kann mit Hilfe der Fisher-F Verteilung gestaltet werden (von Storch und Zwiers, 1999; Paeth et al., 1999). Das Verhältnis

$$e = \frac{\sum_{i=1}^{I} a_i^2}{\sum_{i=1}^{I} a_i^2 + Var(\varepsilon)}$$

wird als durch SST/Meereis Variationen erklärter Varianzanteil bezeichnet, der z.B. für jeden Gitterpunkt berechnet und in einer Karte dargestellt werden kann. Allerdings muss darauf hingewiesen werden, dass die Varianzanalyse keinen Hinweis gibt, welche räumlich-zeitliche Struktur der SST Variationen nun für die erklärte Varianz verantwortlich ist.

Vergleich der Mittelwerte

Das Ziel dieses Beitrages ist eine Untersuchung der simulierten Klimavariabilität und deren Vergleich mit Beobachtungen. Oft erschöpft sich ein Modell-Realitätsvergleich in der Gegenüberstellung der Mittelwerte (in unserer Schreibweise μ). Um jedoch den Vergleich möglichst vollständig zu haben, seien im folgenden die Mittelwerte und der systematische Fehler des ECHAM Modells präsentiert. Darüberhinaus kann man auch die Variabilität um die Mittelwerte z.B. ausgedrückt als Standardabweichung der Monatsmittel betrachten. In Abb. 1 ist das Mittelwertfeld der bodennahen Lufttemperatur für den Zeitraum Dezember/Januar/Februar 1958-1994, berechnet mit dem

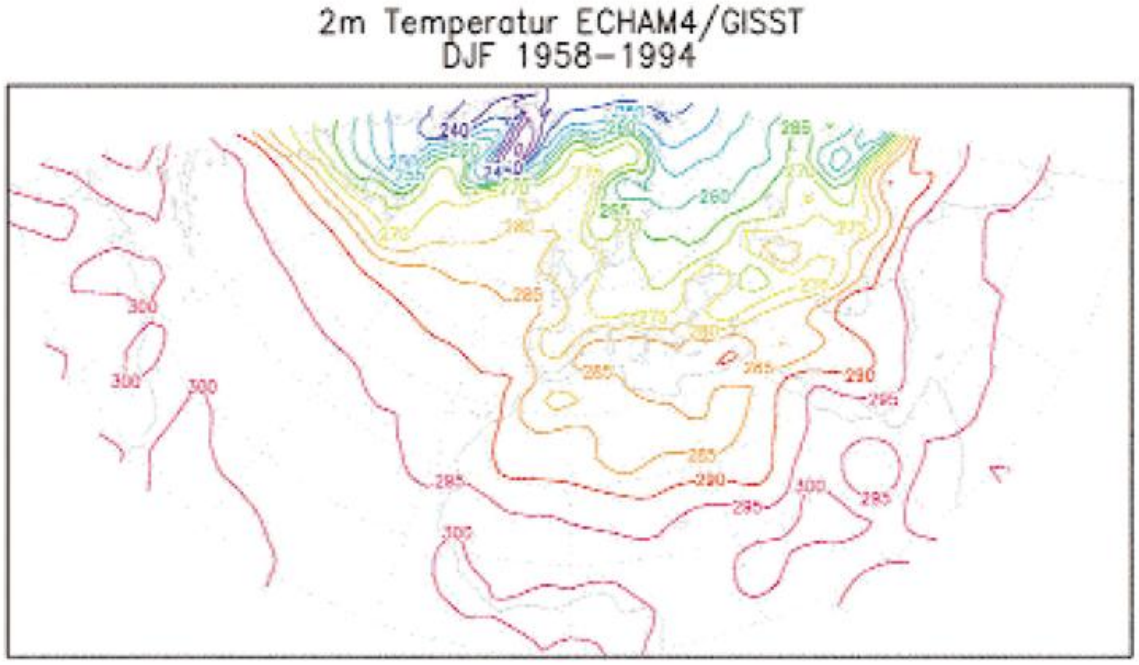


Abb. 1 Mittelwertfeld der bodennahen Lufttemperatur Dezember-Februar 1959-1994, simuliert mit den ECHAM4-T42 Modell, Mittelwert über alle 4 Realisierungen, Einheit in K, Konturabstand 5K.

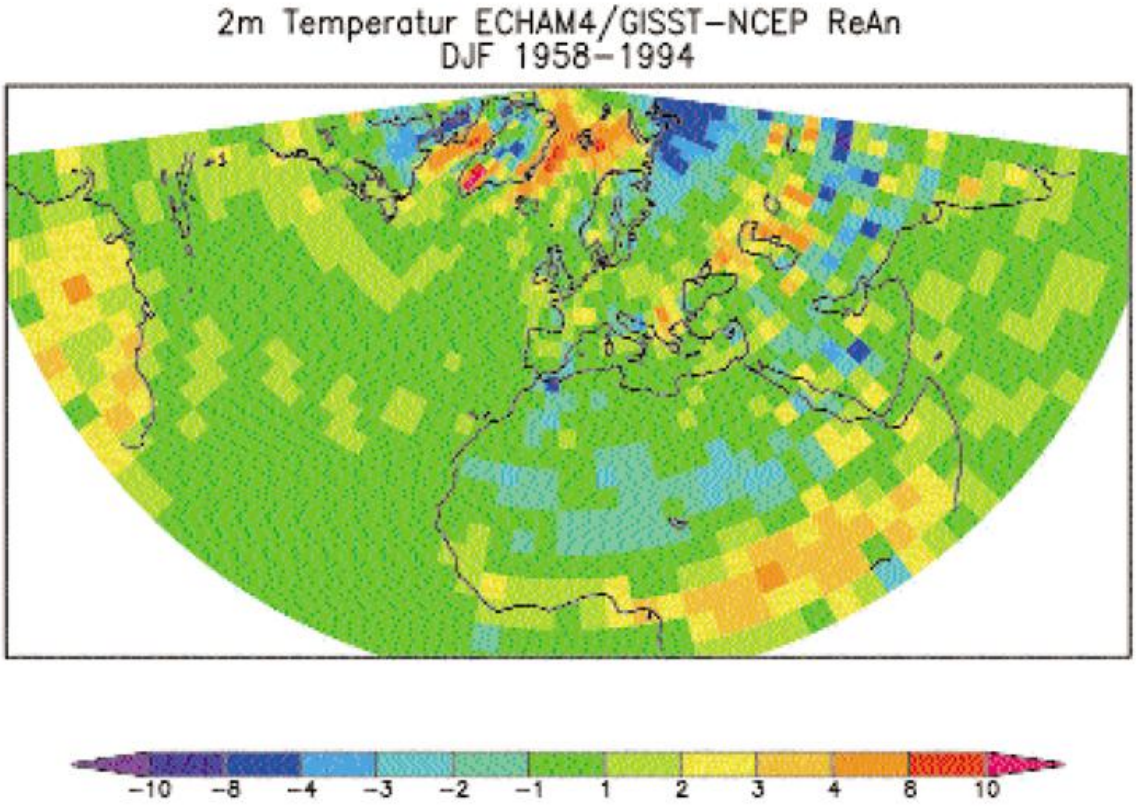


Abb. 2 Systematische Abweichung der bodennahen Lufttemperatur zwischen ECHAM4-T42 und den NCEP Reanalysen. Bei positiven Werten ist das Modell wärmer als die Reanalysen.

ECHAM4-T42 Modell dargestellt, sowie in Abb. 2 die mittleren Abweichungen von den entsprechenden Werten der NCEP Reanalysen. Zu beachten ist allerdings, dass auch die Temperaturen der Reanalysen nur eine Modellinterpretation der Messungen sind, so dass Abweichungen zwischen Beobachtungen und Modell nicht notwendigerweise Fehler des ECHAM4 Modells sind. Die grössten Abweichungen treten in orographisch stark gegliedertem Gelände und entlang der Eiskante auf. Die Gründe sind sicherlich die unterschiedliche Darstellung der Orographie und wahrscheinlich differierende Verteilungen der Eisbedeckung zwischen Reanalysen und Simulationen.

In Abb. 3 und 4 sind die entsprechenden Ergebnisse für den Niederschlag der Jahreszeit Dezember-Februar dargestellt. Das augenscheinlichste Merkmal der systematischen Unterschiede ist die Ausdehnung der simulierten atlantischen Niederschlagszone nach Westeuropa hinein, die zu ca. 30-50 mm/mo höheren Niederschlägen in Mitteleuropa führt, als die NCEP Reanalysen anzeigen. Allerdings muss man auch hier sagen, dass die Reanalysen-Niederschläge nur diagnostizierte Niederschlagswerte sind, die aus einer atmosphärischen Dynamik entstehen, die an Beobachtungen angebunden ist (Kalnay et al., 1996).

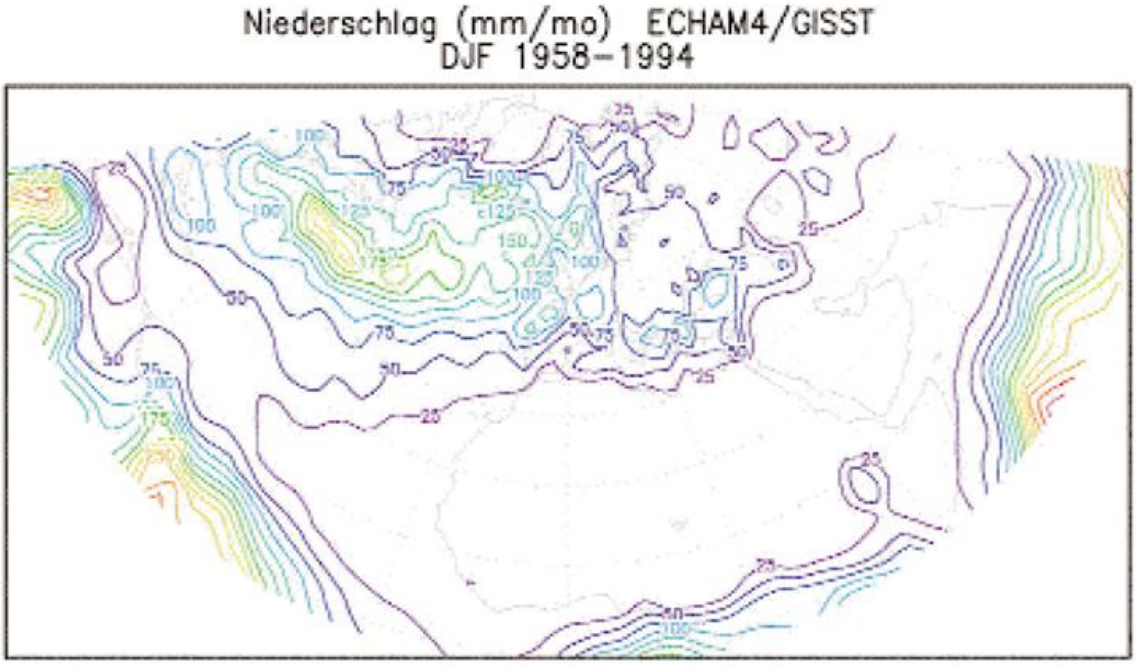


Abb. 3 Mittelwertfeld des Niederschlags Dezember-Februar 1959-1994, simuliert mit dem ECHAM4-T42 Modell, Mittelwert über alle 4 Realisierungen in mm/mo, Konturabstand 25 mm/mo.

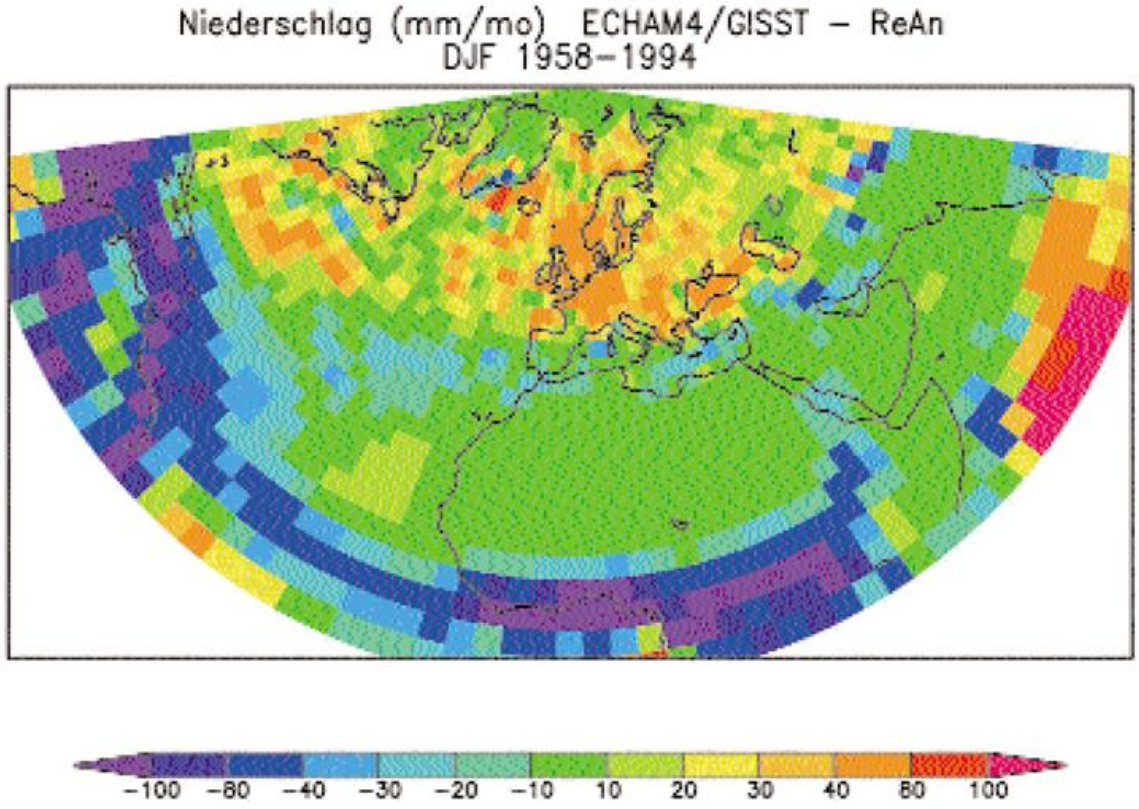


Abb. 4 Systematische Abweichung des mittleren Niederschlagsfeldes DJF 1958-1994 zwischen ECHAM4-T42 und den NCEP Reanalysen, bei positiven Werten produziert das Modell mehr Niederschlag als die Reanalysen.

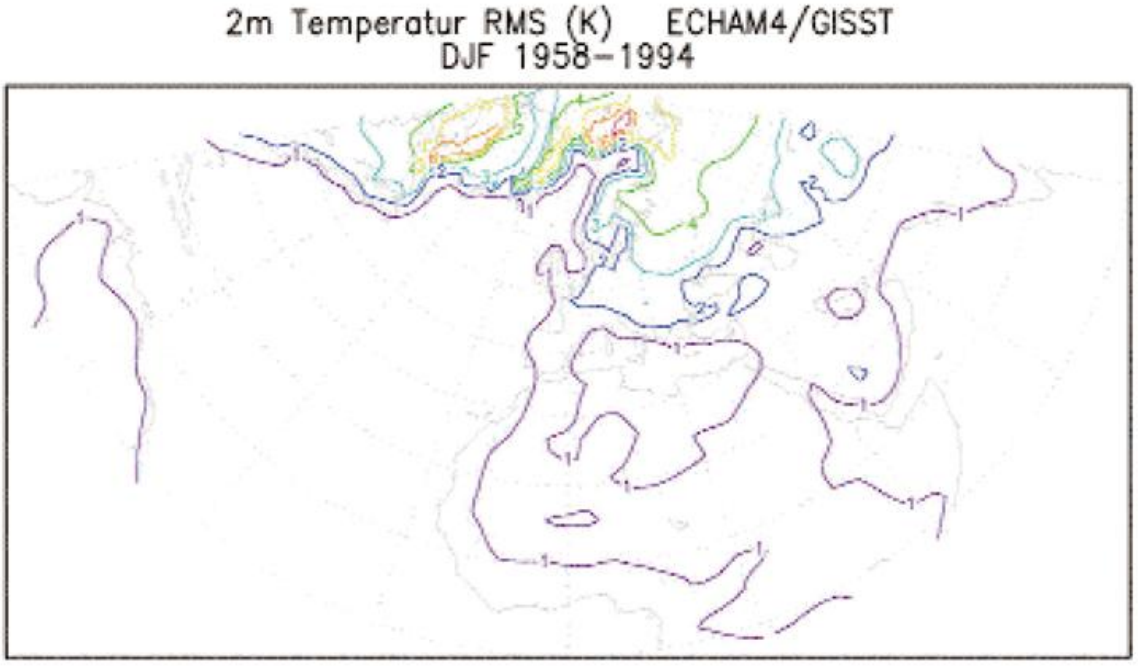


Abb. 5 Feld der Standardabweichung der Jahr-zu-Jahr Variabilität der Monatsmittel der bodennahen Lufttemperatur DJF 1958-1994, in K, Konturabstand 1K.

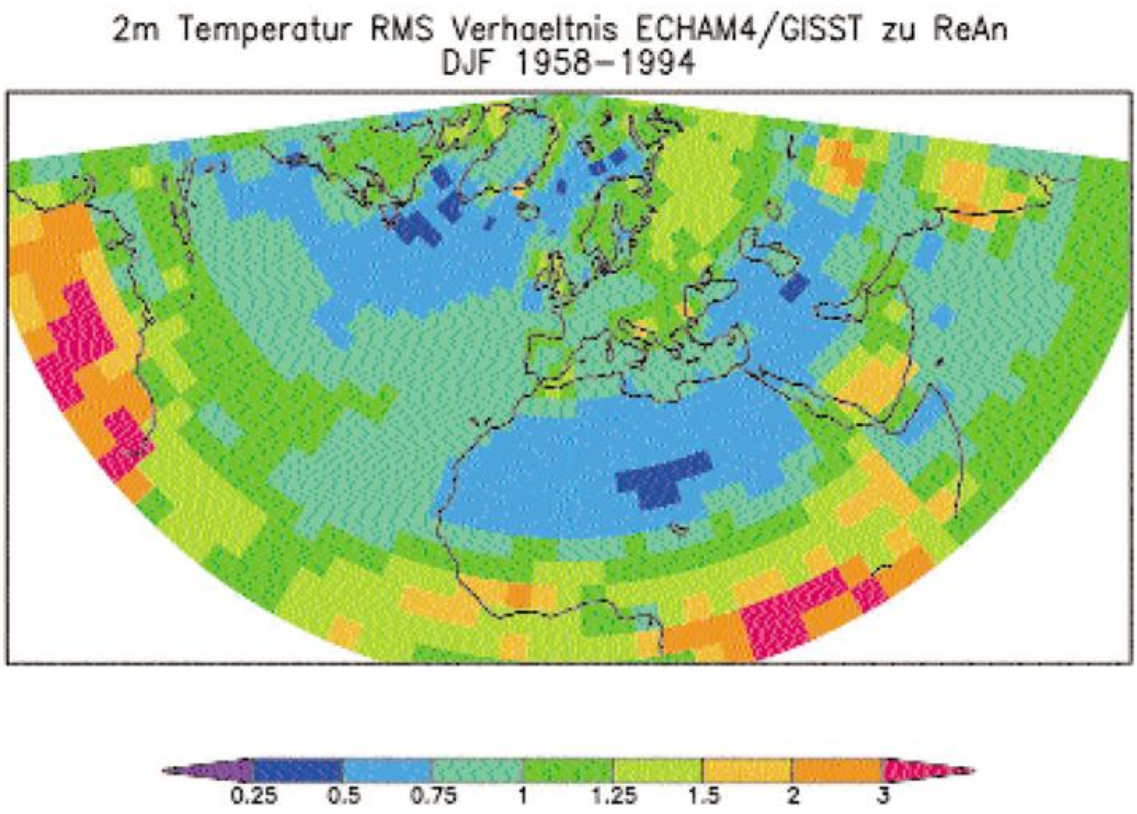


Abb. 6 Verhältnis der Standardabweichung der Jahr-zu-Jahr Variabilität der Monatsmittel der boden nahen Lufttemperatur DJF 1958-1994 in den ECHAM4-T42 Simulationen zu den entsprechenden Werten aus Reanalysen.

Vergleich der Variabilität

Der Vergleich der Jahr-zu-Jahr Variabilität der Monatsmittel der bodennahen Lufttemperatur ist in Abb. 5 und 6 dargestellt. Abb.5 zeigt den absoluten Wert der Standardabweichung und Abb. 6 die simulierte Standardabweichung relativ zum entsprechenden Wert der Reanalysen. Hohe Werte der Standardabweichung werden über den Kontinenten angenommen, während die Ozeanflächen im Untersuchungsgebiet einen typischen Wert von ca. 1K aufweisen. Man erkennt ausserdem, dass das Modell die Variabilität über weiten Teilen des Untersuchungsgebietes leicht unterschätzt.

Der Vergleich der Jahr-zu-Jahr Variabilität der Monatsmittel des Niederschlags ist in Abb.7 (Absolutwert der Standardabweichung) und 8 (Standardabweichung ECHAM4-T42 Simulation relativ zur Standardabweichung Reanalyse) dargestellt. Auffällig ist, dass in der Zone hoher Niederschläge über dem Atlantik auch eine hohe Veränderlichkeit von Jahr-zu-Jahr zu finden ist, die über Mitteleuropa in den ECHAM4-T42 Simulationen größer ist als in den Reanalysen.

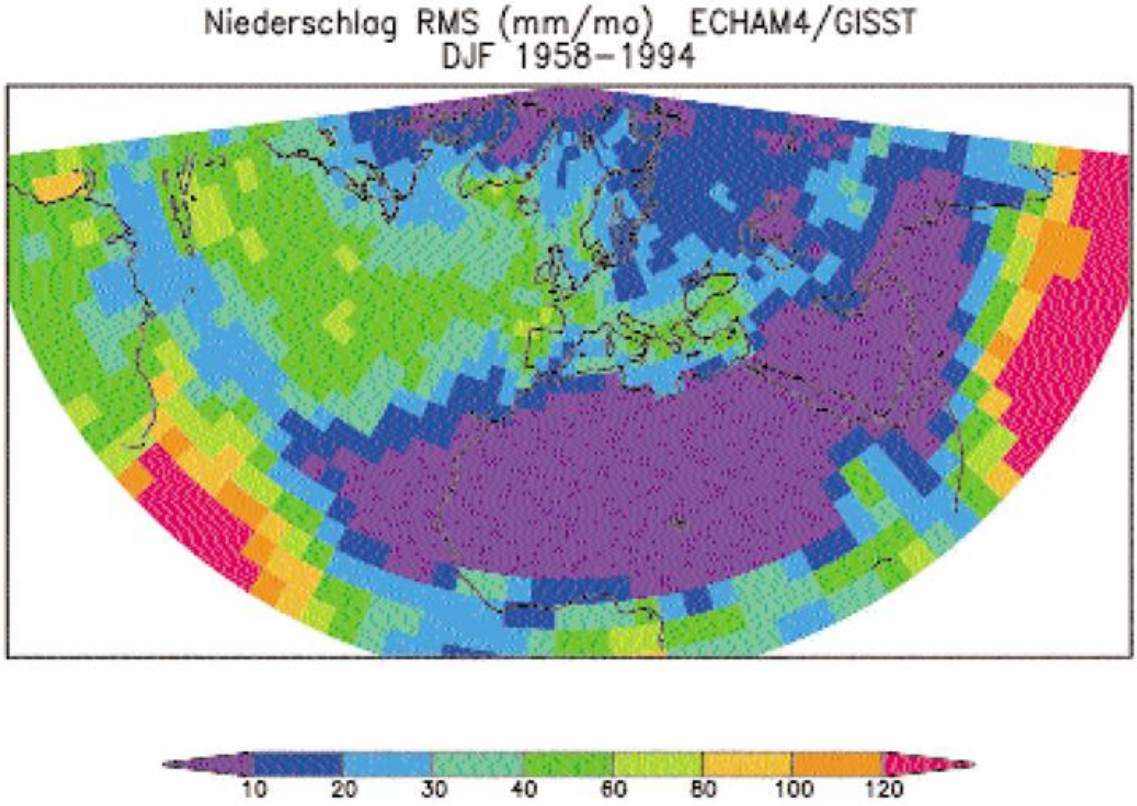


Abb. 7 Feld der Standardabweichung der Jahr-zu-Jahr Variabilität der Monatsmittel des Niederschlags DJF 1958-1994 in mm/mo.

Varianzanalyse

Die in den Variabilitätsmustern Abb. 5 und 7 zusammengefasste Veränderlichkeit des Zeitraums Dezember-Februar 1958-1994 summiert die beiden in Gleichung (1) angegebenen Anteile: die durch SST und Meereis angetriebenen Veränderungen und das modell interne Klimarauschen. Eine erste Illustration zur Trennung beider Anteile kann

man erhalten, wenn man aus den 4 vorhandenen Modellsimulationen für jeden Monat den Mittelwert der vier Realisierungen und die Standardabweichungen um diesen Mittelwert bestimmt. Der Mittelwert ist ein Schätzer für a_i in Gl.(1) und die Standardabweichung ein Maß für die Stärke des internen Rauschens $\varepsilon_{i,j}$. Ein Problem bei der Interpretation ist z.Zt. allerdings noch der geringe Stichprobenumfang von 4 Realisierungen. In Abb.9 ist für die über Mitteleuropa gemittelte (45°N bis 60°N, 0° bis 15°E) bodennahe Lufttemperatur die Zeitreihe über 13 Monate gleitend (da die Variabilität der bodennahen Lufttemperatur im Winter sehr viel größer ist als im Sommer, ist ein 13 Monate gleitendes Mittel ein Maß auch für die Wintervariabilität) gemittelter Anomaliewerte (Abweichungen vom mittleren Jahresgang 1958-1994) aufgetragen. Der schattierte Bereich kennzeichnet den Verlauf von a_i mit einen aus dem Klimarauschen geschätzten 95% Konfidenzintervall. Die beiden Einzelkurven sind die entsprechenden Zeitreihen bestimmt aus den Reanalysen (geschlossene, gelbe Punkte) bzw. aus den CRU Daten (offene, rote Punkte). Die erste Auffälligkeit ist die große Ähnlichkeit zwischen den beiden Beobachtungsdatensätzen. Auf Zeitskalen von 12 Monaten und länger sind zumindest über Mitteleuropa die beiden Beobachtungsdatensätze gut vergleichbar. Wichtig ist dabei zu erwähnen, dass die Beobachtungen der bodennahen Lufttemperaturen nicht in die Reanalysen eingehen.

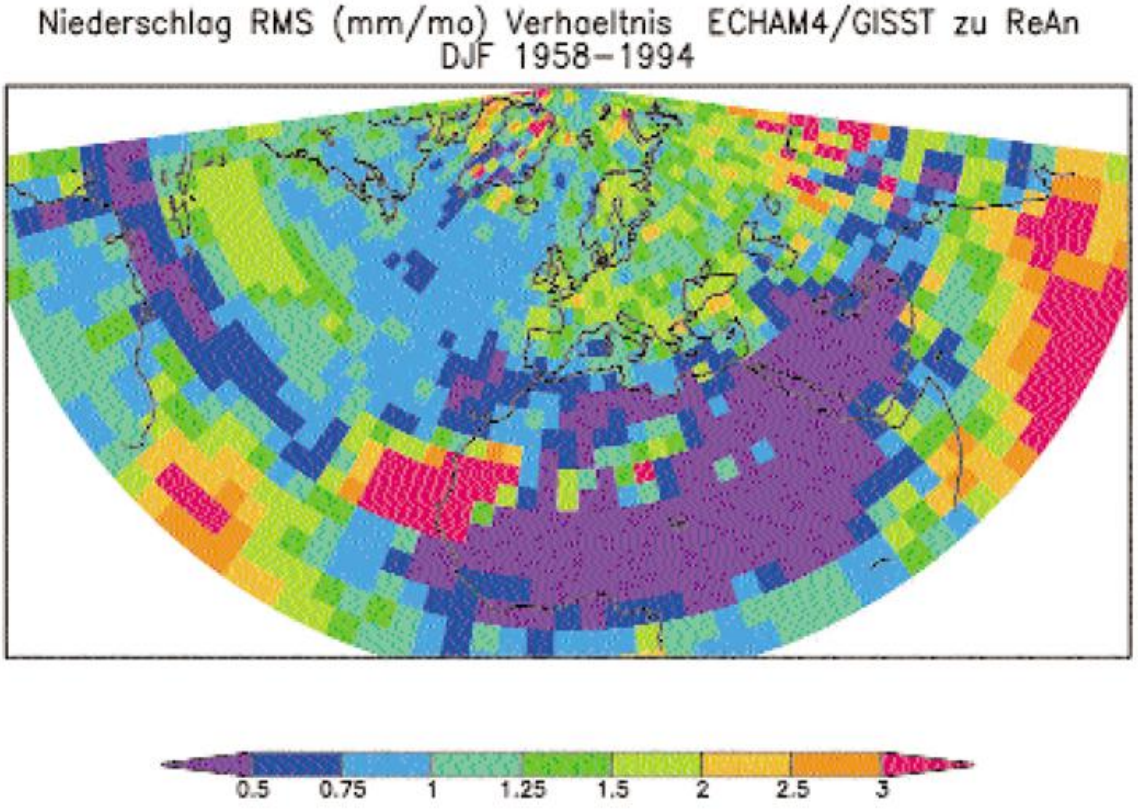


Abb. 8 Verhältnis der Standardabweichung der Jahr-zu-Jahr Variabilität der Monatsmittel des Niederschlags DJF 1958-1994 in den ECHAM4-T42 Simulationen zu den entsprechenden Werten aus Reanalysen.

Vergleicht man Modellergebnisse mit den Daten der realen Atmosphäre, so fällt zunächst das durchaus realistische, irreguläre Verhalten der Modellsimulationen (bei leicht unterschätzter Amplitude, siehe oben) auf. Für die letzten 20 Jahre liegen die Beobachtungswerte tendenziell im Modellunsicherheitsbereich, besonders der Erwärmungs- und Abkühlungszyklus um 1990. Vergleichbare Ergebnisse für die Zeit

davor sind jedoch nicht zu finden, so dass auch eine zufällige Übereinstimmung für 1990 nicht ausgeschlossen werden kann.

Ähnliche Schlussfolgerungen kann man aus den Niederschlagsdaten ziehen Abb.10. Auffällig ist auch hier zunächst die grosse Übereinstimmung zwischen den beiden Beobachtungsdatensätzen abgesehen von den letzten 3 Jahren. Die Modellvariabilität und die Beobachtungsdaten variieren über einen vergleichbaren Bereich, z.T. liegen die Beobachtungen innerhalb des schattierten Modellunsicherheitsbereichs.

Die naive Schlussfolgerung aus den Abb. 9 und 10 wäre es, dass das ECHAM4-Modell die atmosphärische Klimavariabilität der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts nicht treffend simuliert hat. Die Varianzanalyse kann nun die Frage beantworten, ob es überhaupt möglich ist, diese Veränderlichkeit mit Hilfe der vorgeschriebenen SST und Meereisverteilung zu simulieren. Ist z.B. die durch SST Veränderungen induzierte Variabilität $\sum_i a_i^2$ nicht statistisch von Null zu unterscheiden, so kann man keine Übereinstimmung zwischen Simulationen und Beobachtungen erwarten.

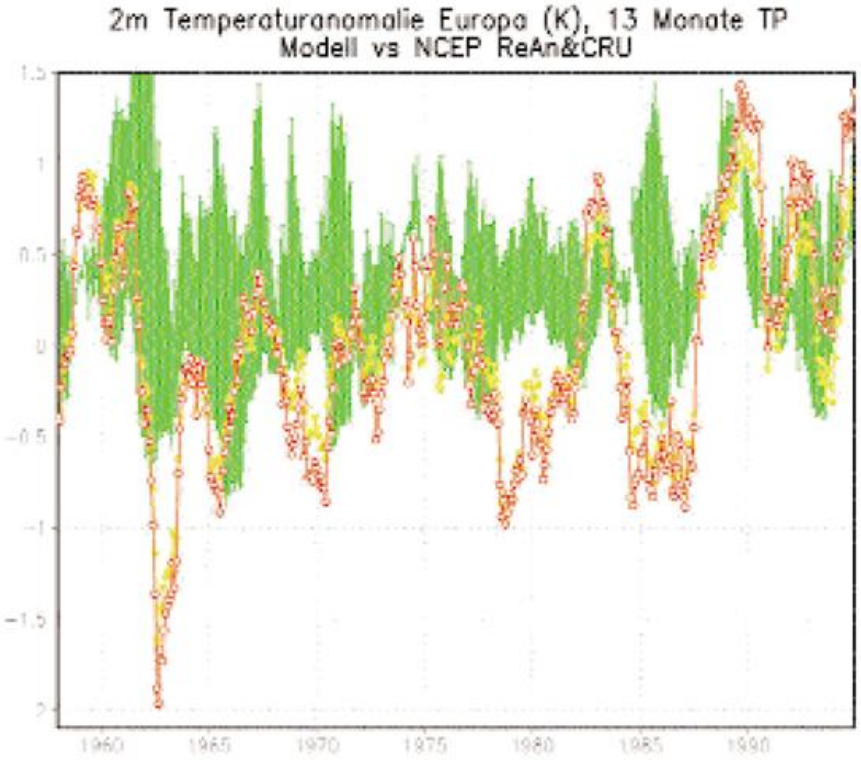


Abb. 9 Zeitreihendarstellung des 95% Konfidenzintervalls der flächengemittelten bodennahen Lufttemperaturen (45°N bis 60°N, 0° bis 15°E) der ECHAM4-T42 Modellsimulationen (schattiert, Details siehe Text), der Reanalysen (geschlossene, gelbe Punkte) und des CRU Datensatzes nach New et al. (2000) (offene, rote Punkte) in K.

In Abb.11 sind die Ergebnisse der Varianzanalyse für die bodennahe Lufttemperatur in der Jahreszeit Dezember - Februar zusammengefasst. Als Konturlinien findet man den durch SST Variabilität erklärbaren Anteil *e* der Gesamtvariabilität aus Abb.5. Schattiert sind die Gitterflächen, in denen die Nullhypothese $\sum_i a_i^2 = 0$ mit den Signifikanzniveaus 10, 5 oder 1% abgelehnt werden muss (der Farbbalken gibt die entsprechenden Werte der Fisher *F* Verteilung an) . Hohe Anteile (ca. 70%) finden sich über dem Ozean, was aber nicht verwunderlich ist, da ja hier die ozeanischen

Wassertemperaturen einen unmittelbaren Einfluss ausüben. Über Mitteleuropa dagegen fällt der SST induzierte Anteil rapide auf unter 10% und die Nullhypothese kann praktisch für alle Landoberflächenpunkte nicht abgelehnt werden. D.h. mehr als 90% der Gesamtvariabilität der simulierten bodennahen Lufttemperaturen in Mitteleuropa sind rein zufällig aus der atmosphärischen Dynamik entstanden und nicht mit Hilfe der SST prognostizierbar. Vor diesem Hintergrund ist das erratische Verhalten von Modell und Beobachtungen in Abb. 9 ein notwendiges Ergebnis und kein Hinweis auf Modellfehler.

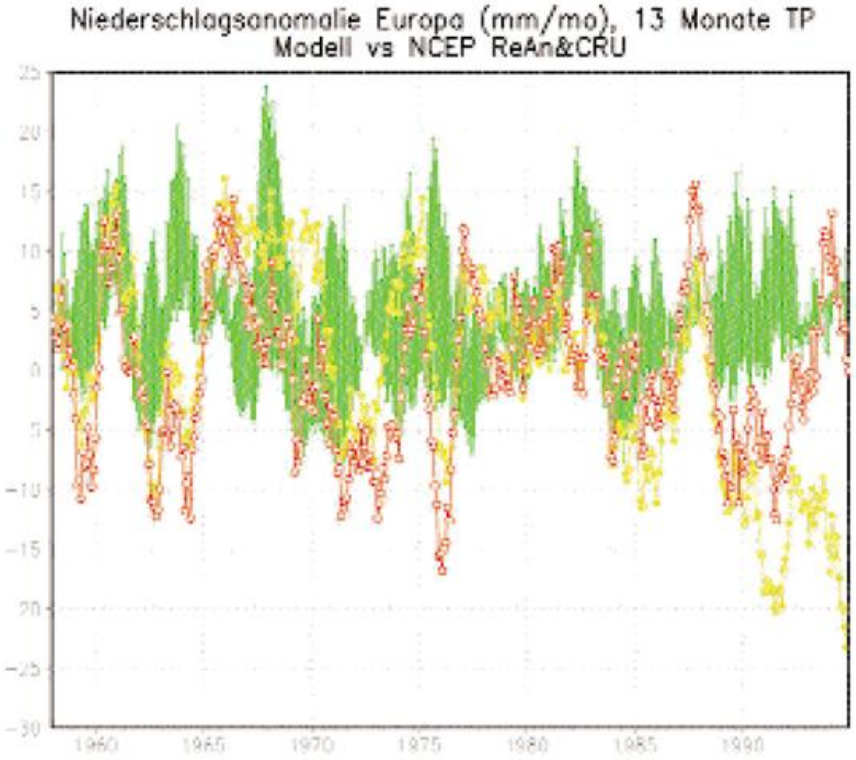


Abb. 10 Zeitreihendarstellung des 95% Konfidenzintervalls der flächengemittelten Niederschläge (45°N bis 60°N, 0° bis 15°E) der ECHAM4-T42 Modellsimulationen (schattiert, Details siehe Text), der Reanalysen (geschlossene, gelbe Punkte) und des CRU Datensatzes nach New et al. (2000) (offene, rote Punkte) in mm/mo.

Völlig analog gilt diese Argumentation auch für den Niederschlag (Abb.12). Hier ist auffällig, dass die hohen Werte der durch SST erklärten Varianzanteile in den Tropen konzentriert sind, während in mittleren Breiten selbst über dem Ozean die Werte nur in der Größenordnung von 10% liegen, so dass die Jahr-zu-Jahr Variabilität des Niederschlags über weiten Teilen des Untersuchungsgebietes in der Jahreszeit Dezember bis Februar nicht durch SST prognostizierbar ist.

Die Nordatlantische Oszillation

Dieses etwas pessimistische Resultat wirft die Frage auf, ob die Klimavariabilität in mittleren Breiten im Winter überhaupt eine durch den Ozean determinierte Komponente hat. Aufgrund des Wissens, dass wesentliche Anteile des bodennahen Klimazustands in Mitteleuropa durch die Nordatlantische Oszillation bestimmt werden, sind die ECHAM4-T42 GISST Simulationen auch unter diesem Aspekt untersucht worden (Paeth et al., 2001). Abb. 13 zeigt das Jahresmittel des NAO Index 11

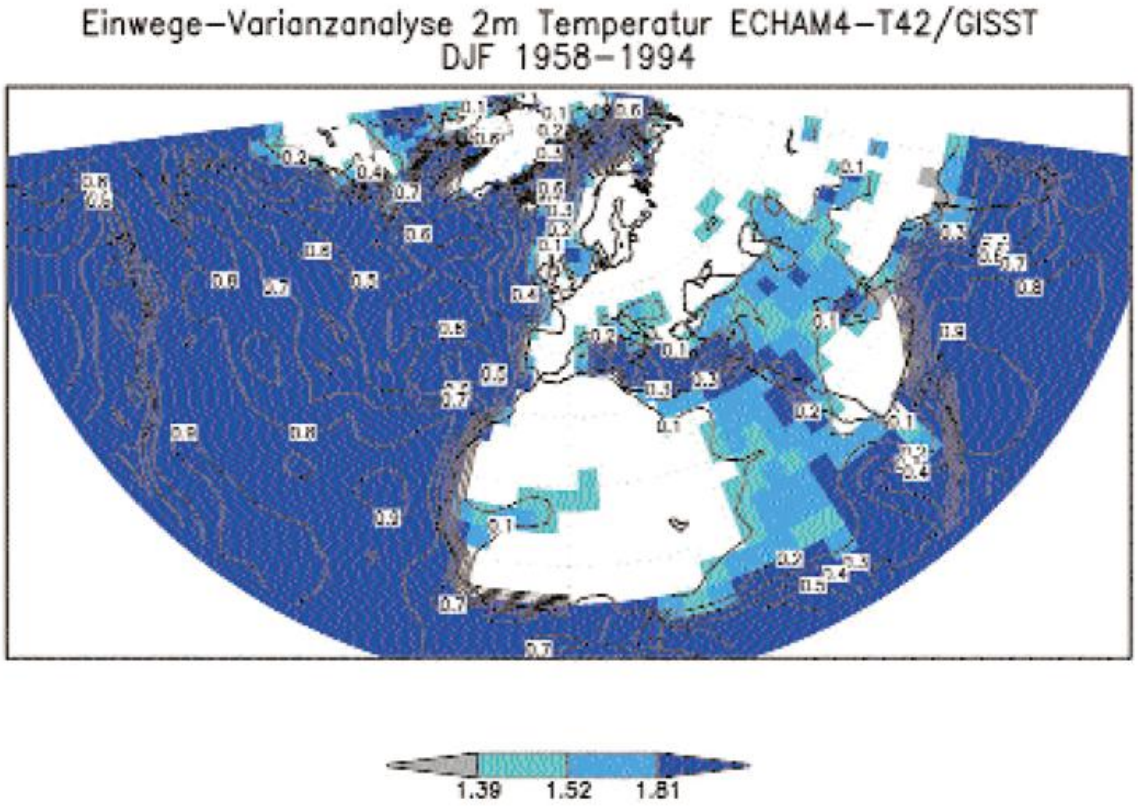


Abb. 11 Anteil (in %) des durch SST Variabilität induzierten Varianzanteils an der Gesamtvarianz der bodennahen Lufttemperatur DJF 1958-1994 (Konturlinien); schattiert sind die Gitterflächen, in denen die Nullhypothese $\sum_i a_i^2 = 0$ mit den Signifikanzniveaus 10, 5 und 1 % abgelehnt wird.

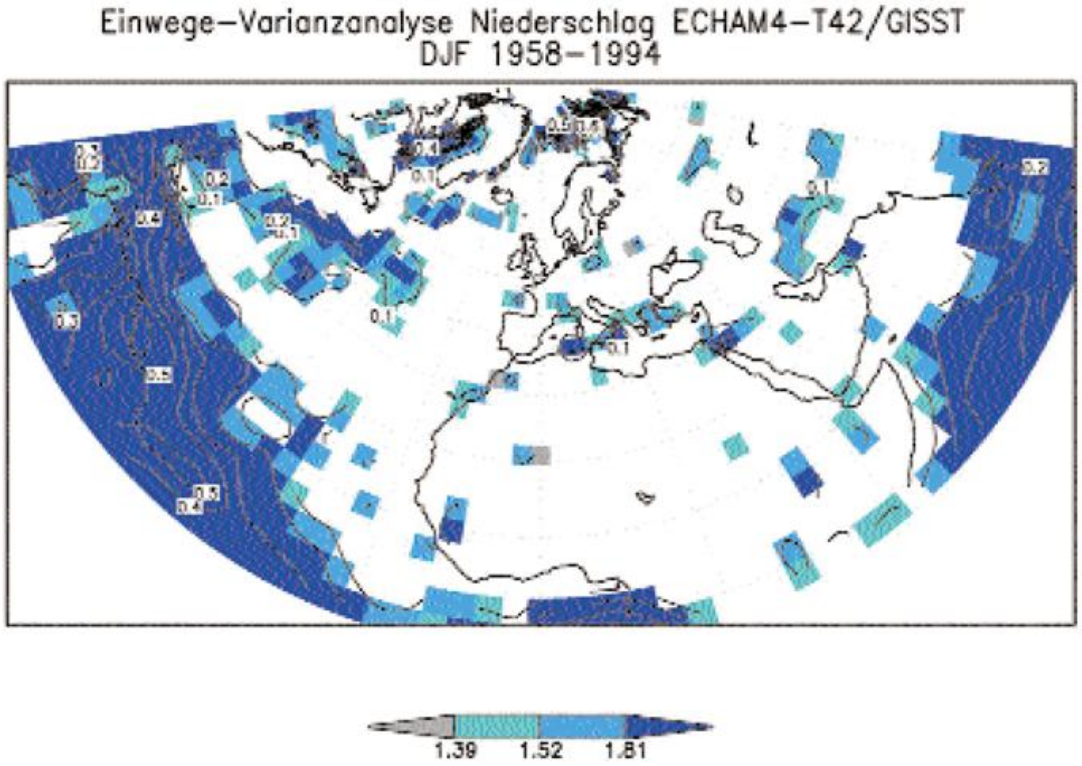


Abb. 12 Anteil (in %) des durch SST Variabilität induzierten Varianzanteils an der Gesamtvarianz des Niederschlags DJF 1958-1994, (Konturlinien); schattiert sind die Gitterflächen, in denen die Nullhypothese $\sum_i a_i^2 = 0$ mit den Signifikanzniveaus 10, 5 und 1 % abgelehnt wird. S. Abb.11.

Jahre gleitend gemittelt, um die dekadische Komponente zu betonen. Die Schattierung zeigt wiederum den Unsicherheitsbereich der Modellsimulationen im Vergleich mit dem beobachteten NAO Index berechnet aus den Gitterpunktswerten des Luftdrucks in NN. Alle vier Simulationen verhalten sich auf der dekadischen Zeitskala kohärent. Eine Varianzanalyse ergibt, dass in diesem Periodenbereich etwa 30-40% der Varianz durch SST und Meereis bestimmt sind. Der Vergleich mit den Beobachtungen legt gewisse Ähnlichkeiten nahe, z.B. den Übergang zu negativen Werten zwischen 1940 und 1965 und den darauffolgenden Anstieg zu den positiven NAO Werten am Ende des Jahrhunderts. Allerdings ist vor 1940 kaum eine Vergleichbarkeit zwischen Modell und Beobachtungen gegeben. Aber auch für den scheinbar ''guten'' Zeitraum stellt man Verschiebungen der genauen Phasenlagen fest. Die Schlussfolgerung ist, dass das ECHAM4-T42 Modell mit den vorgeschriebenen SST Werten des GISST Datensatzes einen signifikanten Einfluss auf die modellierte NAO ausübt, dass aber entweder

- der SST Antrieb nicht die vollständige, externe Anfachung der dekadischen, atmosphärischen Klimavariabilität darstellt (z.B. werden keine vulkanischen Aerosole berücksichtigt) oder

- die SST Felder des GISST Datensatzes liefern aufgrund fehlender Schiffbeobachtungen nur eine unzureichende Beschreibung der tatsächlichen SST Variabilität insbesondere zu Beginn des 20.ten Jahrhunderts.

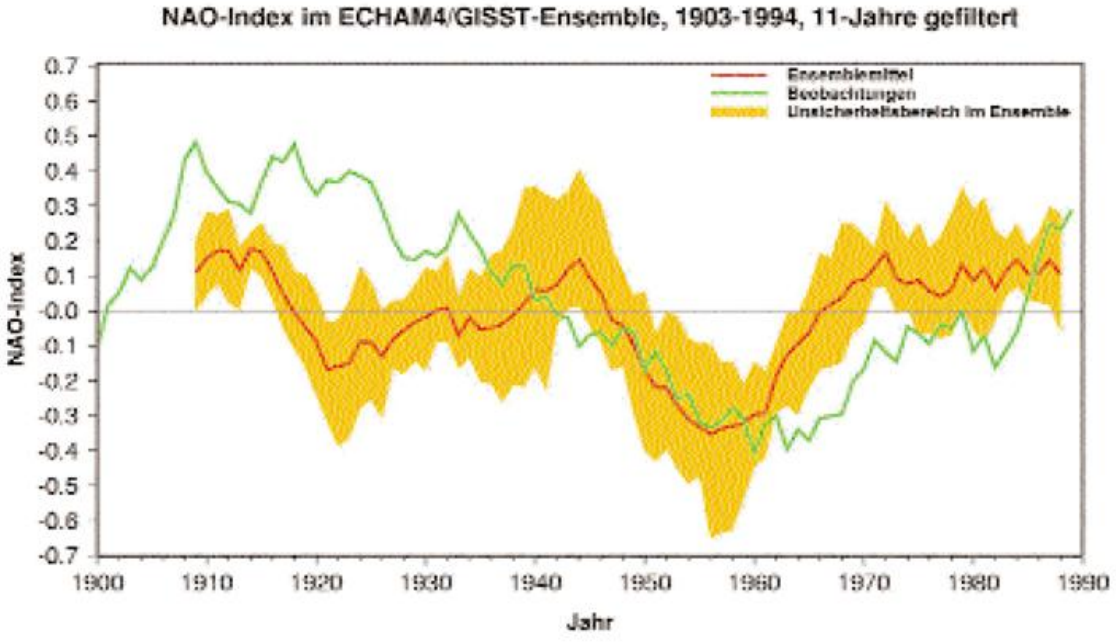


Abb. 13 Jahresmittel des Lagrange'schen NAO Index nach Glowienka (1985) bestimmt aus den ECHAM4-T42 GISST Simulationen und den Beobachtungen, 11 Jahre gleitend gemittelt, schattiert ist der aus den Modellrealisierungen abgeleitete Unsicherheitsbereich und der Mittelwert aller 4 Realisierungen.

Zusammenfassung

Ziel dieses Beitrages war es, einen kurzen Überblick zu geben über Simulationen des atmosphärischen Klimazustands der Jahreszeit Dezember - Februar im 20. Jahrhundert ausgehend von beobachteten Veränderlichkeiten der ozeanischen Wassertemperaturen SST und der Meereisbedeckung. Die zu dieser Betrachtung oft herangezogenen bodennahen Felder der Lufttemperatur und des Niederschlags zeigen, dass das ECHAM4-T42 Modell zwar systematische Abweichungen zu den Reanalysen (die selbst wieder Modellinterpretationen der Beobachtungen sind) aufweist, die jedoch in der gleichen Größenordnung wie die Jahr-zu-Jahr Variabilität (RMS) sind. Damit sind einzelne Monats/Jahreszeitenmittel aus den Simulationen realistische Abbilder der Reanalysen. Allerdings zeigt die Varianzanalyse, dass die zwischenjährliche Variabilität des bodennahen Klimazustands in Mitteleuropa (und zum Teil auch darüber hinaus) nicht oder nur zu einem geringen Anteil mit Hilfe von ECHAM4-T42 auf die Variation der SST zurückgeführt werden kann. Da das Modell verschiedenen Aspekte des atmosphärischen Klimasystems reproduziert, muss man davon ausgehen, dass eine entsprechende Schlussfolgerung auch für die reale Atmosphäre gültig ist. Der wesentliche Teil der Veränderlichkeit im Modell und vermutlich auch in den Beobachtungen entsteht durch das interne, chaotische und nichtvorhersagbare Klimarauschen. Allerdings zeigt die Analyse von großskaligen Variablen (Luftdruck, Nordatlantik-Oszillation NAO), dass auf den dekadischen Zeitskalen von 20-40 Jahren die SST einen Einfluss auf den atmosphärischen Klimazustand haben. Dies ist im übrigen eine Bestätigung der Bjerknes'schen Hypothese (Bjerknes, 1964), dass in mittleren Breiten ein profunder Einfluss der Atmosphäre auf den Ozean auf Zeitskalen von Monaten gegeben ist, dass aber die Rückkopplung vom Ozean auf die Atmosphäre auf den dekadischen Perioden erfolgt.

Literatur

Bjerknes J. (1964): Atlantic air-sea interaction, Advances in Geophysics , 7, 1-82, Academic Press, New York

Friederichs P. (2000): Interannuelle und dekadische Variabilität der atmosphärischen Zirkulation in gekoppelten und SST- getriebenen GCM-Experimenten. Bonner Meteorologische Abhandlung Heft 50, 133pf

Glowienka, R., (1985): Studies on the variability of Icelandic Low and Azores High between 1881 and 1983. Beitr. Phys.Atmosph. 58, 160-170.

Glowienka-Hense, R. (1990): The North Atlantic Oscillation in the Atlantic European SLP. Tellus 42A.
Glowienka-Hense R. (1999): Forced and free variability of the semi-annual wave in the ECHAM GCM, Climate Dynamics, 15, 269-275

Kalnay E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, and D. Joseph, (1996): The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. 77, 437–472.

Kistler R., Kalnay E., Collins W., Suranjana Saha, White G., Woollen J., Muthuvel Chelliah, Ebisuzaki W., Masao Kanamitsu, Kousky V., van den Dool H., Jenne R., and Fiorino M. (2001): The NCEP–NCAR 50–Year Reanalysis: Monthly Means CD–ROM and Documentation. Bulletin of the American Meteorl. Soc., 82, 247–268.

Mächel, H., Kapala, A. and Flohn, H., (1998): Behaviour of the Centres of Action above the Atlantic since 1881. Part I: Characteristics of Seasonal and Interannual Variability. International Journal of Climatology, 18, 1-22.

New, M., Hulme M., Jones Ph., (2000): Representing Twentieth-Century Space–Time Climate Variability. Part II: Development of 1901–96 Monthly Grids of Terrestrial Surface Climate. Journal of Climate, 13, 2217–2238.

Paeth, H. Hense, A. Glowienka-Hense, R. Voss, R., Cubasch, U. (1999): The North Atlantic Oscillation as an indicator for greenhouse-gas induced climate change. Climate Dynamics. 15, 953-960.

Paeth H., Friederichs P. und Hense A. (2001): Covariability and interaction of North Atlantic sea surface temperature and North Atlantic Oscillation in greenhouse gas scenario simulations, Meteorl. Z., 10, 295-306

Paeth H., Hense A. und Hagenbrock R., (2002): Comments on: "Twentieth century trends of Arctic precipitation from observational data and a climate model simulation, accepted for publication in J. Climate

Parker D.E. und Jackson M., (1995): The standard GISST data set: Version 1 and 2. Workshop on simulations of the climate of the 20th century using GISST. Bracknell UK, Hadley Centre, 50-51

Roeckner E., K. Arpe, L. Bengtsson, S. Brinkop, L. Dümenil, M. Esch, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schleese, S. Schubert, M. Windelband (1992): Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution, MPI für Meteorologie Report No. 93

Stein, O. (2000): The variability of Atlantic-European blocking as derived from long SLP time series. Tellus 52A, 225-236

von Storch, H., and F.W. Zwiers, (1999): Statistical Analysis in Climate Research, Cambridge University Press, ISBN 0 521 45071 3, 494 pp.

Klimatrends in Deutschland

G. Müller-Westermeier

Allgemeines

Im Gegensatz zu früher wissen wir heute, dass das Klima keinesfalls konstant ist. Es unterliegt ständigen Schwankungen und Veränderungen. Untersuchungen in den letzten Jahren haben gezeigt, dass diese Schwankungen sehr unterschiedliche räumliche und zeitliche Größenordnungen aufweisen können.

Klimaschwankungen, deren Ursachen bisher nur teilweise bekannt sind, unterliegen neben natürlichen auch anthropogenen (menschgemachten) Einflüssen. Zu letzteren gehören insbesondere die Konzentrationszunahme strahlungsaktiver Spurengase (vor allem Kohlendioxid (CO_2), Methan (CH_4) und Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW)), sowie der Ausstoß von Aerosolen in die Atmosphäre.

Für die Beschreibung und Bewertung des bisherigen Klimageschehens werden klimatologische Messreihen sowie für länger zurückliegende Zeiträume (Paläoklimatologie) verschiedene Daten, in denen klimatologische Informationen mehr oder weniger versteckt enthalten sind, verwendet. Dies sind insbesondere historische Berichte, Baumringanalysen sowie geologische Informationsquellen wie Gletschermoränen, Sedimente von Seen, Bohrungen in Eisschilden und am Meeresboden. Aus den dabei gefundenen Stoffen ergeben sich Rückschlüsse auf die Temperatur und Zusammensetzung der bodennahen Atmosphäre in früherer Zeit.

Vorsicht bei Trends !
Trends hängen stark von den betrachteten Zeiträumen und auch vom untersuchten Gebiet ab. Dabei können scheinbar gegensätzliche Aussagen auftreten. Kurze Trends haben, auch wenn sie statistisch signifikant sind, oft kaum prognostischen Wert.

Um eine Aussage über das zukünftige Klima zu erhalten, ist man auf Klimamodelle angewiesen, die es ermöglichen, das Klima mathematisch zu beschreiben. Es handelt sich dabei um Kombinationen modifizierter Wetter-vorhersagemodelle, mit Modellen des Ozeans und der Eisgebiete. Mit diesen lassen sich auch die Wirkungen anthropogener Veränderungen der Zusammensetzung der Atmosphäre simulieren.

Langfristige Klimatrends

Langfristig lässt sich aus den paläoklimatologischen Daten für die letzten 1-2 Millionen Jahre eine etwa hunderttausendjährige Periode mit rund 20.000 Jahre dauernden Warmzeiten und etwa 80.000 Jahre dauernden Eiszeiten erkennen, wobei die letzte Eiszeit (Würmeiszeit) vor etwa 12.000 Jahren zu Ende ging. Während dieser Eiszeit lagen die Werte der Mitteltemperatur im Januar in Mitteleuropa zwischen –-14°C und –-22°C und im Juli zwischen +5°C und +10°C. Heute betragen diese Werte in Deutschland für Januar –0,5°C und für Juli +16,9 °C.

Klimatrends im 20. Jahrhundert

Aus den Rasterfeldern der monatlichen Mitteltemperaturen und Niederschlagssummen, die seit Anfang des 20. Jahrhunderts vorliegen, lassen sich Zeitreihen der Gebietsmitteltemperatur und des Niederschlags für Deutschland in den klimatologischen Jahreszeiten und im Jahr erstellen (siehe auch Beitrag „Die bodennahe Lufttemperatur....” in diesem Band auf Seite 12). Daraus kann man folgende zeitlichen Entwicklungen und Trends ableiten:

Die bodennahe Temperatur

Die letzten zehn Jahre des 20. Jahrhunderts waren in Deutschland wie auch weltweit das wärmste Jahrzehnt des Jahrhunderts. 9 dieser Jahre lagen über dem Wert der vieljährigen Durchschnittstemperatur (8,3°C). 5 der 10 wärmsten Jahre fallen ebenfalls in diesen Zeitraum. Das wärmste Jahr des gesamten Jahrhunderts war das Jahr 2000.

Insgesamt ergibt sich bei den Mittelwerten der Jahrestemperaturen ein ansteigender Trend von 0,6 K (s. Abb. 1). Dieser Anstieg ist allerdings nicht gleichmäßig über das Jahrhundert verteilt. Er beruht weitgehend auf einem Anstieg bis 1911 und einer sehr warmen Periode in den 80er und 90er Jahren. Dazwischen hielten sich die Jahresmitteltemperaturen im wesentlichen auf einem konstanten Niveau, wobei das drittwärmste Jahr (1934) nur kurz vor dem kältesten Jahr (1940) lag.

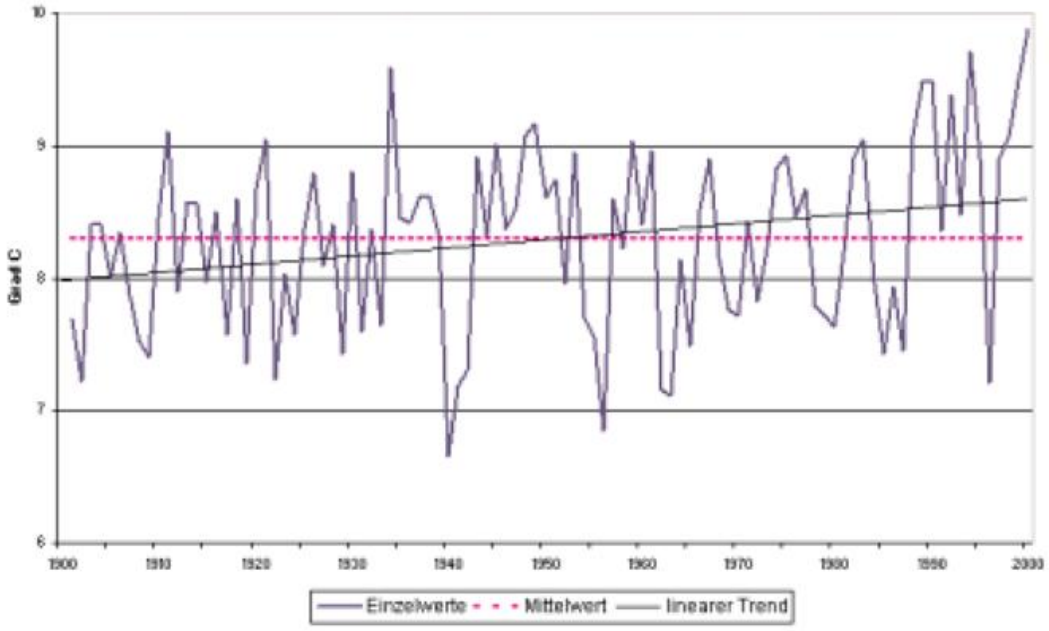


Abb. 1 Jahresmitteltemperatur in Deutschland 1901-2000.

Klimatologische Jahreszeit
Als klimatologische Jahreszeiten sind jeweils Perioden aus 3 vollen Kalender-monaten (Frühling: März, April, Mai usw.) definiert. Dies hat zum einen praktische Gründe (einfache Mittelung von Monatswerten). Zum anderen entspricht diese Definition auch besser dem Charakter der Jahreszeiten (Juni-August ist i.a. wärmer als 20.06.-22.09. usw).

Die Temperaturwerte des klimatologischen Frühlings (März–-Mai) zeigen nur einen schwachen statistisch nicht signifikanten Anstieg (s. Abb. 2). Auch im Frühling waren die letzten 10 Jahre besonders warm. Drei davon (2000, 1993, 1998) gehören zu den 105 wärmsten des Jahrhunderts. Das wärmste Frühjahr (10,0°C) trat am Ende des Jahrhunderts auf, die anderen sehr warmen Frühjahre finden sich jedoch in der ersten Hälfte (1920, 1948, 1945, 1934, 1943).

Der Sommer (Juni - August) trägt erheblich mehr zum Temperaturjahrestrend bei (s. Abb. 3). Hier findet sich ein statistisch signifikanter Anstieg von rund 0,7 K, der vor allem durch einen Temperaturanstieg seit 1955 verursacht wird. Nur in 2 der letzten 10 Sommer lag die Temperatur unter dem Durchschnitt. Das waren 1993 und 1996. Aber auch beim Sommer finden sich 3 der 10 wärmsten Sommer finden sich im letzten Jahrzehnt (1994, 1992, 1997). Der wärmste Sommer (Mitteltemperatur 18,5°C) trat schon 1947 auf, der kälteste Sommer 1956 (Mitteltemperatur 14,7°C).

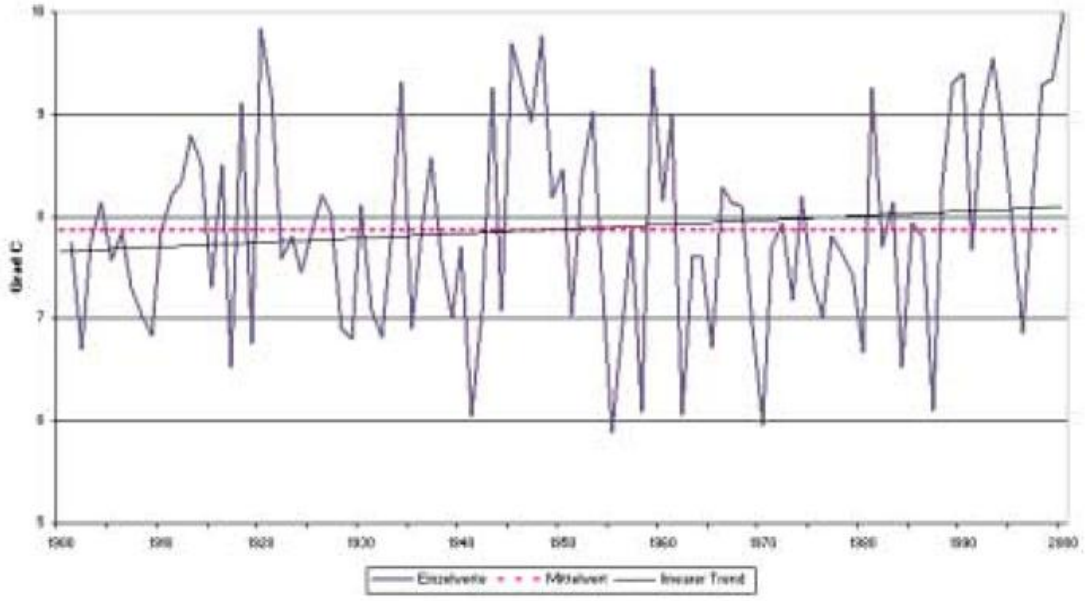


Abb. 2 Frühlingsmitteltemperatur in Deutschland 1901-2000.

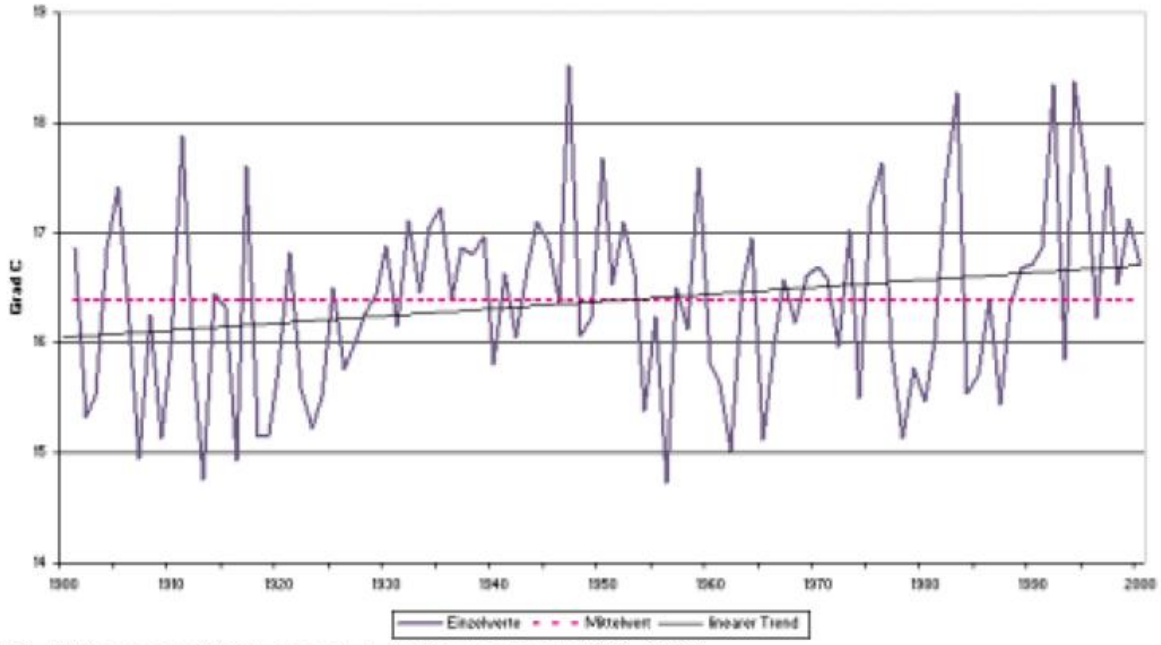


Abb. 3 Sommermitteltemperatur in Deutschland 1901-2000.

Der Herbst (September–November) zeigt einen markanten, statistisch signifikanten Temperaturanstieg, der allerdings im wesentlichen auf einer raschen Erwärmung in den 20er Jahren beruht (s. Abb. 4). Seitdem sind die Herbsttemperaturen recht konstant, in den letzten 10 Jahren des 20. Jahrhunderts durchschnittlich. In 5 Jahren dieses Zeitraumes lagen die Temperaturwerte des Herbstes unter dem vieljährigen Durchschnitt, in 5 Fällen darüber. Der Herbst 2000 war der drittwärmste des Jahrhunderts (10,42°C), der Herbst 1912 der kälteste (6,1°C). Der wärmste Herbst trat im Jahr 1982 auf (10,4°C).

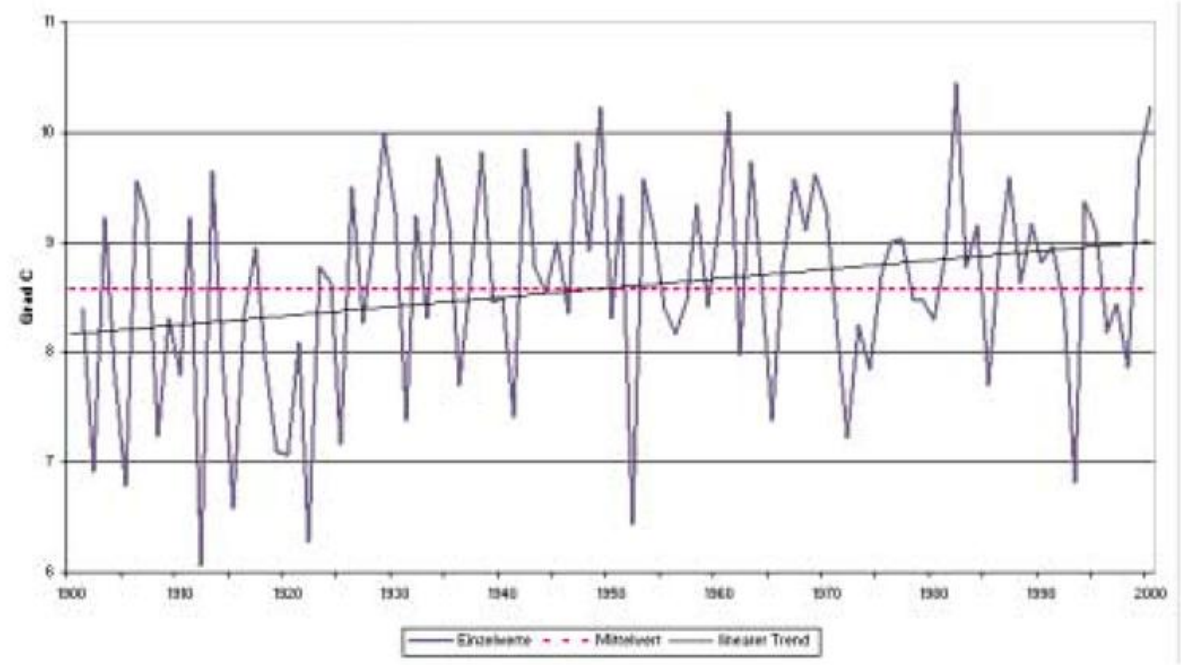


Abb. 4 Herbstmitteltemperatur in Deutschland 1901-2000.

Im Winter (Dezember-Februar) findet sich insgesamt kein nennenswerter Trend (s. Abb. 5). Die Zeitreihe ist gekennzeichnet durch eine Häufung besonders kalter Winter und das Fehlen sehr warmer Winter in der Mitte des Jahrhunderts. Die letzten 10 Jahre waren allerdings auch hier wieder sehr mild. 7 der letzten 10 Winter waren sogar überdurchschnittlich mild. Drei davon (1994/95, 1997/98 und 1999/2000) gehören zu den 10 wärmsten Wintern des Jahrhunderts. Der wärmste Winter überhaupt lag nur kurz davor (1989/90 mit 3,6°C). Mit dem Winter 1995/96, der eine Mitteltemperatur von –-2,3°C hatte, liegt aber auch der zehntkälteste Winter des Jahrhunderts in diesem Jahrzehnt. Der kälteste Winter war der Winter 1962/63 (–-5,5 °C).

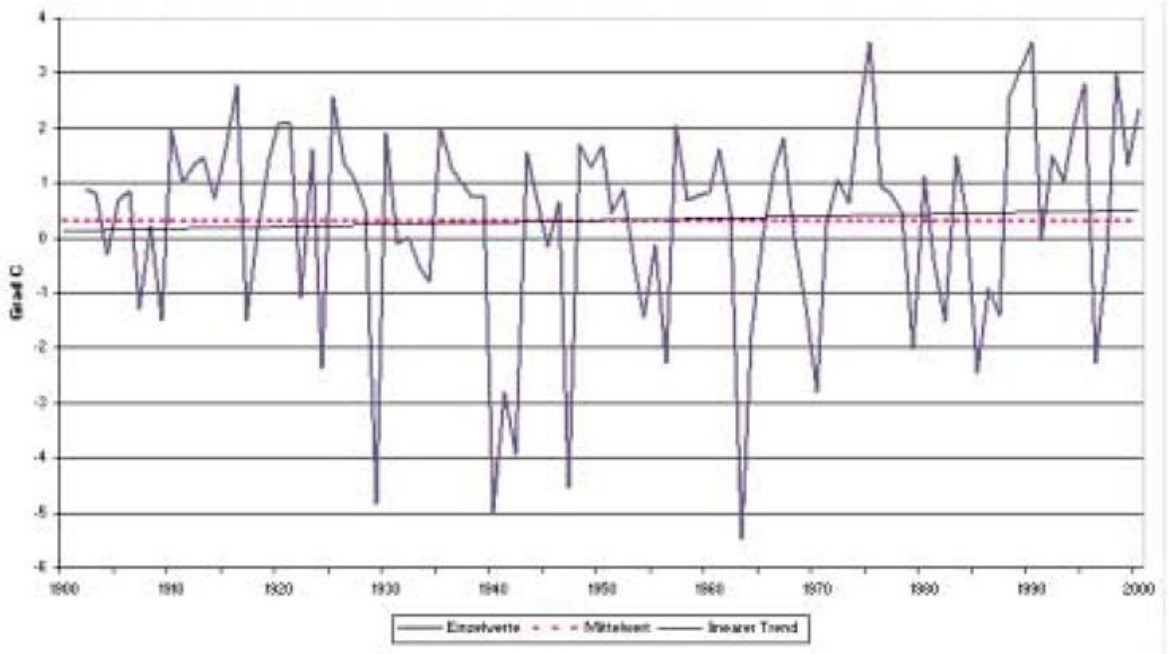


Abb. 5 Wintermitteltemperatur in Deutschland1901-2000.

Der Niederschlag

Die Zeitreihe der Gebietsmittel des jährlichen Niederschlags in Deutschland zeigt nur einen leichten, statistisch nicht signifikanten Anstieg, der im wesentlichen auf das Fehlen besonders niederschlagsreicher Jahre in den ersten 20 Jahren des Jahrhunderts zurückzuführen ist (s. Abb.6). In den 90er Jahren lagen 4 Jahre bezüglich des Niederschlags unter und 6 Jahre über dem Durchschnittswert von 790 mm. Die Jahre 1993 und 1994 allerdings gehörten zu den 10 niederschlagsreichsten des Jahrhunderts. Das niederschlagsreichste Jahr war 1981 mit 996 mm Niederschlag, das niederschlagsärmste war 1959 mit 552 mm.

Im Frühling zeigt sich ein etwas zunehmender Trend, der aber statistisch nicht signifikant ist (s. Abb. 7). Er beruht hauptsächlich auf der Zunahme sehr nasser Frühjahre seit 1960. Die letzten 10 Jahre des 20. Jahrhunderts waren durchschnittlich, wobei allerdings sehr große Schwankungen auftraten. So liegt in 5 Jahren der Niederschlag unter dem Durchschnitt, darunter das sechst- und siebttrockenste Frühjahr des ganzen Jahrhunderts (1990 mit einem Defizit von 32% und 1991 mit 31 % zu wenig Niederschlag). Unter den 5 Frühjahren mit überdurchschnittlichem

Niederschlag war auch das zweitnasseste Frühjahr des Jahrhunderts (1994 mit einem Überschuss von 52%). Der Gesamtniederschlag dieses Frühjahres beträgt 260 mm.

Im Sommer ergibt sich bezüglich des Niederschlags insgesamt kein Trend (s. Abb. 8). Es fällt allerdings auf, dass in den letzten 20 Jahren des Jahrhunderts nur noch 3 Sommer (1980, 1987, 1993) merklich überdurchschnittliche Niederschläge aufweisen. Seit 1984 sind aber auch die Abweichungen zur trockenen Seite nicht mehr besonders groß. In den letzten zehn Jahren waren die Sommer bis auf 1992, 1993, 1997 etwas zu trocken. Nur der Sommer 1993 war erheblich feuchter als der Durchschnitt, 1992 und 1997 sind nahezu normal und entsprachen fast genau dem Durchschnitt, das heißt sie lagen bei knapp über 2405 mm.

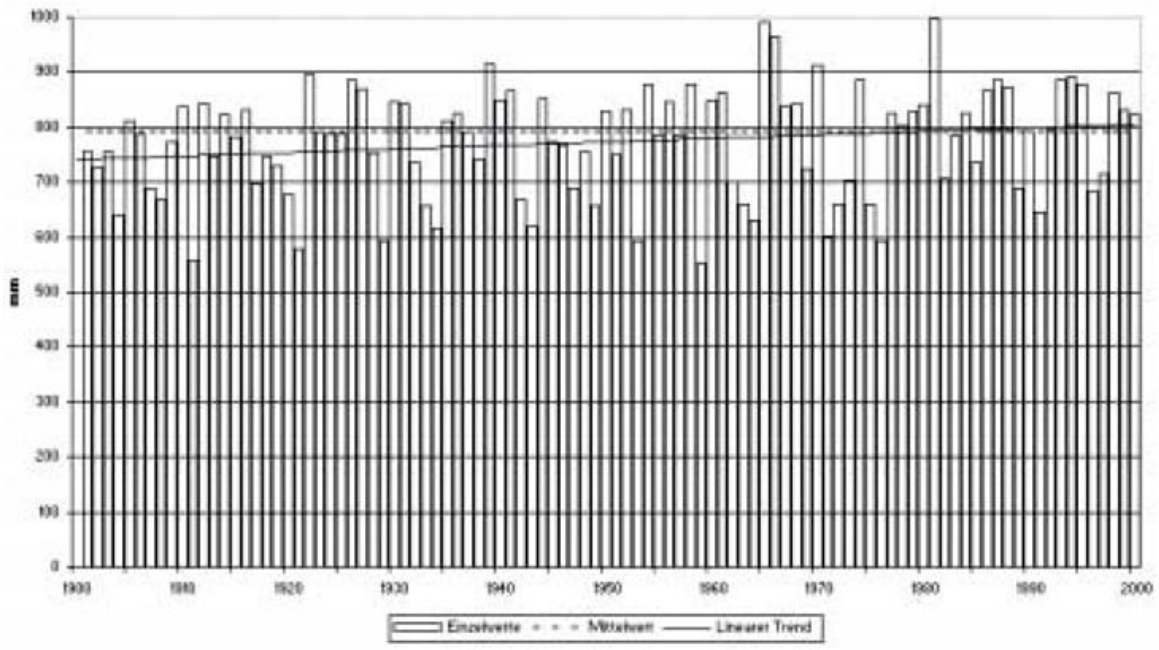


Abb. 6 Niederschlagshöhe im Jahr Deutschland 1901-2000.

Auch der Herbst zeigt über das letzte Jahrhundert betrachtet keinen signifikanten Trend (s. Abb. 9). Es lassen sich eher rund 40jährige Perioden erkennen, in denen sehr trockene Herbste gehäuft auftreten, wobei Häufigkeitsmaxima zwischen 1910 und 1920 sowie zwischen 1950 und 1960 zu finden sind. 1953 war der trockenste Herbst des 20. Jahrhunderts (84 mm). Von 1990 bis 2000 lagen 6 Herbste hinsichtlich des Niederschlags über und 5 unter dem Durchschnitt (183 mm). Diese Jahre enthielten mit dem Herbst 1998 auch den zweitfeuchtesten Herbst des Jahrhunderts (Niederschlagsüberschuss 61%), so dass es insgesamt etwas feuchter als der Durchschnitt war. Der nasseste Herbst war der Herbst 1939 (301 mm).

Im Winter findet sich ein leicht ansteigender Niederschlagstrend, der allerdings wie alle betrachteten Niederschlagstrends statistisch nicht signifikant ist (s. Abb. 10). In den Jahren 1990 – 2000 waren insgesamt gesehen die Winterniederschläge mit je 6 unter- und 4 überdurchschnittlichen Wintern insgesamt durchschnittlich (181 mm). Es traten aber sehr große Schwankungen von Jahr zu Jahr auf. Auf den dritt- und zweitnassesten Winter des Jahrhunderts (1993/94 mit +61% und 1994/95 mit +62%) folgte direkt der achttrockenste Winter (1995/96 mit –-38%).

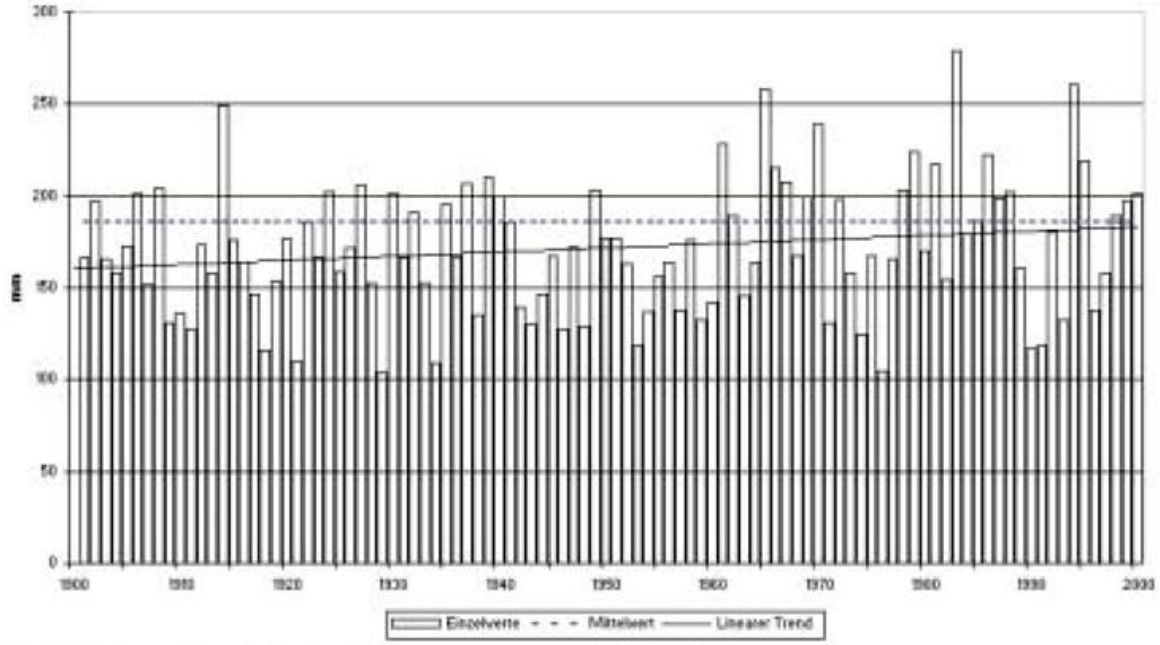


Abb. 7 Niederschlagshöhe im Frühling Deutschland 1901-2000.

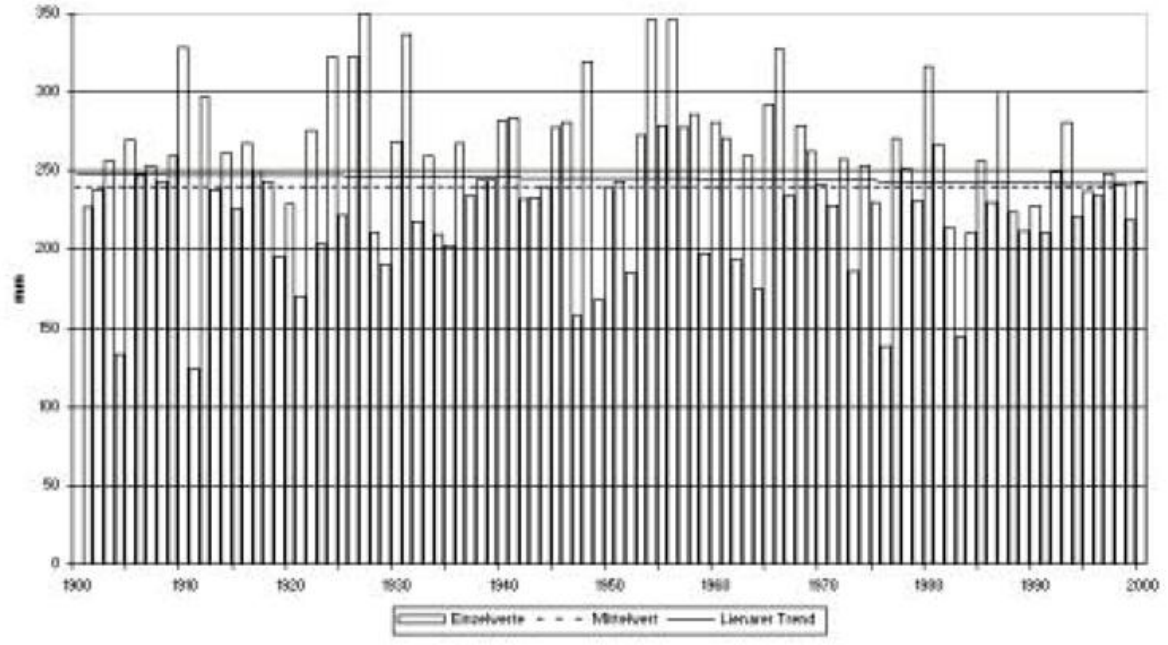


Abb. 8 Niederschlagshöhe im Sommer Deutschland 1901-2000.

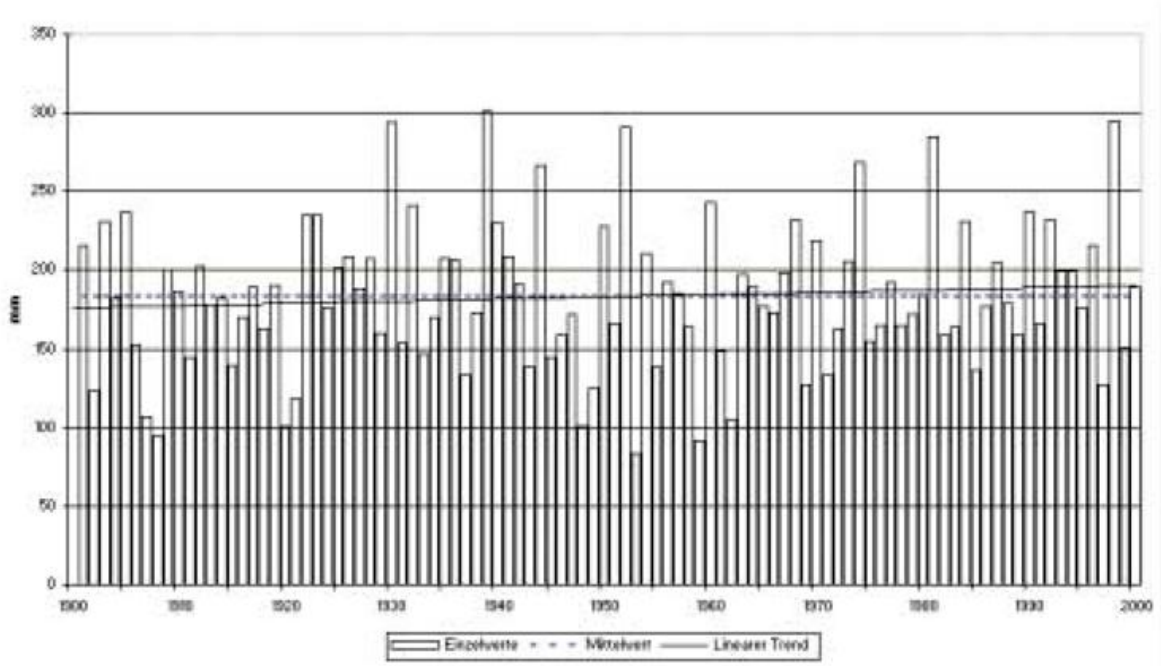


Abb. 9 Niederschlagshöhe im Herbst Deutschland 1901-2000.

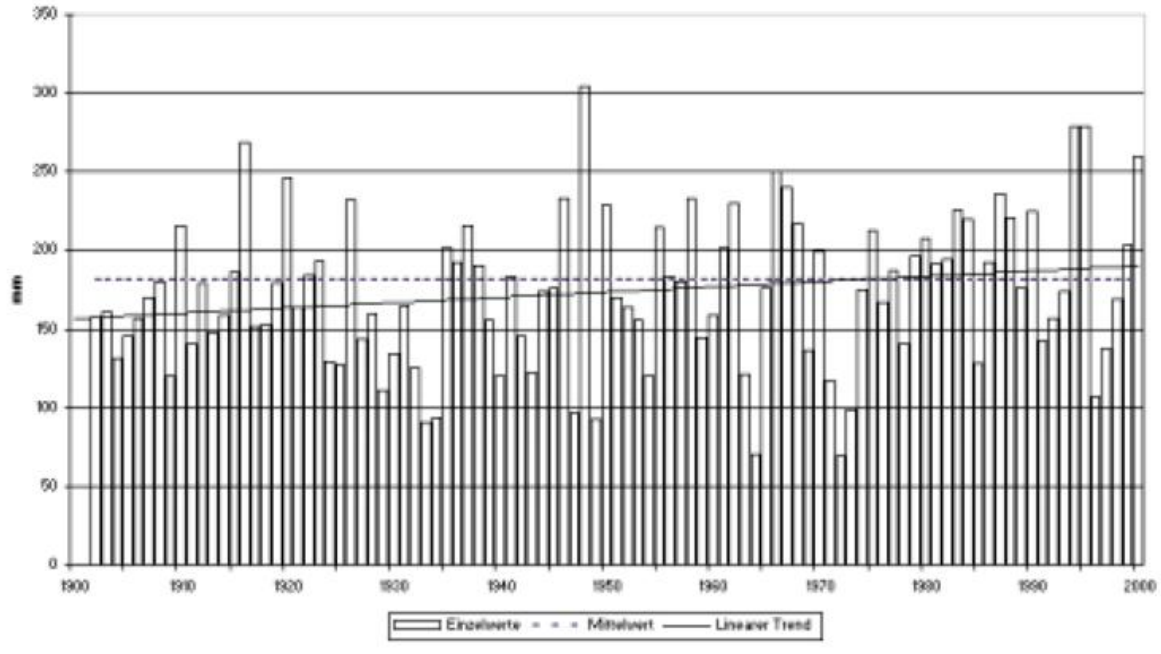


Abb. 10 Niederschlagshöhe im Winter Deutschland 1901-2000.

Bewertung der Klimatrends im 20. Jahrhundert

Die Trends der Temperatur in Deutschland passen recht gut zu den globalen Trends. Auch dort findet man eine Erwärmung um etwa 0,5 Grad, wobei sich das letzte Jahrzehnt besonders hervorhebt. Dieser Trend passt auch zu den Erwartungen hinsichtlich einer anthropogenen Erwärmung durch die Anreicherung strahlungsaktiver Gase in der Atmosphäre

In Mitteleuropa gibt es jedoch auch einige Messreihen, die bis in das 18. Jahrhundert zurückreichen. Am Anfang dieser besonders langen Messreihen zeigen sich Perioden, die ebenso warm oder sogar noch wärmer waren als die Gegenwart. Über den gesamten Zeitraum hinweg enthalten diese Zeitreihen daher meist keinen nennenswerten Trend, wie es am Beispiel der Messreihe der Station Hohenpeißenberg deutlich wird (s. Abb. 11). Die Erwärmung während der letzten 100 Jahre wird damit relativiert. Sie erscheint lediglich als eine Erholung von einer besonders kühlen Periode am Ende des vorigen Jahrhunderts.

Es gibt offenbar natürliche Einflüsse, die in der betrachteten Zeitskala von Jahrzehnten und Jahrhunderten zumindest ebenso große klimatische Variationen verursachen wie die bisherigen anthropogenen Effekte. Über die Ursache dieser natürlichen Klimaveränderungen gibt es verschiedene Theorien (Veränderungen der Vulkanaktivität, Variationen der Sonnenstrahlung, periodische und zufällige Schwankungen im klimatischen System, etc.), deren Gültigkeit jedoch noch nicht endgültig erwiesen ist.

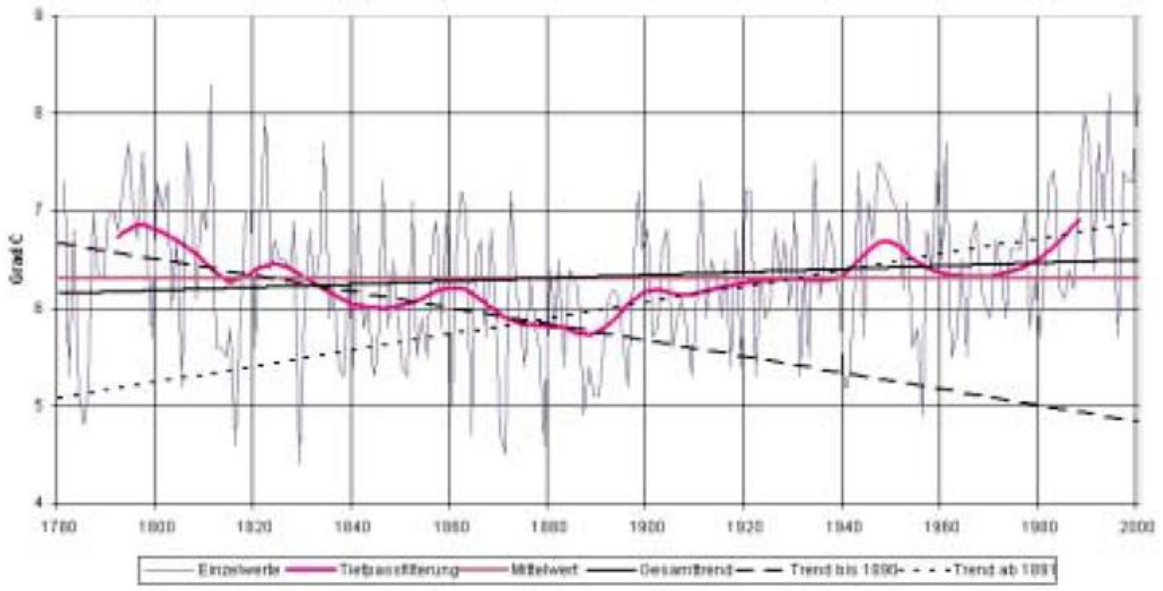


Abb. 11 Jahresmitteltemperatur Hohenpeißenberg 1781-2000.

Wie geht es mit dem Klima weiter

Klimamodelle sagen auf Grund der wachsenden Konzentration strahlungsaktiver Gase eine globale Temperaturerhöhung bis zum Ende des 21. Jahrhunderts von einigen Grad voraus, wobei der Effekt durch die thermische Trägheit des Ozeans und durch die gleichzeitige Zunahme der Aerosolkonzentration um einige Jahrzehnte verzögert werden kann.

Die derzeit beobachteten Trends stimmen mit den Prognosen der numerischen klimatologischen Modelle weitgehend überein. Wegen der natürlichen Unruhe des Witterungsgeschehens ist der gesicherte Nachweis eines anthropogenen Klimatrends aber sehr schwierig. Zur Zeit liegt die statistische Signifikanz noch unter einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5%.

Das bedeutet allerdings nicht, dass der anthropogene Trend nicht vorhanden wäre. Es gibt keine ernstzunehmende Theorie, die der vorhergesagten anthropogenen Erwärmung widerspricht. Umstritten sind lediglich die Größe des Effekts und die Zeitverzögerungen in seinem Auftreten. In den ersten 10 bis 20 Jahren des 21. Jahrhunderts müsste sich aber der vorhergesagte Erwärmungstrend statistisch einwandfrei belegen lassen.

Auf Grund der zunehmenden Temperaturen dürfte auch der Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre steigen. Deshalb ergeben die Modellrechnungen meist eine Intensivierung des Wasserkreislaufs mit höheren Niederschlägen.

Sichere Aussagen zu regionalen und jahreszeitlichen Unterschieden können jedoch noch nicht gemacht werden.

Literatur

IPCC Third Assessment Report (ed. by J.T. Houghton et. al., 2001): Climate Change 2001: The Scientific Basis. Cambridge University Press, UK.

Die Witterung in Deutschland

G. Müller-Westermeier, G. Czeplak, A. Kreis

Das Jahr 2001 war in Deutschland wie das Vorjahr wärmer als der Referenzzeitraum 1961-1990. Jedoch waren die Abweichungen nicht mehr so extrem. Die Niederschläge lagen hingegen diesmal erheblich über dem vieljährigen Mittel. Die Sonnenscheindauer entsprach fast genau dem Referenzwert

Die *Mitteltemperatur* für Deutschland berechnet aus einem interpolierten 1-km-Raster betrug 9,0°C. Das sind 0,8K mehr als im internationalen Referenzzeitraum 1961-1990. Damit war das Jahr 2000 das 16. wärmste Jahr seit 1901.

Die höchsten Jahresmitteltemperaturen wurden wieder am Rhein registriert. Dort lagen die Werte meist über 10°C. Örtlich wurden auch 11°C überschritten. Sonst bewegten sich die Temperaturmittelwerte in den Niederungen überwiegend zwischen 8 und 10°C. Oberhalb von 600 m überwogen niedrigere Werte. Ab 1500 m wurden 5°C als Mittelwert nicht mehr überschritten. Oberhalb 2400 m ergaben sich Jahresmitteltemperaturen unter 0°C.

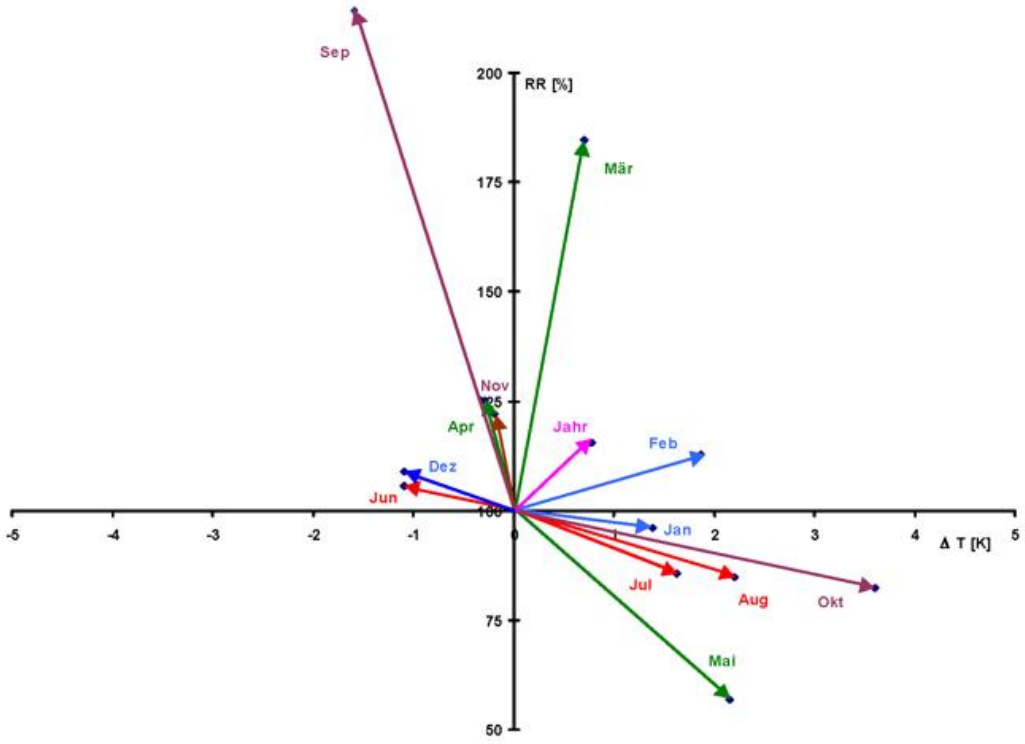


Abb. 1 Thermopluviogramm für Deutschland 2001 (Bezugszeitraum 1961-1990).

In fast ganz Deutschland waren die Mitteltemperaturen des Jahres 2001 höher als die Werte der internationalen Referenzperiode 1961-1990. Meist bewegten sich die Abweichungen zwischen 0,5 und 1K. Im Südwesten waren die Abweichungen teilweise etwas größer, am Alpenrand sowie in Nord- und Ostdeutschland gebietsweise geringer. Dort traten örtlich auch negative Abweichungen auf.

Die Jahressumme der *Sonnenscheindauer* betrug im Mittel 1533 Stunden. Im Süden und an den Küsten lagen die Werte meist über 1600 Stunden. In Baden-Württemberg und Südbayern wurden gebietsweise über 1700, örtlich sogar mehr als 1800 Sonnenscheinstunden registriert. In der Mitte Deutschlands blieb die Sonnenscheindauer hingegen überwiegend unter 1500 Stunden. In den nördlichen Mittelgebirgen, wurden sogar teilweise weniger als 1400, örtlich auch unter 1300 Stunden Sonnenschein gemessen.

Im Vergleich zu den Werten der Referenzperiode war die Sonnenscheindauer im Jahr 2000 insgesamt nur ganz geringfügig niedriger als der Sollwert (99,9%). Im Westen und Süden lagen die Sonnenscheinstunden überwiegend etwas über den Bezugswerten, im Norden und Osten meist darunter.

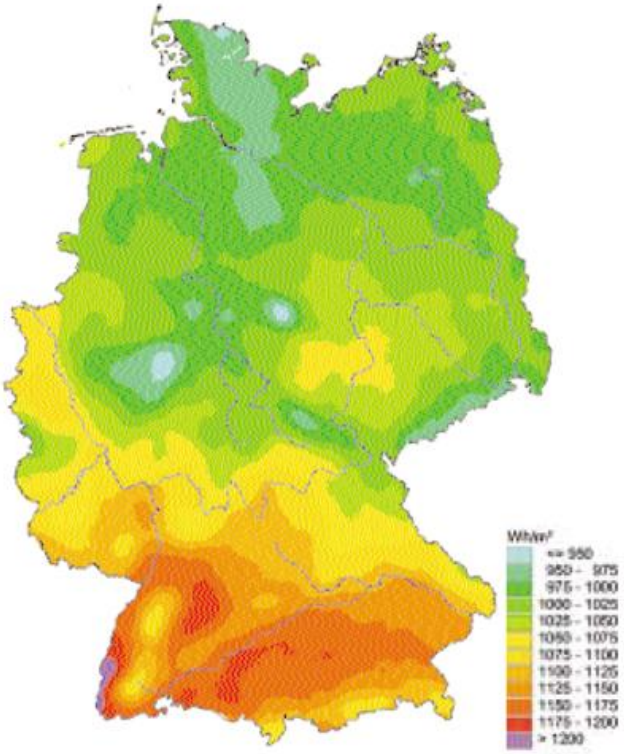


Abb. 2 Globalstrahlung 2001

2001 war ein durchschnittliches Strahlungsjahr: Die Jahressummen der Globalstrahlung bewegen sich mit 935 bis 1215 kWh/m^2 um den langjährigen Mittelwert, der in Deutschland 1037 kWh/m^2 beträgt. Damit liegt das räumliche Mittel der Jahressummen 2001 mit 1047 kWh/m^2 nur knapp 1 % über dem vieljährigen Durchschnitt. Strahlungsbegünstigt war das Markgräfler Land am Oberrhein mit bis zu 1215 kWh/m^2, der Raum Stuttgart (1188 kWh/m^2) und das südliche Bayern. Dagegen strahlungsarm zeigte sich das Sauerland. Im Rothaargebirge betrug die Jahressumme nur noch 935 kWh/m^2.

Die mittlere jährliche Niederschlagshöhe in Deutschland betrug im Jahr 2001 913,6 mm. Das sind 124,1 mm oder 16% mehr als im Referenzzeitraum. Damit war das Jahr 2000 das sechstfeuchteste seit Beginn des 20. Jahrhunderts.

Besonders große Niederschlagsmengen ergaben sich in den Gebirgen Süddeutschlands und im Harz. Dort wurden verbreitet mehr als 1500 mm registriert, teilweise wurden auch 2500 mm überschritten. In den Niederungen des Südens und Westens bewegten sich die Niederschlagssummen meist zwischen 800 und 1000 m. Im Osten blieben die Werte überwiegend unter 700 mm, teilweise auch unter 600 mm

Die Niederschläge lagen nahezu in ganz Deutschland über den Referenzwerten. Meist bewegten sie sich zwischen 110 und 120 %. Im Südwesten, im Donaubereich, an der mittleren Elbe und im nördlichen Niedersachsen wurden auch 130 % überschritten. Zwischen Bremen und Hamburg ergaben sich teilweise sogar mehr als 140 % des Normalwerts.

Der Witterungsverlauf des Jahres lässt sich folgendermaßen beschreiben:

Januar und Februar waren mild und hinsichtlich des Niederschlags durchschnittlich.

Auch der März zeigte sich mild, aber sehr niederschlagsreich. Im Gebietsmittel von Deutschland war es der 3.nasseste März seit 1901.

Im April lagen die Temperaturmittelwerte etwas unter den Referenzwerten, während die Niederschlagsmengen etwas überdurchschnittlich ausfielen.

Mit dem Mai folgte dann erneut ein warmer und trockener Monat..

Der Juni hingegen war kühl bei durchschnittlichen Niederschlagsmengen.

Die beiden anderen Sommermonate Juli und August hatten wieder einen trockenen und warmen Charakter.

Der September war kühl und sehr nass. Für das Gebietsmittel von Deutschland ergab sich der nasseste September seit Beginn des 20. Jahrhunderts. Dabei fielen die Niederschläge aber so gleichmäßig über den Monat verteilt, dass es zu keinen größeren Überflutungen kam.

Der Oktober zeigte sich wieder trocken und extrem mild. Über das Gebiet von Deutschland gemittelt resultierte der wärmste Oktober seit 1901. Damit war auch zu ersten Mal seit 100 Jahren der Oktober eines Jahres wärmer als der September.

In den Monaten November und Dezember schließlich blieben die Mitteltemperaturen etwas unter den Werten im Bezugszeitraum, während die Niederschlagsmengen leicht über dem Durchschnitt lagen.



Abb. 3 Temperaturabweichung 2001 in 1/10 K vom Mittel für 1961-1990.



Abb. 4 Temperaturabweichung Sommer 2001 vom Mittel 1961-1990.

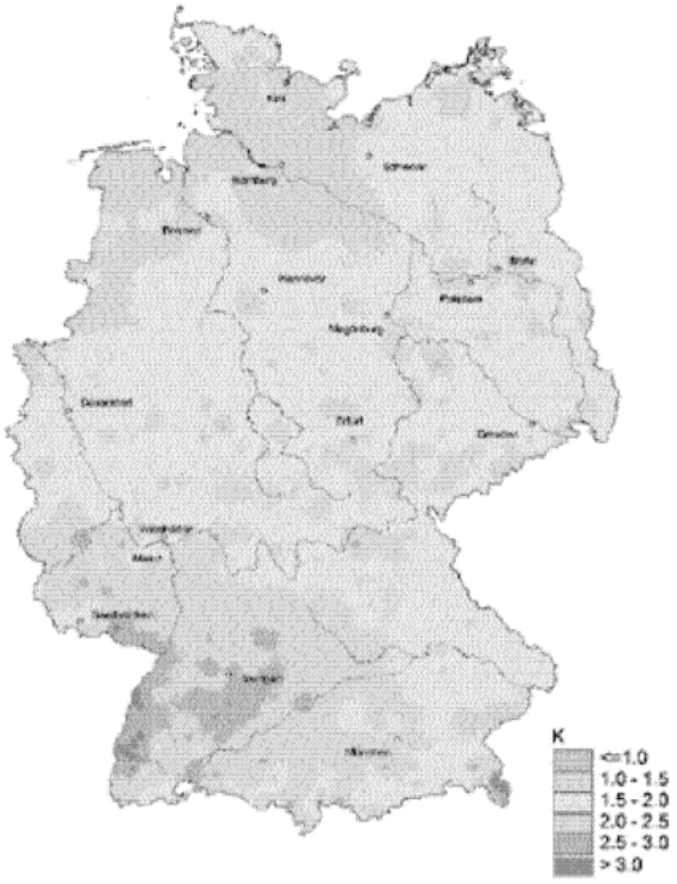


Abb. 5 Temperaturabweichung Winter 2001 vom Mittel 1961-1990.



Abb. 6 Sonnenscheindauer 2001 in Prozent des Mittelwertes der Jahre 1961-1990.

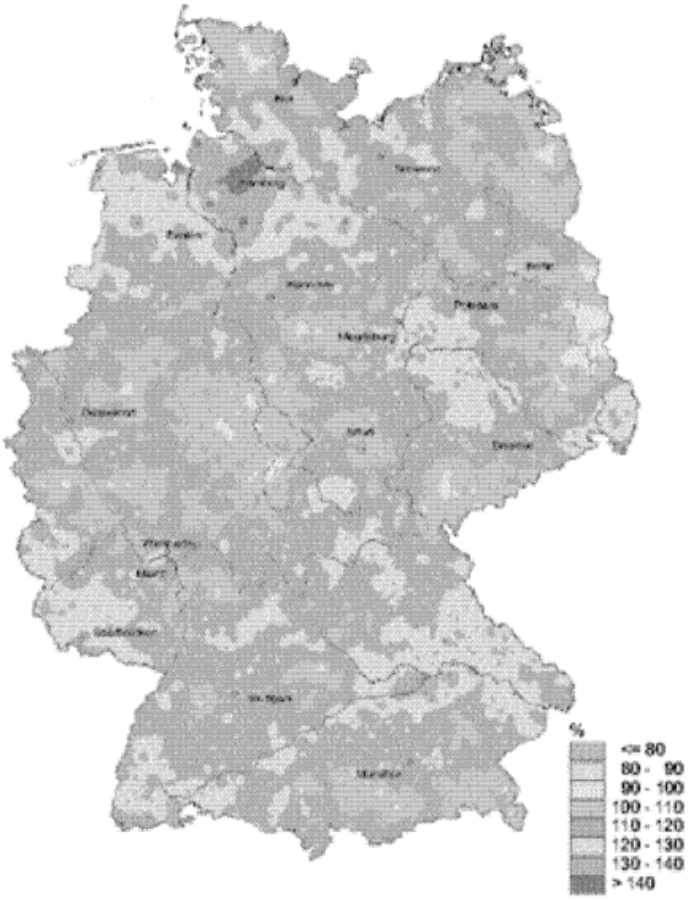


Abb. 7 Niederschlagshöhe 2001 in Prozent des Mittelwertes der Jahre 1961-1990.



Abb. 8 Extremwertkarte für das Jahr 2001

Die eingetragenen Extremwerte beruhen auf den Messungen der Beobachtungsstationen des DWD. Im Einzelfall können noch stärkere Extreme aufgetreten sein, die von den Meßstellen nicht erfaßt wurden (s.a. „Die Witterung in Deutschland“ S. 123). Die Angaben in der Extremwertkarte beruhen auf der Auswertung aller Daten der ca. 600 Klima- und Niederschlagsstationen des DWD.

Stationskennziffer	Name	Koordinaten	Meßnetze
3334	Manschnow	52°33N, 14°33E	Niederschlag
3351	Langenlipsdorf	51°55N, 13°05E	Klima
2274	Roxheim	49°52N, 07°48E	Klima
2309	Kehl	48°35N, 07°49E	Klima
2311	Freiburg i.B.	48°00N, 07°51E	Klima
92426	Aschau- Stein	47°44N, 12°18E	Niederschlag
70101	Balderschwang	47°28N, 10°06E	Niederschlag
4155	Zugspitze	47°25N, 10°59E	Klima

Das Klima in den deutschen Küstengebieten

Ch. Lefebvre

Klimatologisch gesehen, zeichnete sich das Jahr 2001 im Küstengebiet durch zwei Rekordmonate aus. Verbreitet wurden der nasseste und/oder sonnenscheinärmste September und –- wie im übrigen Bundesgebiet –- der wärmste Oktober seit Beginn der regelmäßigen Aufzeichnungen verzeichnet.

Mit Jahresmitteltemperaturen zwischen 8.5°C und 9.8°C und Abweichungen um bis zu 1K zu den vieljährigen Mittelwerten war 2001 weniger warm als die beiden vergangenen Jahre. Aber es hatte einen wärmeren Sommer und einen außergewöhnlich milden Oktober, der sich mit Abweichungen bis 3.5K zu den Bezugswerten als der bisher wärmste der Messreihen hervortat. Hatte der Juni noch ein Wärmedefizit von rund 1K, so brachten Juli und August jeweils Temperaturen, die um 1-2K über den vieljährigen Vergleichswerten lagen. Zu kalt fielen im Jahresverlauf die Monate März, Juni und September aus, wobei die Abweichungen -1.5K nicht überschritten. Die warme Sommerwitterung führte dazu, dass die Zahl der Sommertage (Tageshöchsttemperatur mindestens 25°C), die sich an der Nordsee überwiegend zwischen 9 und 15 und an der Ostsee zwischen 2 am Kap Arkona/Rügen und 23 am Stettiner Haff bewegte, nicht nur höher war als im Vorjahr, sondern auch die Durchschnittswerte um bis zu 5 Tage überschritt. Lediglich auf der Hochseeinsel Helgoland konnte kein Sommertag verzeichnet werden. Bei Höchsttemperaturen von 30-33°C gab es maximal 3 heiße Tage. Da die Wintermonate – trotz überdurchschnittlicher Temperaturen- nicht mehr so mild ausfielen wie in den Vorjahren, war nun auch die Anzahl der Frosttage (Tiefsttemperatur unter 0°C) wieder deutlich höher. Sie bewegte sich zwischen 32 auf Helgoland, rund 55 bis 73 an den friesischen Küsten und 50 bis 85 an der Ostsee und lag damit im Bereich der Bezugswerte oder darunter. Tage, an denen auch die Tageshöchsttemperatur unter dem Gefrierpunkt blieb (Eistage), verfehlten dagegen mit 2 (Helgoland) bis 13 die Jahresmittelwerte deutlich. Der Mai blieb – selbst zu den Eisheiligen – frostfrei.

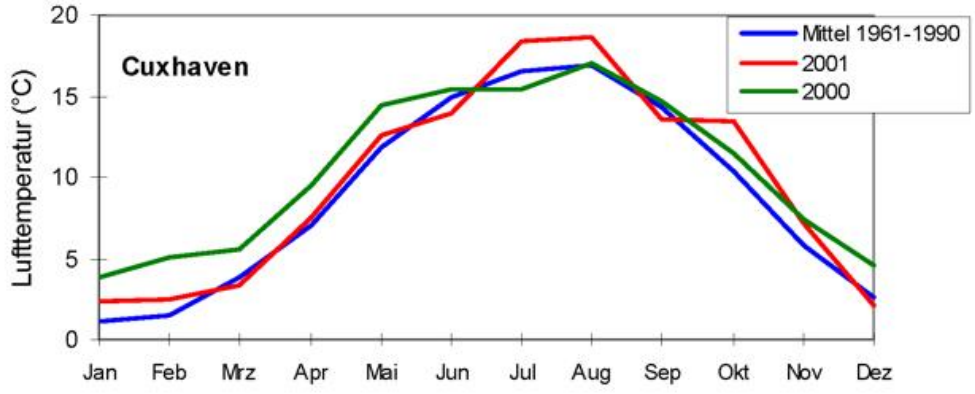


Abb. 1 Jahresgang der Monatsmitteltemperatur.

An Niederschlag fielen im Jahresverlauf zwischen 540 mm (Stettiner Haff) und knapp 800 mm an der Ostsee und zwischen 900 und gut 1000 mm an der Nordsee. Das waren regional bis zu 30 % mehr als im Mittel der Jahre. Lediglich in Leelagen blieb es gebietsweise etwas zu trocken (List/Sylt: 709 mm = 95 %). Dabei bewegte sich

auch die Zahl der Tage mit Niederschlag von mindestens 1 mm mit etwa 110-130 an der Ostsee und meist 140 bis 155 an der Nordsee über dem Durchschnitt, während die Tage mit Starkniederschlägen von 10 mm und mehr an der Ostsee mit 10-20 überwiegend im Bereich der vieljährigen Mittel lag und diese an der Nordsee mit 20-30 überschritt. Extrem zu nass war der September, in dem an der Ostsee –- mit Ausnahme vom Stettiner Haff –- 130 bis 160 mm und an der Nordsee 150-260 mm fielen, was meist das Doppelte bis Dreifache, regional –- wie in Bremerhaven –- auch nahezu das Vierfache vom Monatsmittel war, womit er verbreitet der niederschlagsreichste September der Messreihen war. Allein in den 5 Tagen vom 7. bis 11. September fiel so viel Regen wie gewöhnlich im gesamten Monat, in Bremerhaven sogar das Doppelte vom Monatsmittel. Relativ trocken verlief dagegen der Oktober mit meist nur 50-70% der üblichen Niederschläge. In den Wintermonaten fielen die Niederschläge teilweise auch als Schnee. Im Februar, im ungewöhnlich winterlich geprägten März und im Dezember entstand dabei für mehrere Tage eine geschlossene Schneedecke von meist weniger als 10 Zentimetern. Kurz vor Frühlingsanfang, vom 17. bis zum 19./20. März, gab es mit Schneehöhen bis zu 20 cm einen spektakulären Wintereinbruch, bei dem starker bis stürmischer Wind zu hohen Schneeverwehungen führte, die auf Rügen bis zu 1,50 m erreichten und den Verkehr und das öffentliche Leben nahezu völlig lahm legten.

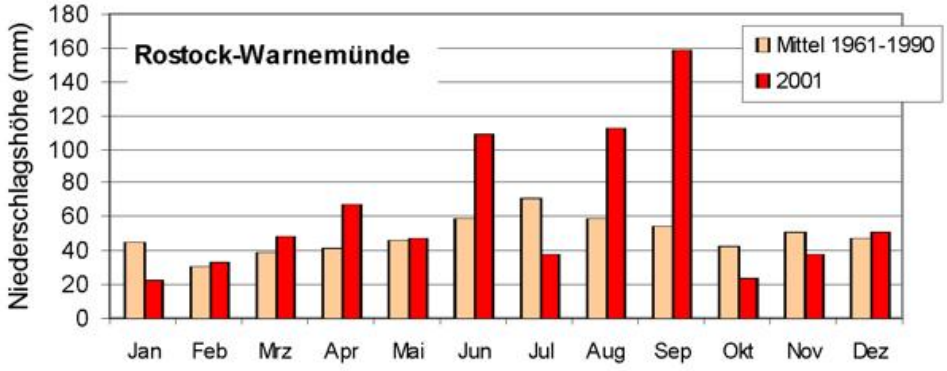


Abb. 2 Jahresgang der monatlichen Niederschlagshöhe.

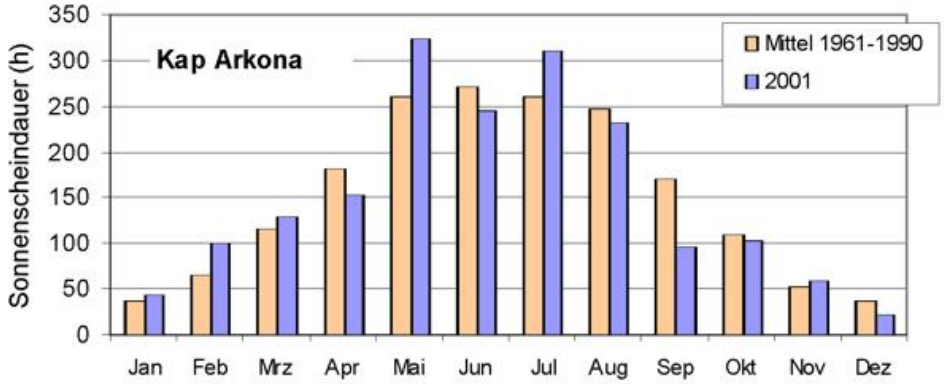


Abb. 3 Jahresgang der monatlichen Sonnenscheindauer.

Die Sonne schien im Jahresverlauf zwischen 1500-1800 Stunden. Damit wurden die Sollwerte erreicht oder um bis zu 10% unterschritten. Außergewöhnlich sonnenscheinarm war der verregnete September, der mit 70 bis knapp 100 Stunden nur 45 bis 70% der sonst üblichen Sonnenstunden bot und damit zum Teil der sonnenscheinärmste September seit Beginn der Aufzeichnungen war. Eine überdurchschnittliche

Sonnenscheindauer verzeichnete dagegen der Mai, ferner die Monate Juli und Dezember an der Nordsee bzw. Februar (Abweichungen bis 60%) und August an der Ostsee.

Die monatlichen Windverteilungen wichen – mit Ausnahme vom sonst so auffälligen September - meist deutlich von den mittleren Verteilungen ab. Im Januar kamen Winde aus Südost und im November aus Nordwest, die zu 45-50% bzw. 40-60% der Zeit wehten, etwa doppelt so oft vor wie gewöhnlich. Einen Anteil von rund 70-75% hatten westliche Winde (SW bis NW) sowohl im zu kalten Juni wie im zu milden November, was jeweils eine Steigerung um 15-20% bedeutete. Im Mai waren schwache Winde aus West bis Nord (zu 50-70% der Zeit) ungewöhnlich häufig, und im Oktober herrschten überwiegend südliche Winde (rund 75%) vor, wobei Winde aus dem nördlichen Windsektor fast ganz ausblieben. Das Jahr begann windschwach. Im März führte dann ein starker bis stürmischer Ostwind mit Böen von Bft. 9-10 in der Ostsee zu Wellenhöhen von 2-3 m und es kam zu einem Tankerunglück in der Kadetrinne, während die Fährverbindungen zu den Nordfriesischen Inseln wegen Niedrigwassers unterbrochen waren. Im September sorgte das Tief ‚Valentin' und seine Randtiefs nicht nur für übermäßigen Regen, sondern auch für Sturm, der in Böen 8-10 Bft. erreichte. Von Ende Oktober an gab es an den Küsten - der Jahreszeit entsprechend - häufig Starkwind oder Sturm mit Böen bis Windstärke 9 oder 10 Bft.. Aber nur in exponierten Lagen erreichten die Böen auch mal Orkanstärke (Bft. 12).

Wie aus Abb. 4 zu ersehen ist, erwärmten sich die Gewässer im Frühjahr deutlich langsamer als gewöhnlich. In der 2. Januarhälfte und im Februar hatte sich in den geschützten und flachen Teilen entlang der deutschen Ostseeküste, in der 2. Februarwoche auch an der Küste Nordfrieslands vorübergehend dünnes Eis gebildet. Der zu kühle, zeitweise winterliche März hielt dann das Temperaturniveau um etwa 1K niedriger als gewöhnlich. Erst im Mai erwärmten sich - ähnlich wie im Vorjahr - die Gewässer überdurchschnittlich stark. Nach einer weitgehenden Stagnation im kühlen Juni, ließen im Juli und August mehrere Phasen mit hochsommerlicher Wärme die Wassertemperaturen an den Küsten zeitweise auf Tagesmittelwerte um 22°C ansteigen. Die Mitteltemperaturen beider Monate lagen mit 19-20°C um rund 1K über dem Durchschnitt. Nachdem sich im September eine sehr kräftige Abkühlung vollzog, hielten sich in den ersten beiden Oktoberdekaden die Wassertemperaturen auf einem durchgängig überdurchschnittlichen Niveau von 14-15°C. Erst danach setzte ein steter Temperaturrückgang ein.

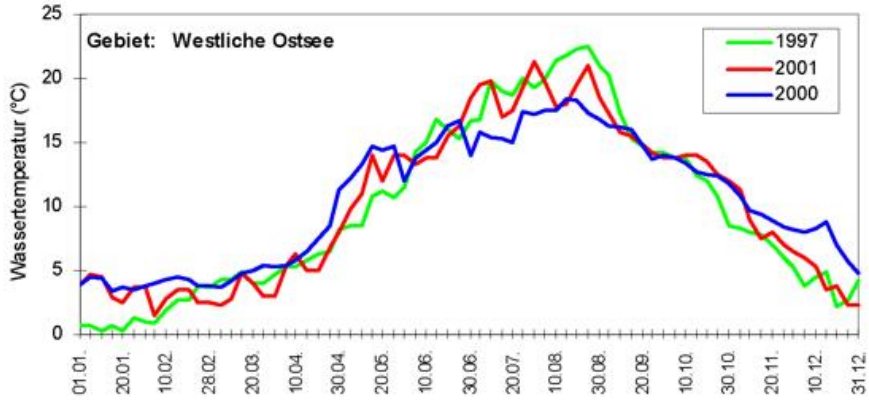


Abb. 4 Verlauf der Wassertemperatur 1997, 2000 und 2001 in der westlichen Ostsee.

Monatliche Temperaturabweichungen vom Referenzzeitraum 1961-1990

R. Ullrich

Beim Deutschen Wetterdienst liegen für Deutschland die vieljährigen Mittel der Lufttemperatur als Gebietsmittel in einem interpoliertem 1 km-Raster (Müller-Westermeier et al., 1995; KSB 2000) vor. Anhand dieser Rasterdaten wird auch in dieser Ausgabe des Klimastatusberichts eine Einschätzung der Temperatur des vergangenen Jahres (2001) im Vergleich zu dem internationalen Referenzzeitraum 1961-1990 gegeben werden. Neben den Abweichungen, die für das gesamte Bundesgebiet gemittelt sind (Rasterdaten Deutschland), werden auch die Rastermittel aus den Regionen Hamburg, Frankfurt am Main und München (siehe Tabellen) für das betrachtete Jahr aktualisiert. Neben den Rasterdaten wird mit den Messdaten vom Hohenpeißenberg noch eine von den urbanen Einflüssen weitgehend unbeeinflusste Bergstation zum Vergleich herangezogen.

Die Temperaturen des Jahres 2001 lag zwar 0,8 K über dem Referenzzeitraum, gegenüber 2000 allerdings um fast ein Grad kühler (9,02 gegenüber 9,9). Insgesamt war es das 16. wärmste Jahr seit 1901 und das fünfte aufeinanderfolgende Jahr mit einer positiven Temperaturanomalie (vergl. Abb. 1). Im Gegensatz zu den vergangenen vier Jahren, die meist nur zwischen einem und drei Monaten aufwiesen, die unter den Werten des Referenzzeitraums lagen, waren es im letzten immerhin 5 Monate. Deutlich kühler war vor allem der September, dessen negative Temperaturanomalie ein deutliches Nord-Südgefälle aufwies und im südlichen Deutschland bis zu 2,5K unter dem Referenzzeitraum lag. Direkt anschließend war jedoch der Oktober der Monat mit der größten positiven Abweichung. Im Mittel lag der Wert für das gesamte Deutschland-Raster bei +3,5K. Damit gab es in 2001 den wärmsten Oktober seit 1901. Außerdem war der Oktober wärmer als der September, eine Konstellation, die äußerst selten auftritt. Am Hohenpeißenberg wurde eine Abweichung von +4,8K registriert (vergl. Tabelle 5), das bedeutet den drittwärmsten Oktober seit Beginn der Aufzeichnungen im Jahre 1781! Nur in den Jahren 1795 und 1831 war es im Oktober noch wärmer.

In den vergangenen Jahren zeigte sich, dass die überwiegend positiven Temperaturanomalien vor allem von den milden Wintern beeinflusst waren. Dies bestätigte sich auch 2001 wieder, die Wintermonate waren mit +1,9 K deutlich zu warm. Frühling und Sommer waren etwa 0,9K zu warm und der Herbst trotz der Rekordtemperaturen im Oktober mit +0,58K nur knapp über dem Referenzwert von 1961-1990.

Der Verlauf der Anomalien der letzten Jahre ist eingebettet in die globale Entwicklung, denn die sogenannte „Weltmitteltemperatur“ (Abb. 3, siehe zum Beispiel: http://www.giss.nasa.gov/data/update/gistemp/) liegt schon seit Februar 1994 Monat für Monat um einige Zehntel über den Normalwerten. Letztes Jahr war nach diesem Datensatz das zweitwärmste überhaupt.

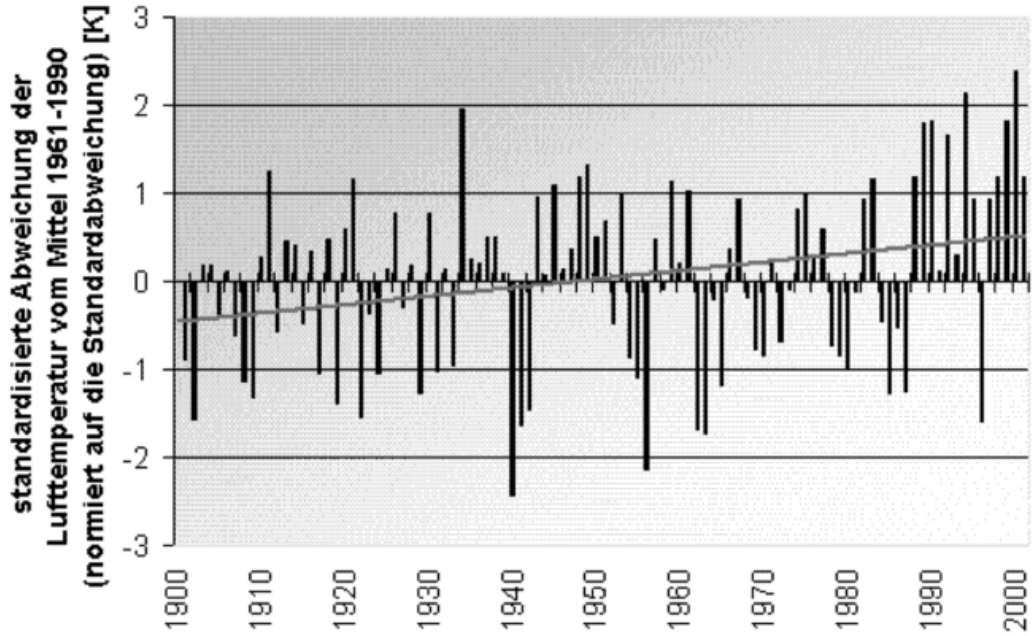


Abb. 1 Jährliche Abweichung des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland vom Mittelwert 1961-1990 (normiert auf die Standardabweichung). Die rote Gerade stellt den linearen Trend dar.

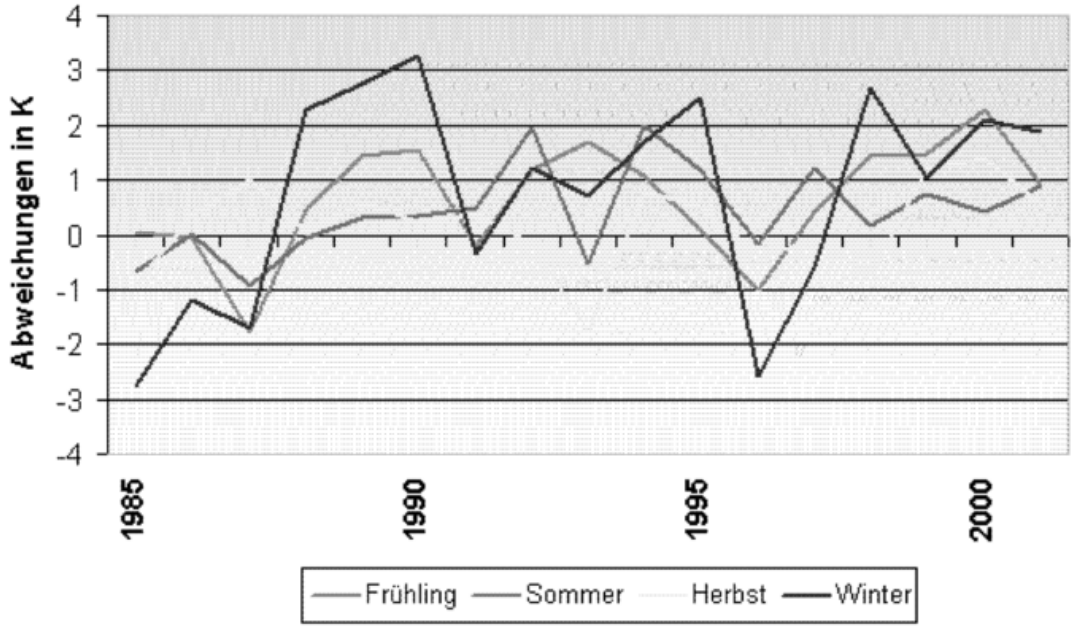


Abb. 2 Saisonale Abweichung des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland vom Mittelwert 1961-1990 für den Zeitraum 1985 bis 2001.

Rasterdaten Deutschland

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1985	-5,1	-3,4	-0,8	0,1	1,0	-1,9	0,2	-0,3	0,2	0,2	-3,0	2,8	-0,8
1986	0,5	-6,8	-0,6	-1,3	1,8	0,5	-0,2	-0,3	-1,9	1,0	2,0	1,2	-0,3
1987	-5,6	-0,7	-4,1	1,5	-2,7	-1,5	-0,3	-1,0	1,2	0,7	1,1	1,3	-0,8
1988	3,9	1,7	-0,9	0,4	1,8	-0,4	-0,2	0,4	0,0	1,0	-0,8	2,5	0,8
1989	2,8	3,0	3,3	-0,4	1,4	-0,1	0,5	0,4	1,2	1,7	-1,1	1,6	1,2
1990	2,9	5,4	3,3	-0,2	1,5	-0,2	-0,5	1,8	-1,5	1,5	0,6	-0,1	1,2
1991	1,9	-2,7	2,8	-0,5	-2,8	-1,9	2,0	1,4	1,5	-0,5	0,1	-0,2	0,1
1992	1,3	2,5	1,2	0,3	2,1	1,9	1,5	2,5	0,1	-2,2	1,6	0,4	1,1
1993	2,8	-1,0	0,0	2,8	2,3	0,3	-1,1	-0,8	-1,0	-0,8	-3,5	2,4	0,2
1994	3,3	-0,5	2,7	0,4	0,2	0,5	4,2	1,3	0,0	-1,0	3,4	2,8	1,5
1995	0,5	4,3	-0,5	0,9	-0,1	-1,1	2,9	1,7	-0,7	3,1	-0,9	-2,7	0,7
1996	-2,5	-2,5	-2,7	0,9	-1,2	0,3	-1,3	0,6	-2,4	0,5	0,6	-3,2	-1,0
1997	-2,3	3,8	2,2	-1,2	0,3	0,5	0,0	3,3	0,4	-1,0	0,2	1,4	0,7
1998	2,7	4,0	1,3	1,3	1,7	1,1	-0,8	0,2	0,1	0,1	-2,3	0,1	0,8
1999	3,0	0,1	1,7	1,3	1,4	-0,2	1,8	0,6	3,6	0,4	-0,4	1,3	1,3
2000	1,5	3,5	1,6	2,7	2,3	1,7	-1,6	1,1	0,6	1,6	2,1	2,4	1,6
2001	1,4	1,9	0,7	-0,2	2,3	-1,0	1,6	2,1	-1,5	3,5	-0,2	-1,0	0,8

Tab. 1 Abweichung der Lufttemperatur vom Mittelwert 1961-1990 in Deutschland, in Kelvin. Rot = zu warm, türkis = zu kalt. Als Basis dient das Gebietsmittel aus Rasterwerten (Müller-Westermeier et al., 1995).

Hamburg

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1985	-5,3	-3,5	-0,6	0,4	1,1	-1,5	0,4	-0,4	-0,4	0,4	-3,1	2,8	-0,3
1986	-0,4	-5,9	-0,3	-1,0	1,6	0,7	0,5	-0,8	-2,5	0,3	2,2	1,3	0,2
1987	-5,8	-0,7	-3,5	1,8	-2,3	-2,2	-0,2	-1,5	-0,1	0,0	1,6	1,1	-0,5
1988	4,1	2,2	-0,5	0,4	2,0	-0,3	0,1	0,0	0,1	-0,1	-0,6	2,8	1,5
1989	3,9	3,7	3,3	-0,1	1,6	0,8	0,8	0,1	1,6	1,4	-1,2	1,0	2,1
1990	4,3	5,8	3,7	0,9	1,7	-0,4	-0,3	1,6	-1,0	1,1	0,3	0,8	2,3
1991	2,4	-2,5	3,2	0,3	-2,2	-2,4	2,3	1,0	1,0	-0,6	-0,3	0,8	0,8
1992	1,9	3,5	1,8	0,8	2,4	3,3	2,2	1,3	0,2	-2,9	0,8	0,9	2,0
1993	2,7	0,0	0,6	3,1	2,1	-0,4	-1,0	-1,7	-1,4	-1,4	-4,0	1,7	0,6
1994	3,5	-1,8	1,9	1,7	0,4	-0,5	5,2	1,1	-0,3	-1,8	2,5	2,6	1,9
1995	1,0	4,1	0,0	0,9	-0,1	-0,8	3,3	2,7	0,1	2,6	-1,0	-4,3	1,3
1996	-3,4	-3,2	-2,5	1,5	-1,6	-0,6	-0,8	1,8	-1,8	-0,3	-0,2	-3,0	-0,7
1997	-1,9	4,1	1,6	-0,5	0,0	0,8	1,3	4,4	0,1	-1,7	-1,0	1,2	1,3
1998	3,5	5,0	2,0	1,6	1,8	0,6	-1,0	-0,4	0,2	-0,8	-2,9	-0,2	1,4
1999	3,4	0,8	2,3	2,2	1,2	-0,1	2,7	1,0	4,3	0,0	0,1	1,4	2,3
2000	2,8	3,8	1,5	2,9	2,3	0,5	-1,3	0,1	0,3	1,4	2,1	1,9	1,5
2001	1,0	1,1	-0,6	0,2	1,3	-1,4	2,0	1,7	-0,9	3,1	0,2	-1,1	0,6

Tab. 2 Abweichung der Lufttemperatur vom Mittelwert 1961-1990 in Hamburg, in Kelvin. Rot = zu warm, türkis = zu kalt.

Frankfurt

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1985	-4,4	-3,9	-0,8	0,3	1,2	-2,0	0,2	-0,8	0,6	0,1	-3,1	2,9	0,0
1986	1,3	-5,8	-0,4	-1,5	2,2	1,4	0,3	-0,1	-2,2	1,1	1,5	1,6	0,9
1987	-4,7	-0,6	-3,3	2,1	-2,4	-1,3	0,0	-0,6	1,7	0,5	1,1	1,3	0,3
1988	4,0	1,5	-0,6	0,6	2,2	0,0	-0,3	1,2	0,0	1,4	-0,7	3,3	2,0
1989	2,4	2,0	3,4	-0,8	2,6	0,2	1,0	0,5	1,1	1,6	-1,1	1,8	2,2
1990	2,6	4,8	3,2	-0,2	2,4	-0,2	0,3	2,2	-1,4	1,4	1,0	0,0	2,4
1991	1,9	-2,9	2,8	-0,3	-2,1	-2,0	2,7	2,6	2,1	-0,8	0,0	-0,6	1,2
1992	1,3	1,6	1,2	0,5	2,8	1,4	1,7	2,5	-0,2	-2,0	1,8	0,6	2,1
1993	3,1	-1,8	0,5	3,2	2,6	1,3	-0,1	0,3	-0,8	-0,9	-3,0	2,7	1,5
1994	3,4	-0,1	3,0	0,5	0,5	1,6	4,5	1,3	0,1	-0,6	4,2	3,1	2,9
1995	1,0	3,9	-0,6	1,6	0,4	-0,3	3,6	2,1	-0,9	3,1	-0,6	-1,5	2,0
1996	-1,6	-1,6	-1,8	1,2	-1,2	0,7	-0,9	0,3	-2,1	0,4	0,7	-2,6	0,1
1997	-3,0	3,6	3,2	-0,6	0,8	0,4	0,2	3,6	0,8	-0,9	0,5	1,9	1,9
1998	2,6	3,0	1,9	0,6	2,3	1,6	-0,6	0,9	-0,2	0,1	-1,7	0,6	1,9
1999	3,0	0,1	1,7	1,5	1,9	0,4	2,1	0,7	3,7	0,1	-0,4	1,1	2,4
2000	1,8	3,1	1,7	2,2	2,6	2,1	-2,2	1,5	0,7	1,4	2,3	2,4	1,6
2001	1,5	2,5	1,1	-0,6	2,9	-0,7	1,9	2,1	-1,9	3,5	-0,3	-0,6	0,9

Tab. 3 Abweichung der Lufttemperatur vom Mittelwert 1961-1990 in Frankfurt, in Kelvin. Rot = zu warm, türkis = zu kalt.

München

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1985	-5,0	-2,8	-1,1	0,3	1,4	-1,3	1,5	0,4	0,9	-0,6	-2,9	3,5	0,2
1986	1,4	-6,5	-0,2	-0,2	2,7	0,4	-0,4	0,8	-0,6	0,7	1,2	1,2	0,8
1987	-3,8	-0,1	-3,7	1,6	-2,4	-0,9	0,5	-0,5	3,0	0,9	0,7	1,9	0,5
1988	4,0	1,1	-0,9	1,3	2,2	0,1	0,8	1,0	-0,1	1,6	-1,3	2,1	1,8
1989	2,2	3,0	4,3	0,1	1,6	-0,7	0,7	0,7	0,0	1,1	-1,8	2,0	1,9
1990	1,0	5,3	3,8	-0,8	2,4	-0,1	0,1	2,2	-1,4	1,5	0,5	-0,4	2,0
1991	1,8	-2,7	2,8	-0,4	-2,9	-0,8	1,9	1,6	1,8	-1,2	-0,3	-1,4	0,8
1992	1,3	1,7	1,4	0,3	3,0	1,7	2,0	4,6	0,5	-1,4	2,3	0,3	2,3
1993	4,3	-1,7	-0,5	3,0	3,3	1,0	-0,8	0,4	-0,5	-0,6	-3,0	3,8	1,5
1994	3,9	1,1	4,7	0,1	1,2	2,0	4,0	2,8	0,5	-0,8	4,5	3,3	3,2
1995	0,7	5,0	-0,5	1,6	1,1	-1,2	3,2	0,6	-1,3	3,4	-1,4	-0,9	1,7
1996	-1,5	-1,8	-2,3	1,2	0,4	2,0	-0,6	0,1	-3,1	0,3	1,0	-2,6	0,1
1997	-1,6	3,8	2,8	-1,2	1,7	0,8	-0,8	2,1	0,8	-1,0	0,6	2,1	1,7
1998	2,6	3,5	1,0	1,5	1,9	1,8	0,3	1,4	-0,6	0,9	-2,1	0,8	1,9
1999	2,6	-1,0	1,9	1,1	2,3	0,0	1,0	0,8	2,8	0,3	-1,4	1,8	1,9
2000	0,2	3,9	1,7	2,9	2,7	2,7	-1,7	2,1	0,3	1,4	2,1	2,8	1,7
2001	1,2	2,5	2,9	-0,5	3,3	-0,6	1,0	2,1	-2,5	4,0	-1,0	-1,2	0,9

Tab. 4 Abweichung der Lufttemperatur vom Mittelwert 1961-1990 in München, in Kelvin. Rot = zu warm, türkis = zu kalt.

Hohenpeissenberg

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1985	-4,9	-1,8	-1,3	0,3	1,1	-1,5	1,4	0,5	1,5	-0,3	-4,1	4,2	-0,4
1986	-0,2	-7,1	0,0	-0,8	2,8	0,4	-0,3	0,3	-0,5	1,0	2,4	1,1	-0,1
1987	-5,5	0,9	-4,4	2,2	-3,0	-0,8	0,2	-0,2	3,1	1,1	0,4	2,3	-0,3
1988	4,5	0,2	-1,9	1,4	2,0	-0,3	0,6	0,9	-0,4	1,5	-1,4	0,5	0,6
1989	2,9	4,2	4,6	0,0	1,6	-0,8	0,6	0,6	-0,3	1,6	-0,6	3,0	1,5
1990	3,3	6,1	3,9	-1,4	2,4	-0,3	0,1	1,9	-1,6	2,0	-0,8	-1,2	1,2
1991	0,2	-1,6	3,4	-0,9	-3,5	-0,8	1,8	2,0	2,1	-2,2	-0,1	-1,7	-0,1
1992	1,2	2,0	1,2	0,2	2,9	0,9	1,4	4,5	0,4	-2,9	2,3	0,6	1,2
1993	3,8	-0,7	-0,2	3,0	2,9	1,1	-1,1	0,4	-0,8	-1,9	-3,5	2,3	0,4
1994	2,1	1,2	4,5	-0,5	1,0	1,8	3,9	2,4	-0,3	-0,5	3,6	1,7	1,7
1995	-0,4	4,1	-1,1	1,0	0,8	-1,6	3,1	0,0	-2,2	3,3	-0,6	-1,3	0,4
1996	0,0	-2,1	-2,8	1,0	0,2	1,4	-1,0	-0,7	-4,0	-0,7	0,1	-1,6	-0,8
1997	0,6	3,8	2,9	-1,4	1,4	0,1	-1,1	2,4	1,3	-1,8	1,1	1,6	0,9
1998	2,1	4,5	0,2	1,3	1,9	2,2	0,2	1,5	-1,1	-0,7	-3,6	0,7	0,8
1999	3,6	-2,1	2,0	0,9	2,6	-0,2	1,1	0,9	2,6	-0,2	-2,1	0,4	0,8
2000	-0,4	3,0	0,9	3,2	3,0	3,0	-2,1	2,6	0,6	0,6	2,0	3,8	1,7
2001	1,6	1,9	2,7	-0,8	3,5	-0,4	1,3	2,4	-3,3	4,8	-2,6	-3,2	0,7

Tab. 5 Abweichung der Lufttemperatur vom Mittelwert 1961-1990 am Hohenpeissenberg, in Kelvin. Rot = zu warm, türkis = zu kalt.

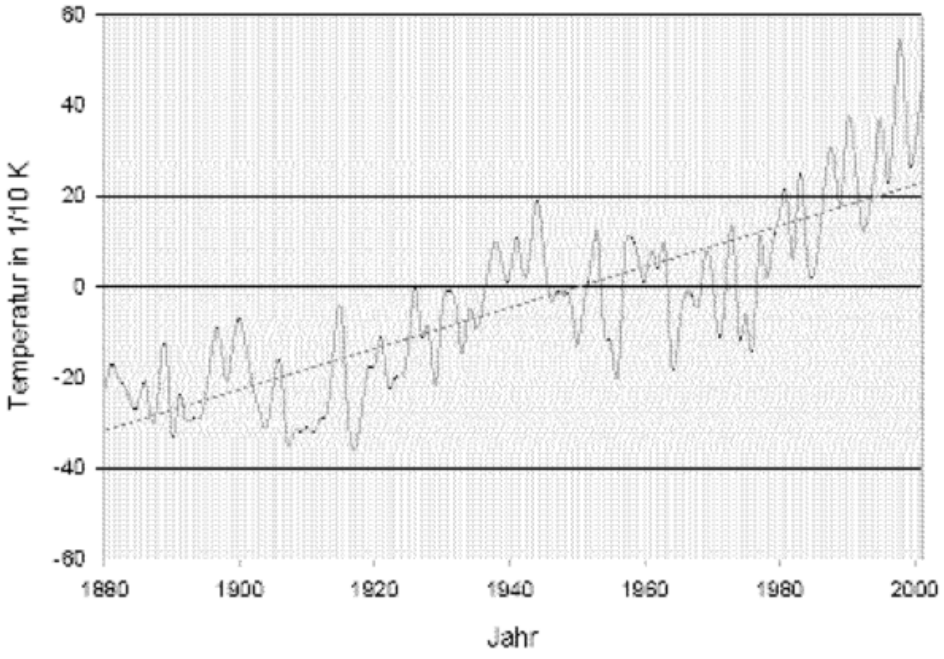


Abb. 3 Kombinierte Land- und Seeoberflächentemperaturanomalien 1861 bis 2001 relativ zum Referenzzeitraum 1951-1980. Die rote Linie stellt die lineare Regression dar.

Literatur

Müller-Westermeier, G. et al. (1995): Numerische Verfahren zur Erstellung klimatologischer Karten. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr.193, Offenbach am Main.

Klimastatusbericht 2000, Selbstverlag DWD, ISBN 3-88148-368-3

Die agrarmeteorologische Situation im Jahr

F. - J. Löpmeier

Schlagzeile

Nichts Ungewöhnliches - der September brachte bei hohen Bodenfeuchten und Behinderungen bei der Ernte die meisten Probleme.

Schleswig-Holstein, Hamburg, Bremen, Niedersachsen und Mecklenburg-Vorpommern

Die vielfach feucht-milde Witterung führte während der Wintermonate Januar und Februar in Norddeutschland bei den Wintersaaten zu einem erhöhten Aufkommen von pilzlichen Schaderregern. Mit dem anhaltenden Überschreiten der 5-Grad-Marke der Tagesmitteltemperaturen begann Ende März die Vegetationsperiode. Dies entsprach in Schleswig-Holstein etwa den Normalwerten, während im übrigen Bereich der Vegetationsbeginn 5 bis 15 Tage später als im vieljährigen Mittel stattfand. Die Vegetationsperiode endete verbreitet in der 1. Dekade des Novembers, in den Küstenbereichen von Nord- und Ostsee erst in der 3. Novemberdekade. Die Dauer der Vegetationsperiode betrug im Jahr 2001 220 bis 235 Tage, was in Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern etwa normal war. In Niedersachsen war die Vegetationsperiode dagegen verbreitet 8 bis 15 Tage kürzer als im vieljährigen Mittel üblich. Die Hauptwachstumszeit (Tagesmitteltemperaturen über 10°C) begann allgemein 15 bis 20 Tage später als normal, war aber mit einer Dauer von 175 bis 185 Tagen 10 bis 22 Tage länger als im vieljährigen Durchschnitt. Die den nachhaltigen Beginn des Grünlandwachstums kennzeichnende Grünlandtemperatursumme von 200 Grad wurde zwischen dem 15. März (südwestliches Niedersachsen) und 7. April (Norden von Mecklenburg-Vorpommern und Schleswig-Holstein) erreicht. Dies war nur im südwestlichen Niedersachsen früher, sonst allgemein etwas später als im vieljährigen Mittel üblich. Die Frühjahrsbestellung wurde im Jahr 2001 anfangs vielerorts durch die sehr feuchten und teilweise kaum befahrbaren Böden stark behindert. Nachdem die Getreideernte im Juli zunächst ohne wesentliche Störungen begann, kam es in der 1. Augusthälfte durch die unbeständige Witterung vorübergehend zu erheblichen Behinderungen beim Mähdrusch und der Strohbergung. Auch im September führten häufige Regenfälle zu Problemen bei der Befahrbarkeit der landwirtschaftlichen Flächen und damit bei der Bestellung von Wintersaaten sowie der Mais- und Kartoffelernte. Diese Arbeiten konnten jedoch im Oktober bei deutlich günstigeren Witterungsverhältnissen weitgehend abgeschlossen werden.

Brandenburg, Berlin, Sachsen-Anhalt, Thüringen und Sachsen

Überdurchschnittliche Niederschlagsmengen im März ließen ein Abtrocknen der Böden nicht zu, vielmehr verhinderte die aufgeweichte Krume und stauende Nässe ein Befahren der Äcker, so dass anstehende Bestellarbeiten nicht in Angriff genommen werden konnten. Nach Frösten Anfang April stellten sich erst in der dritten

Aprildekade bei vergrößertem Wärmedargebot günstigere Bedingungen für die Bestellung der Felder mit Frühkartoffeln, Zuckerrüben, Futterrüben und Mais ein. Die höheren Temperaturen animierten Süßkirschen, Sauerkirschen, Pflaumen und Birnen sowie den Winterraps zur Blüte. Der Mai bescherte zeitweise sommerliche Züge. Auch die kalendermäßigen Eisheiligen gerieten teilweise zu „Schweißheiligen". Dagegen reichten die im Juni bis zum Johannistag (24.06.) aufgetretenen Temperaturen nicht aus, um zufriedenstellende Wachstums- und Entwicklungsbedingungen für Ölsonnenblumen, Mais, Tomaten, Gurken, Zucchini und Gemüsepaprika zu garantieren. Bei nasskalter Witterung litten die Erdbeeren vielerorts unter Grauschimmelbefall. Der Juli versetzte die Bauern in ein Wechselbad der Gefühle. Juliflut folgte Juliglut und umgekehrt. Kräftige Gewitter verursachten eine beträchtliche Zunahme der Lagererscheinungen in den Halmfruchtbeständen. Heiße Tage sorgten für erhöhte Beregnungsbedürftigkeit, große Waldbrandgefahr und auch für die Gefahr von Getreidefeldbränden. Bei zum Teil brütender Hitze –- zu Monatsmitte wurden örtlich 36°C erreicht — bestanden im August meist vorteilhafte Voraussetzungen für Erntearbeiten. Zyklonales Witterungsgepräge drückte dem September den Stempel auf. Das führte zu Verzögerungen bei Feldarbeiten. Nach feuchtem September bewirkte der überdurchschnittlich temperierte Oktober „Kapriolen" in der Pflanzenwelt. Begünstigt durch die geringere Tageslänge begannen zum Beispiel im Vogtland noch fruchtbehangene Apfelbäume zu blühen und in der Mark Brandenburg erlebte weißer Flieder einen zweiten Frühling.

Hessen, Rheinland-Pfalz, Saarland und Nordrhein-Westfalen

Nach dem wenig winterlichen Januar war auch der Februar sehr mild und vielfach niederschlagsreich. Die Hasel stäubte vereinzelt extrem früh, auch Schneeglöckchen zeigten etwa 3 Wochen zu früh die ersten Blüten. Ende Februar war ein Entwicklungsvorsprung von 3 bis 4 Wochen vorhanden, der sich aber Anfang März verringerte. Die Erwärmung im zweiten Märzdrittel beschleunigte die Pflanzenentwicklung erneut, doch die besonders im Südwesten vorherrschende Nässe verzögerte die Feldarbeiten und besonders die Frühjahrsbestellung erheblich. Die Sommerungen waren kaum in den Boden zu bekommen und die Saatbettbereitung war sehr schwierig. Erst im April besserten sich die Aussaatbedingungen und die durch die Nässe geschädigten Winterungen konnten sich erholen. Aufgrund des Entwicklungsvorsprungs begann im Südwesten die erste Obstblüte etwa 1 Woche früher als normal. Doch das kalte 2. Aprildrittel zehrte den Vorsprung auf, so dass die Obstblüte in den nördlichen Landesteilen eher normal bis leicht verspätet einsetzte. Der frühsommerliche Mai konnte dann wieder Vieles gutmachen. Die reichliche Bodenwasserversorgung der Vormonate überbrückte vielfach die Trockenheit im Mai. Das Bodenwasser verknappte sich in einigen Regionen so rasch, dass beispielsweise das Wintergetreide nicht ausreichend versorgt war. Ursache war oft ein nicht ausreichendes Wurzelsystem nach dem zu nassen Frühjahr. Der eher kühle und feuchte Juni glich das teilweise wieder aus. Genügend hochsommerliche Perioden gab es im Juli und August, so dass die Getreideernte begünstigt wurde. Allerdings litt vor allem in Teilen Hessens das Grünland unter knapper Bodenfeuchte. Wieder zeigten sich die für dieses Jahr typischen Wechsel zwischen sehr nassen und sehr trockenen Perioden. Darunter litten vor allem die Sommerungen, während das Wintergetreide weniger betroffen war. Das wurde dann auch nach der relativ frühen Getreideernte

deutlich. Während es bei Sommergerste und Hülsenfrüchten teilweise deutliche Ertragseinbußen gab, wurde bei Winterweizen und Roggen überwiegend von einer guten Durchschnittsernte gesprochen. Allerdings gab es auch beim Wintergetreide regional deutliche Unterschiede. In Nordhessen litten die Roggenqualitäten teilweise infolge der unbeständigen Witterung. Bei den Hackfrüchten führte das stark wechselnde Bodenfeuchteangebot zu Problemen. Die zeitweilige Trockenheit ließ die Zuckerrübenentwicklung stagnieren und bei den Kartoffeln wurde von ungünstigen Knollensortierungen berichtet. Die Knollen fielen teilweise zu groß aus. Als kühler und nasser Herbstmonat zeigte sich der September, der bei den Obst- und Weinbauern einige Hoffnungen aus den Sommermonaten zunichte machte. Allerdings brachte der sonnige Oktober gute Möglichkeiten für die Ernte- und Bestellarbeiten. Vor allem das Ausbleiben von Frühfrösten führte zu einer um 1 bis 3 Wochen verspäteten Laubfärbung.

Baden-Württemberg

Das Jahr war gegenüber den vieljährigen Mittelwerten zu warm, zu feucht und sonnenscheinreich. Ein Übermaß an Wärme und an Niederschlag gab es insbesondere im ersten Quartal. Der Winter 2000/2001 war gebietsweise der wärmste seit 85 Jahren, der Oktober 2001 war in Freiburg der wärmste Oktober seit Beginn der Messungen Ende des 19. Jahrhunderts. Das Jahr startete mit überaus frühem Erwachen der natürlichen Vegetation sowie des Wachstumsbeginns von Dauergrünland (Verfrühung bis zu 6 Wochen). Der überaus nasse März führte zu Verspätungen bei der Frühjahrsbestellung um mehr als 4 Wochen. Im April kam es durch Fröste zum Abfrieren des Grünlandes und zur Verzögerung des Spargelwachstums. Im Bodenseeraum führte Hagel zu Ernteausfällen. Der unfreundliche September sorgte bei den Winzern für Missstimmung, die jedoch durch einen freundlichen Oktober wieder aufgehoben wurde. Fröste im Dezember ermöglichen die Eisweinlese.

Bayern

Nach einem teilweise winterlichen Januar, der die Böden bis zu 30 Zentimeter gefrieren ließ, sorgte der Februar mit vorfrühlingshaft milder Witterung für einen um bis zu 4 Wochen verfrühten Vegetationsbeginn. Dieser Vorteil konnte aber im März und April kaum genutzt werden, da sich die anstehenden Bestellarbeiten infolge von anhaltender Staunässe immer weiter verzögerten. Erst der Mai brachte mit warmen Schönwetterperioden günstige Bedingungen, die auch für die Heuernte verstärkt genutzt werden konnten. Nach einem erneut unbeständigen und kühlen Juni herrschten im Juli und August bei meist hochsommerlicher und verdunstungsreicher Witterung gute Bedingungen für die Getreideernte, andererseits stellte sich in Teilen Nordbayerns extremer Wassermangel ein. Leider wurde durch einen sonnenscheinarmen und kühlen September die Qualität der Weinernte deutlich beeinträchtigt. Dafür konnten aber in einem außerordentlich warmen und sonnigen Oktober alle noch anstehenden Feld- und Erntearbeiten ohne nennenswerte Behinderungen zu Ende geführt werden, bevor im Laufe des Novembers winterliche Vegetationsruhe einkehrte.

Unter dem Strich ist das Jahr 2001 um etwa 1 Grad wärmer als im vieljährigen Durchschnitt ausgefallen und brachte dabei meist 10 bis 20 Prozent mehr Niederschläge als normal.

Die Bodenfeuchtesituation während der Vegetationszeit 2001

Die folgende Abb.1 charakterisiert die Bodenfeuchtesituation (als % nutzbare Feldkapazität) des Jahres 2001 über die Vegetationszeit.

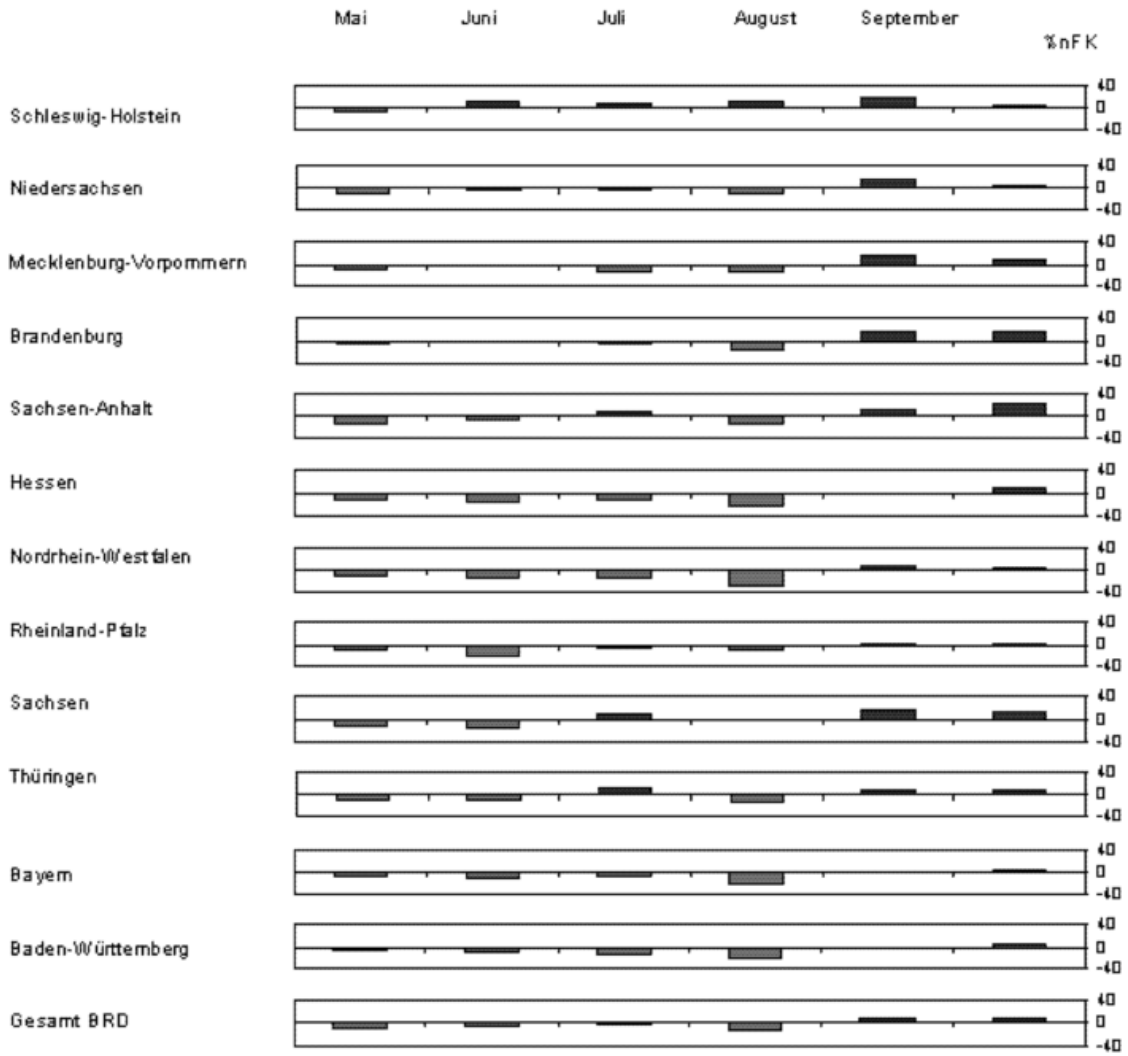


Abb. 1 Monatliche Abweichungen der Bodenfeuchte von Wintergetreide auf leichten Standorten (%nFk) im Jahr 2001 vom vielj. Mittelwert 1961-2000 (rot = zu trocken, blau = zu feucht).

In den meisten Regionen zeigt die Bodenfeuchtesituation im Vergleich zum langjährigen Mittel bis in den August hinein eine zu trockene Situation. Insgesamt war die Lage jedoch in den Monaten Mai bis Juni weniger extrem als im Jahr 2000. Zu positiven Abweichungen kam es ab September in nahezu allen Bundesländern.

	Januar				Februar				März				April				Mai				Juni			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Schleswig-Holstein	-0.5	1.7	0.7	0.5	-0.8	-1.5	93.0	101.9	-0.8	-0.2	82.1	118.3	1.8	-0.3	115.0	85.7	-1.9	-1.3	84.1	124.4
Niedersachsen	-0.2	1.3	1.3	1.9	-0.6	0.2	74.7	117.0	-0.9	-0.1	67.8	130.7	2.2	0.2	120.0	77.7	-1.5	-1.2	67.3	120.5
Mecklenburg-Vorpommern	0.0	2.5	1.1	0.9	-0.3	-0.5	93.5	137.2	-0.4	0.3	82.2	172.2	1.8	0.5	116.0	85.3	-1.7	-0.8	88.3	137.0
Brandenburg	0.0	2.4	1.2	0.8	-0.5	-0.2	76.6	159.2	-0.9	0.2	83.0	155.0	2.2	1.0	114.4	83.1	-1.9	-1.0	80.3	149.6
Sachsen-Anhalt	-0.2	1.7	1.5	1.9	-0.2	0.2	73.5	184.6	-0.5	0.4	86.9	135.2	2.9	0.9	122.6	57.1	-1.7	-0.9	83.4	149.3
Hessen	-0.1	0.9	1.6	2.7	0.3	1.4	66.5	135.2	-1.4	-0.2	85.8	125.6	2.5	1.5	124.8	59.9	-1.3	-1.0	91.7	110.0
Nordrhein-Westfalen	0.0	1.1	1.5	2.0	0.0	0.9	71.3	107.8	-1.4	-0.2	80.4	123.8	2.6	1.1	123.8	50.5	-0.5	-0.7	98.2	94.3
Rheinland-Pfalz	0.6	1.7	1.8	2.4	0.9	2.2	66.9	150.4	-1.4	-0.4	79.7	137.7	2.7	2.2	127.1	34.7	-0.4	-0.9	99.4	97.5
Sachsen	-0.2	2.3	1.4	1.9	0.2	0.8	76.6	155.3	-0.7	0.2	92.5	123.4	2.5	1.4	120.5	83.8	-1.3	-0.8	87.6	126.4
Thüringen	-0.2	1.4	1.6	2.3	0.0	1.0	72.8	136.9	-0.8	0.4	92.3	97.8	2.4	1.4	120.7	76.1	-1.6	-0.9	89.4	130.9
Bayern	-0.3	2.1	1.2	2.9	1.4	3.2	77.6	133.9	-1.2	-0.1	86.8	118.3	2.9	1.8	126.2	60.9	-1.1	-1.1	94.5	120.0
Baden-Württemberg	0.5	3.1	1.5	2.9	1.5	3.4	74.3	153.4	-1.6	-0.5	82.5	136.8	3.0	2.5	127.9	59.0	-0.7	-0.8	101.1	117.2
Gesamt BRD	0.0	1.8	1.4	1.9	0.2	0.9	76.4	139.4	-1.0	0.0	85.2	131.2	2.5	1.2	121.6	67.8	-1.3	-1.0	90.4	123.1

	Juli				August				September				Oktober				November		Dezember	
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	1	2
Schleswig-Holstein	1.7	1.0	107.2	98.0	0.7	1.1	97.1	114.9	-1.0	0.2	63.8	151.9	2.8	3.5	94.6	91.5	0.3	-0.7	-1.1	-1.0
Niedersachsen	1.8	1.2	113.8	83.4	1.5	1.5	104.8	99.9	-1.4	0.1	65.7	153.3	3.2	4.0	104.2	91.7	0.9	0.7	-0.5	-0.9
Mecklenburg-Vorpommern	2.4	1.3	106.7	93.9	0.7	1.4	96.9	127.4	-0.9	0.4	67.5	154.5	2.8	3.5	93.6	92.7	0.3	0.1	-0.6	-0.2
Brandenburg	1.5	1.0	102.7	104.7	1.1	1.8	97.9	118.5	-1.4	0.6	63.4	162.9	3.4	3.9	96.1	105.1	0.2	-0.2	-0.8	-0.5
Sachsen-Anhalt	1.6	1.2	110.6	97.2	1.5	1.9	101.7	105.3	-1.1	1.0	68.2	157.1	3.4	3.8	101.2	105.2	0.8	1.0	-0.6	-0.6
Hessen	1.5	0.8	116.5	96.4	2.2	1.4	111.9	86.4	-2.5	-0.2	64.2	151.5	3.1	3.2	96.8	114.9	0.2	-0.1	-0.2	-1.6
Nordrhein-Westfalen	1.2	1.3	113.4	85.2	1.9	1.6	109.9	93.0	-2.0	-0.4	66.3	156.4	3.2	3.8	116.0	86.0	0.4	0.1	-0.5	-1.1
Rheinland-Pfalz	1.0	1.2	112.4	92.6	2.0	1.8	108.2	87.2	-2.7	-1.1	65.9	138.2	3.4	3.8	103.3	105.9	-0.3	-0.6	-0.5	-2.0
Sachsen	1.3	0.9	110.5	90.3	1.6	2.0	106.8	91.9	-2.2	0.1	63.2	162.1	3.3	3.7	111.6	103.4	0.0	0.1	-0.9	-1.4
Thüringen	1.1	1.0	113.1	95.2	1.7	2.0	111.7	74.3	-2.4	0.1	69.8	157.3	3.2	3.5	113.8	104.5	0.4	1.0	-0.3	-0.9
Bayern	1.0	0.1	112.6	88.7	2.1	1.2	111.4	90.4	-2.7	-0.3	64.6	154.9	3.3	3.2	116.1	106.9	-0.5	-0.7	-0.4	-2.2
Baden-Württemberg	1.0	0.8	113.8	84.4	2.3	1.7	115.0	83.9	-3.3	-1.1	68.0	152.5	3.6	3.8	121.2	103.8	-1.0	-0.9	-0.7	-1.3
Gesamt BRD	1.4	1.0	111.3	93.3	1.6	1.6	108.3	97.8	-2.0	-0.1	65.9	154.4	3.2	3.6	105.7	101.0	0.1	0.0	-0.6	-1.1

Legende:

1= Bodentemperatur unbewachsener Boden 5 cm (rote= zu warm, blaue= zu kalt)

2= Minimumtemperatur in Bodennähe für unbewachsenen Boden (rote= zu warm, blaue= zu kalt)

3= Penman - Verdunstung, Abweic in % (rote= zu hohe Verdunstung, blaue= zu geringe Verdunstung)

4= Benetzungszeiten, Abwic in % (rote= relativ geringe Benetzungszeiten, blaue= relativ hohe Benetzungszeiten)

Tab. 1 Charakteristische agrarmeteorologische Kenngrößen für das Jahr 2001. Die folgende Tabelle enthält die Abweichungen vom vieljährigen Mittelwert (1961-2000) im Jahr 2001 für die Parameter Bodentemperatur, Minimumtemperatur in Bodennähe, Penman-Verdunstung und Benetzungszeit. Die rot dargestellten Werte stellen zu warme, bzw. Zeiten mit hoher Verdunstung und geringer Blattbenetzung dar und überwiegen in den Monaten Mai, Juli und August. Die Farbe blau mit zu niedrigen Temperaturen, hoher Blattbenetzung und geringer Verdunstung dominiert in den Monaten März, April, Juni und September.

Das Jahr 2001 im Vergleich zu langjährigen Reihen

Bodenfeuchte

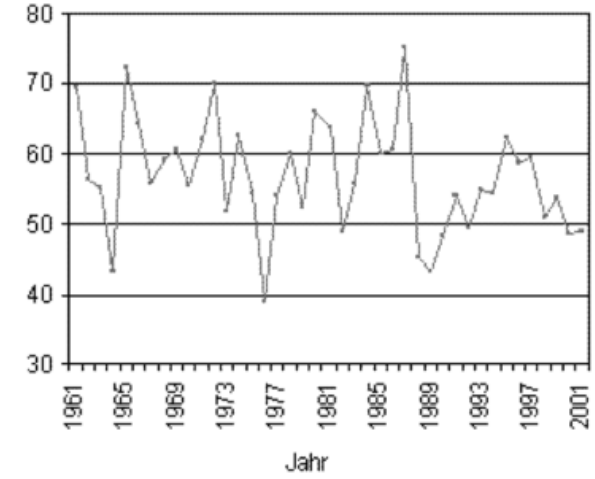


Abb. 2 Bodenfeuchte (% nFk) Sandboden Wintergetreide in der BRD (Mai-Juli 1961-2001).

Die Abb. 2 erlaubt es, das Jahr 2001 bezüglich der Bodenfeuchtesituation als Gebietsmittel der Monate Mai bis Juli gemittelt über die gesamte BRD im langjährigen Zusammenhang zu sehen. Auffallend ist sicherlich auch, dass das letzte Jahrzehnt insgesamt relativ geringe Bodenfeuchten aufwies.

Erdoberflächentemperatur

Eine in der Meteorologie sicherlich nicht alltägliche Größe ist in den Abbildungen 3a und 3b dargestellt. Die Abbildungen zeigen die berechneten Erdoberflächentemperaturen für einen mittelschweren unbewachsenen Boden als Gebietsmittel über die gesamte BRD. Dargestellt sind die Tagesmaximumwerte der Erdoberflächentemperatur als Mittel über die Monate April bis September bzw. Oktober bis März (hier ohne das Jahr 2001, da die Monate Februar, März 2002 noch nicht abgeschlossen waren). Die Winterwerte Januar-März sind jeweils dem Vorjahr zugeordnet. Die Berechnungen erfolgten mit dem Modell AMBETI (Braden, 1995). Die Erdoberflächentemperatur stellt die entscheidende Schnittstelle zwischen dem Boden und der Atmosphäre dar. Der Parameter wird einerseits durch die aktuellen meteorologischen Prozesse und Eingangsgrößen wie Temperatur und Strahlung als auch durch die Bodenparameter und die meteorologische Vorgeschichte beeinflusst.

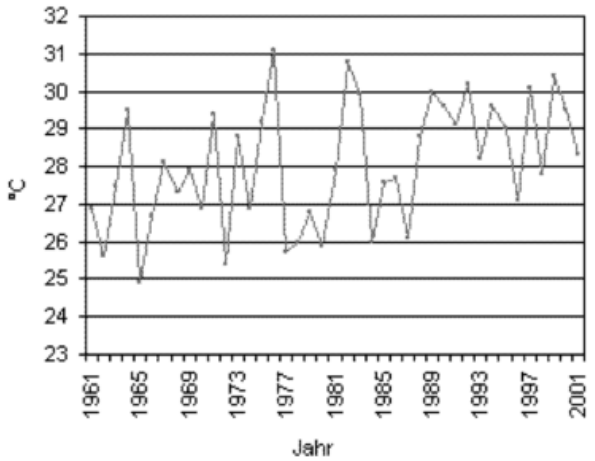


Abb. 3a mittlere Erdoberflächentemperatur (Tagesmaximum) in der BRD (April-September 1961-2001).

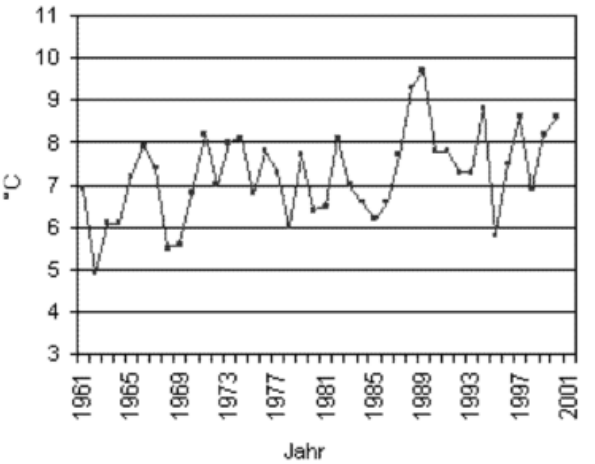


Abb.3b mittlere Erdoberflächentemperatur (Tagesmaximum) in der BRD (Oktober-März 1961-2000).

Die Bodenfeuchte, der Bodenfrost oder die Schneebedeckung gehören zu den Größen, die einen großen Einfluss haben und z.B. sehr stark von der meteorologischen Vorgeschichte beeinflusst werden. Für die pflanzliche Entwicklung und bodennahen Prozesse in der Landwirtschaft

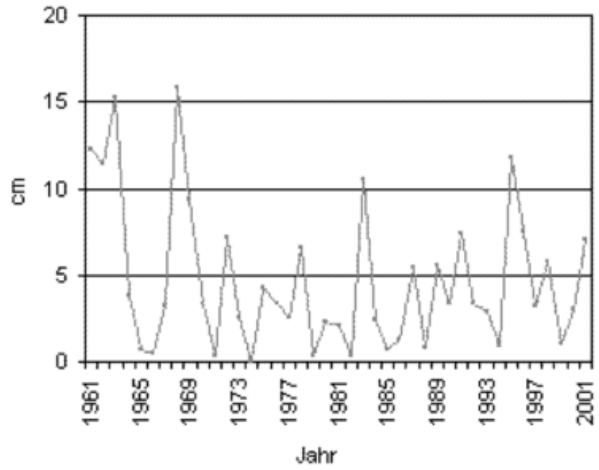


Abb. 4a Frosteindringtiefe in der BRD (Dezember 1961-2001).

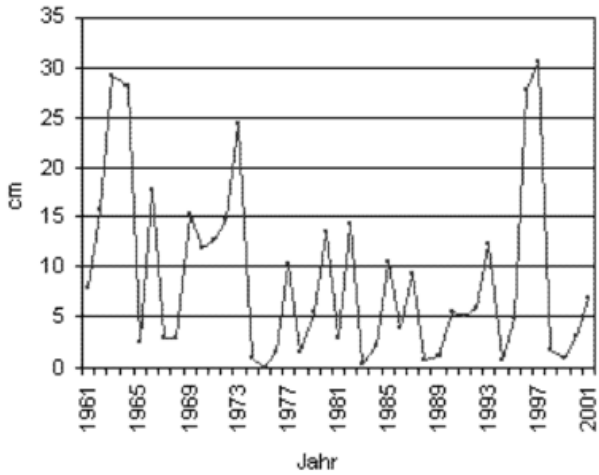


Abb. 4b Frosteindringtiefe in der BRD (Januar 1961-2001).

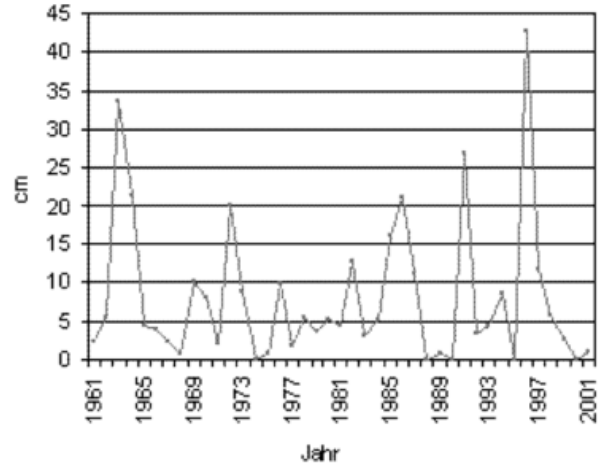


Abb. 4c Frosteindringtiefe in der BRD(Februar 1961-2001).

sowie die Emission von Schadgasen wie NH_3 bei der Gülleausbringung ist die Erdoberflächentemperatur eine wesentliche Größe. Das Jahr 2001 zeigt zwar im Zeitraum April - September keine Besonderheiten, aber auch hier fällt das letzte Jahrzehnt durch relativ hohe Temperaturen auf.

Frosteindringtiefe

Die Abbildungen 4a - 4c stellen als weitere Größe die über die BRD gemittelte Frosteindringtiefe der Monate Dezember, Januar und Februar dar. Die Berechnungen erfolgten für unbewachsene mittelschwere Böden.

Das Jahr 2001 weist keine extremen Werte auf. Entgegen dem allgemeinen Trend mit milden Wintern in den letzten Jahren weisen die Frosteindringtiefen, insbesondere im Februar, in den letzten Jahren mehrere Extremwerte auf.

Literatur

Braden, H. (1995): The model AMBETI. A detailed description of a soil-plant-atmosphere model.- Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 195, Offenbach a.M., 1995.

Die phänologische Entwicklung
G. Müller-Westermeier

In diesem Jahr wurden erstmals nicht nur die Sofortmelder, sondern alle Beobachtungsstationen des phänologischen Messnetzes mit ihren Jahresmeldungen zur Grundlage der Beschreibung des phänologischen Entwicklung des Berichtszeitraums gemacht. Dies wurde auch zum Anlass genommen, die Auswahl an phänologischen Phasen, die kartenmäßig dargestellt werden, zu optimieren.

Der Beginn des Vorfrühlings wird weitgehend durch die Blüte des Schneeglöckchens bestimmt. In Abb. 1 ist die Verteilung des Eintritts dieser phänologischen Phase in Deutschland im Jahr 2001 dargestellt. Bedingt durch den milden Winter lagen die Werte des aktuellen Jahrs im allgemeinen erheblich früher im langjährigen Mittel dieser Phase. Am Rhein und seinen Nebenflüssen trat die Blüte meist schon vor dem 28. Januar auf. An einzelnen durch lokale Effekte besonders begünstigten Lagen wurde die Blüte auch schon vor dem 21. Januar beobachtet. Im größten Teil Deutschland trat diese Phase in der ersten Februarhälfte auf. Nur in den höheren Berglagen und einigen lokalklimatisch sehr ungünstigen Lagen wurde die Schneeglöckchenblüte erst im März verzeichnet.

Auch die Apfelblüte, die den Vollfrühling kennzeichnet (Abb. 2), war in diesem Jahr meist früher als im Referenzzeitraum 1961-90, allerdings waren die Abweichungen auf Grund des recht kühlen Aprils nicht sehr groß. Abgesehen von einzelnen Ausreißern, die durch lokale Besonderheiten verursacht sein können, zeigte sich weitgehend die gleiche räumliche Struktur wie im langjährigen Mittel. In den Niederungen des Westens trat die Phase meist schon im April ein. Sonst wurde die Apfelblüte, abgesehen von den Hochlagen, in der ersten Maihälfte beobachtet.

Der Beginn des Sommers geht in etwa mit dem Ährenschieben des Winterroggens (Abb. 3) einher. Es wurde in diesem Jahr etwa eine Woche früher als im langjährigen Durchschnitt beobachtet. In den klimatisch begünstigten Lagen am Rhein und in Ostdeutschland trat diese Phase verbreitet zwischen dem 7. Und 14. Mai auf. Sonst lagen die Daten meist in der 2. Maihälfte, in höheren Lagen auch Anfang Juni.

Mit dem Reifen der Früchte der Rosskastanie beginnt der Herbst. Die Werte dieser phänologischen Phase, die in Abb. 4 dargestellt ist, entsprachen in diesem Jahr weitgehend den Durchschnittswerten. Meist wurde ihr Eintritt zwischen dem 17. Und 23. September beobachtet. In den Niederungen des Westens trat sie teilweise noch etwas früher auf. Auch in den ungünstigen Lagen wurde sie meist noch im September, nur vereinzelt Anfang Oktober registriert.

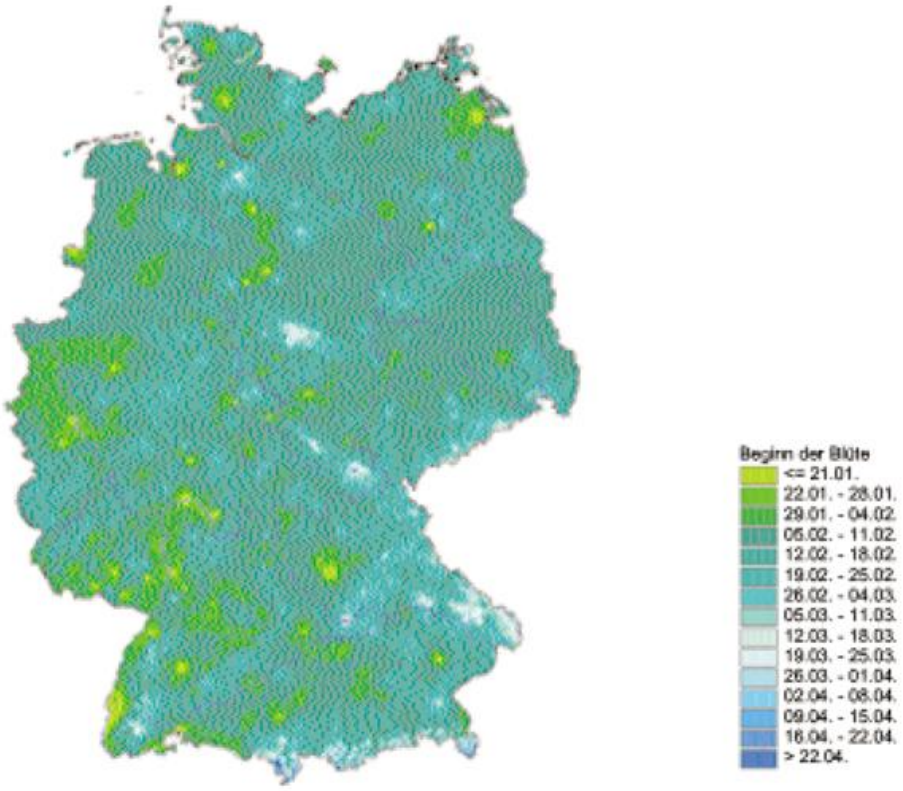


Abb. 1 Beginn der Blüte des Schneeglöckchens 2001 Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-2001).

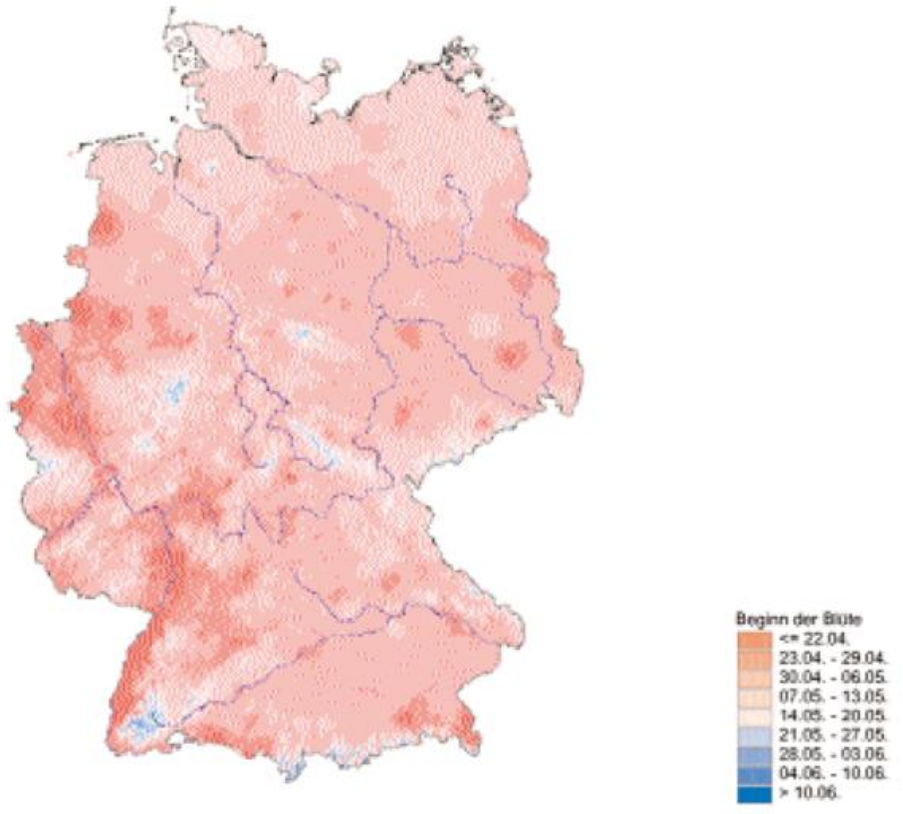


Abb. 2 Apfelblüte 2001 Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-2001).

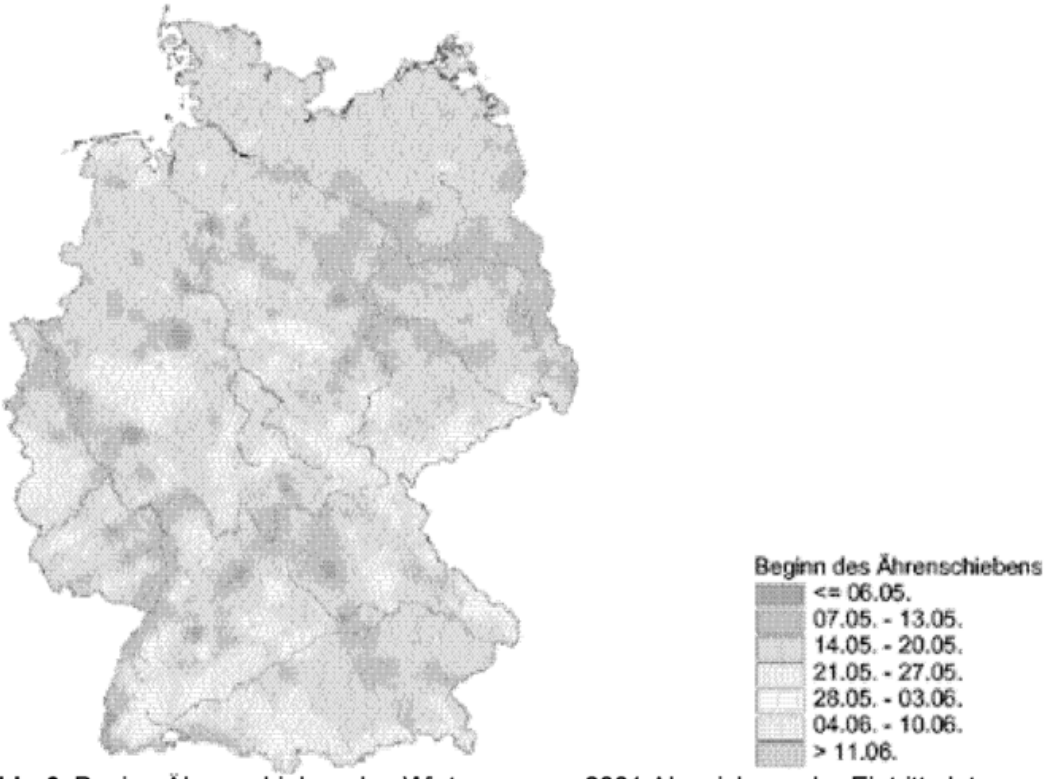


Abb. 3 Beginn Ährenschieben des Winterroggens 2001 Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel

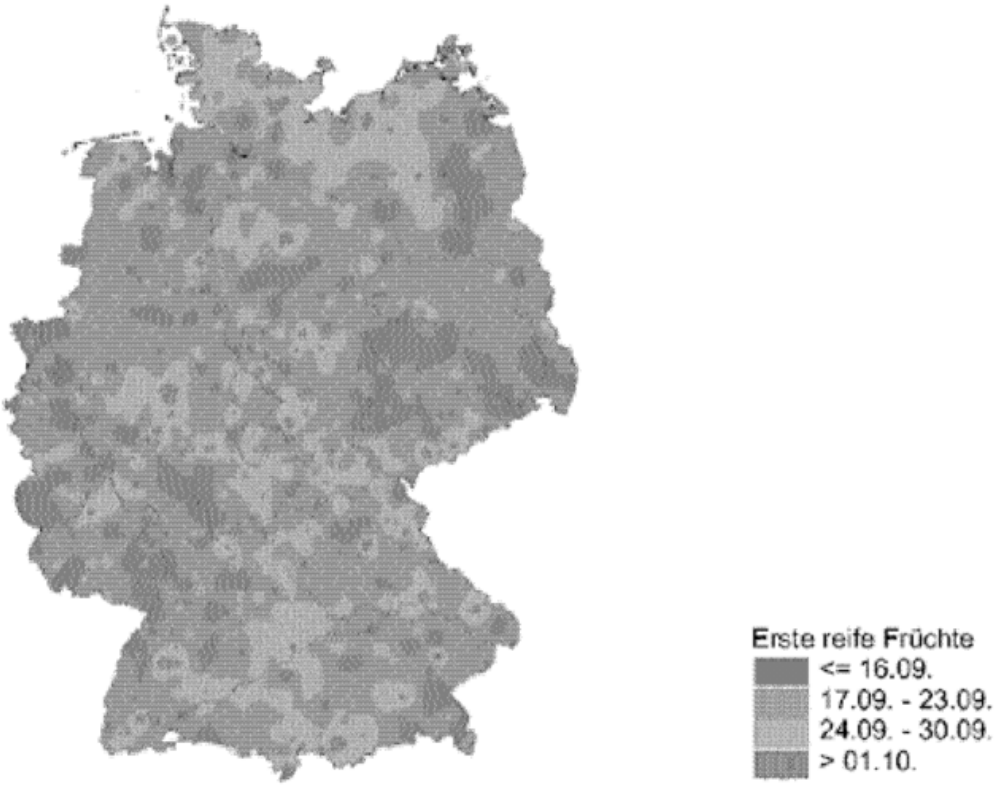


Abb. 4 Erste reife Früchte der Rosskastanie 2001 Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel

Entwicklung der Ozonschicht

H. Claude, W. Steinbrecht, U. Köhler, B. Haßler

Insgesamt zeigte sich die Ozonschicht über Mitteleuropa im Jahr 2001 verhältnismäßig ausgeglichen. Der Jahresmittelwert der Schichtdicke entsprach mit 325 Dobson Einheiten (DU) fast genau dem vieljährigen Mittelwert 1967-2000. Bei eingehender Betrachtung fällt jedoch insbesondere der Monat September mit einer positiven Abweichung von +7.9% auf, was am Hohenpeissenberg seit 1968 zum höchsten, bisher in einem September gemessenen Gesamtozonwert führte. Wie anhand der höhenaufgelösten Ozonverteilung in Abb. 1 (oben) zu sehen, traten besonders an und oberhalb der Tropopause stark erhöhte Ozonwerte auf (bis +40%), wobei die positive Abweichung auch noch bis in Höhen von 30 km deutlich hervortritt. Demgegenüber waren die troposphärischen Ozonwerte deutlich reduziert. Wie auch aus anderen Beiträgen dieses Klimastatusberichtes ersichtlich, wies der September 2001 erhebliche meteorologische Anomalien auf, was sich auch in der Darstellung der Temperaturabweichung in der freien Atmosphäre über Hohenpeissenberg deutlich widerspiegelt(Abb. 1, unten): Eine erheblich zu kalte Troposphäre mit einer mittleren Temperaturabweichung von etwa –-5K war von einer übernormal wärmeren unteren Stratosphäre (~ +5K) überlagert. Diese Temperaturverteilung ging mit einer sehr niedrigen mittleren Tropopausenhöhe einher. Sie lag um mehr als 1700 m unter dem vieljährigen Mittelwert für den Monat September (11.770m). Anhand der Ergebnisse einer am Hohenpeissenberg durchgeführten Korrelationsstudie, die den Einfluß verschiedenster Einflüsse auf die Ozonschicht quantifiziert (s.a. Steinbrecht et al., 2001), kann der Betrag der positiven Ozonabweichung dieses Monats vollständig

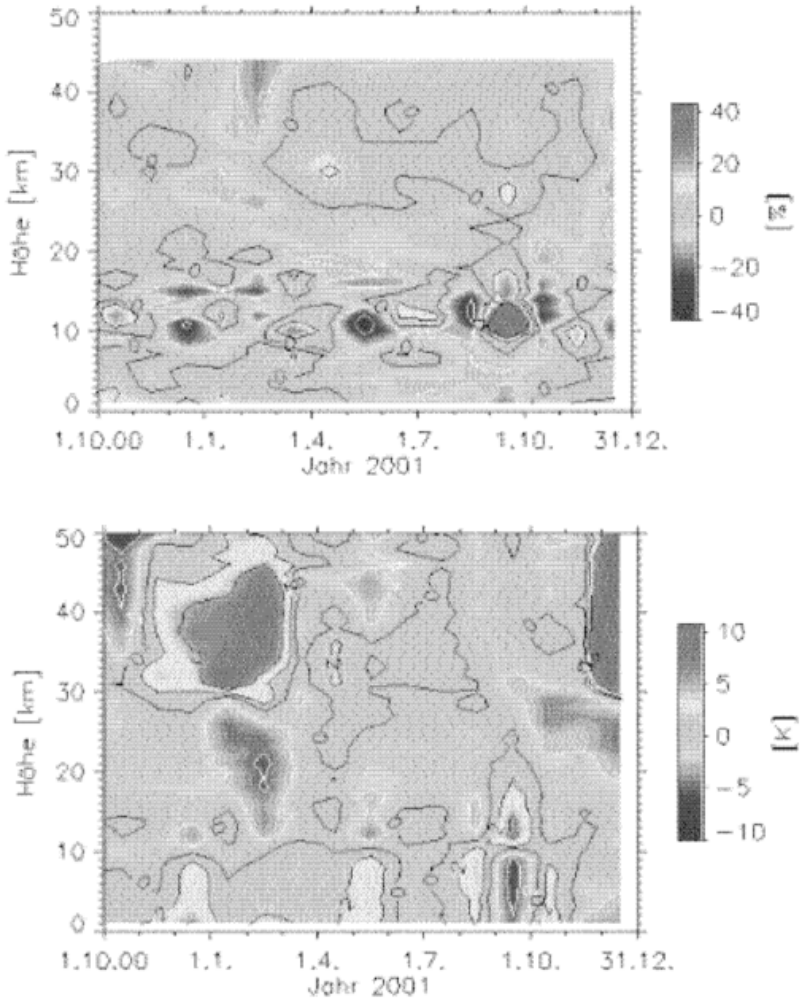


Abb. 1 Falschfarbendarstellung der Abweichungen von Ozon (oben) und der Temperatur (unten) für den Zeitraum Oktober 2000 Dezember 2001. Dargestellt sind die Abweichungen der ein zelnen Monatsmittel von den vieljährigen Monatsmitteln, die am Hohenpeissenberg mit Ballonsonden und Lidar gemessen wurden.

über die veränderten meteorologischen Verhältnisse erklärt werden. Auch die anderen, weniger ausgeprägten Ozonabweichungen dieses Jahres sind deutlich sichtbar mit Temperaturabweichungen korreliert, wobei die Kompensation warme Troposphäre vs. kalte untere Stratosphäre und umgekehrt meist recht gut zu sehen ist. Inwieweit dabei die großräumige troposphärische Zirkulation die Ozonverteilung beeinflussen kann, zeigt Abb. 2. Die engste Koppelung findet sich erwartungsgemäß in der Tropopausenregion und der angrenzenden untersten Stratosphäre (10-20 km Höhe) mit einer klaren Fokussierung auf die Wintermonate. Zu einem geringen Prozentsatz scheinen aber auch die winterlichen Ozonfluktuationen in der mittleren Stratosphäre (ca. 27-43 km) mit großräumigen troposphärischen Zirkulationsänderungen zusammenzuhängen.

Die Lidarmessungen am Hohenpeissenberg liefern auch die Temperaturverteilung oberhalb der Reichweite der Ballonsonden d. h. für Höhen deutlich über 30 km (Abb. 1). Besonders auffällig im Jahr 2001 sind die positiven Temperaturabweichung im Winter 00/01 und im Winter 01/02 oberhalb von 30 km Höhe. Diese kommen durch jetzt wieder ausgeprägtere Stratosphärenerwärmungen (mid-winter warming, major warming) zustande, die sowohl mit dem solaren Zyklus und der jeweiligen Phase der quasi-zweijährigen Oszillation der Winde über dem Äquator (QBO) einhergehen (z.B . Labitzke und Naujokat, 2001). Trotz einer damit verbundenen Schwächung des Polarwirbels machen sich diese Temperaturanomalien in der oberen Stratosphäre bei uns nur schwach in den parallel gemessenen Ozonabweichungen bemerkbar.

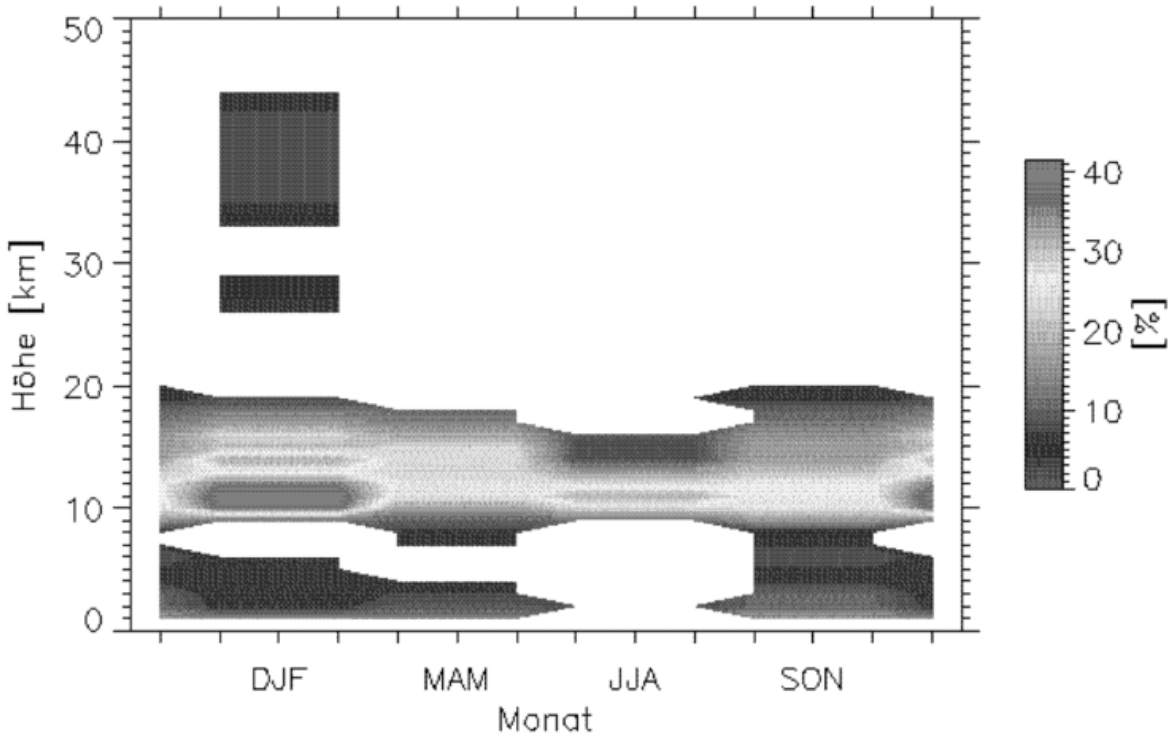


Abb. 2 Typische Größenordnung von Ozonfluktuationen, die mit Änderungen der großräumigen troposphärischen Zirkulation zusammenhängen. Ergebnis einer multiplen linearen Regressionsrechnung im Rahmen des Forschungsprojekts KODYACS. Farbige Felder sind nur bei einer Signifikanz > 2 sigma angelegt.

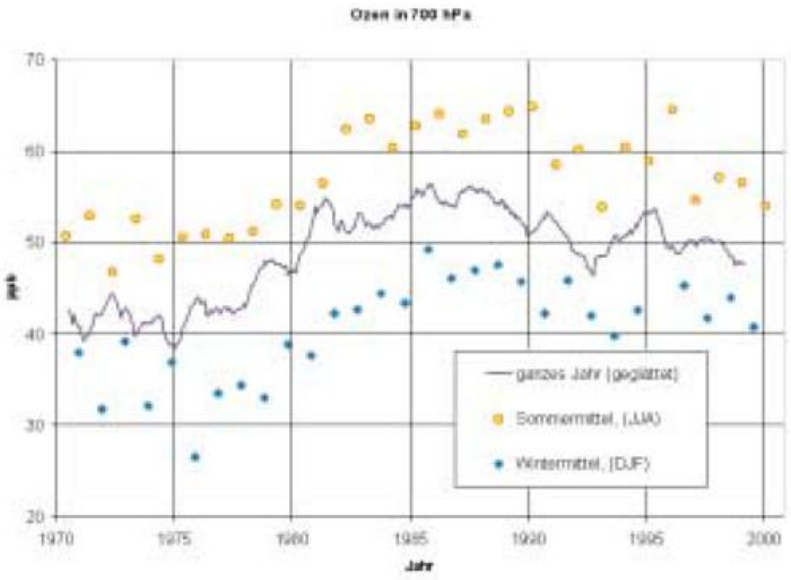


Abb. 3 Langzeitverlauf von Ozon in der freien Troposphäre über Hohenpeißenberg in 700hPa, entsprechend etwa 3000m Höhe.

Wenn auch nur mit etwa 10 % Anteil am Gesamtozon, ist das troposphärische Ozon ebenfalls Teil der Ozonschicht. Hier sind höhere Konzentrationen jedoch zumeist unerwünscht, besonders dann, wenn Ozon als Teil des sogenannten Sommersmogs in den bodennahen Luftschichten angereichert ist und so zu einer Gefahr wird. Da in Mitteleuropa in der Zeit von etwa 1970 bis 1985 ein besonders starker Anstieg des troposphärischen Ozons gemessen wurde (Abb. 3) und gesetzliche Grenzwerte während Sommersmogepisoden immer öfter erreicht oder überschritten wurden, wurden europaweit langfristige Maßnahmen eingeleitet, mit dem Ziel die wichtigsten ozonbildenden Substanzen zu reduzieren.

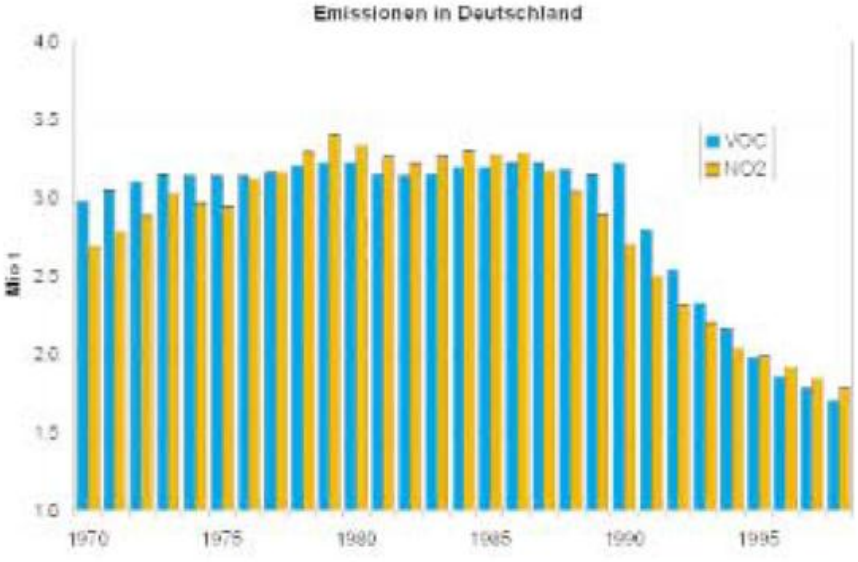


Abb. 4 Langzeitverlauf der Emissionen von NOx und VOC in Deutschland. Daten für 1995-1998 vorläufig. Quelle: Umweltbundesamt, 1999.

Abb. 4 verdeutlicht den Erfolg bei der Reduktion der wichtigsten Ozonvorläufersubstanzen, d.h. der anthropogenen Emissionen von Stickoxiden (NOx) und flüchtigen organischen Substanzen (VOC) in Deutschland.

Nachdem sich diese Emissionen in der Zeit von 1955-1990 etwa vervierfacht hatten, führten insbesondere die europaweite Einführung von Katalysatoren und die Entstickung von Großfeuerungsanlagen ab der zweiten Hälfte der achtziger Jahre zu einer signifikanten Reduktion. Hierdurch haben sich die zwischen 1980 und 1990 erreichten Höchstwerte bis heute etwa halbiert.

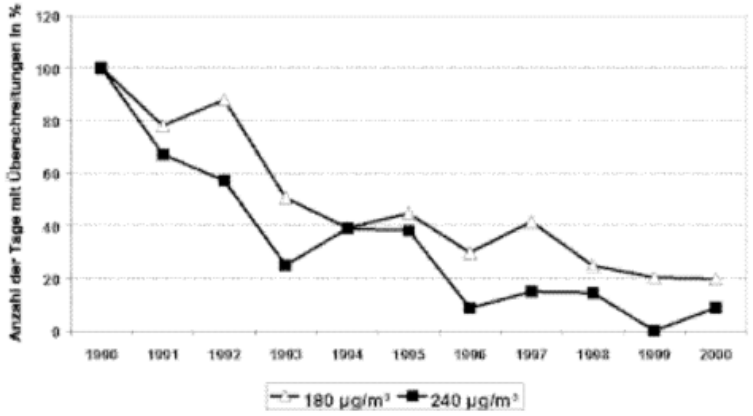


Abb. 5 Prozentuale Änderung der Anzahl der Tage, an denen an mindestens einer deutschen Station die Ozonschwellenwerte von 180 µg/m³ (Dreiecke) bzw. 240 µg/m³ (Quadrate) überschritten worden sind (Bezugsjahr 1990). Die Werte sind außerdem auf die Zahl der Ozonmessstellen im Jahre 1990 normiert. Bezugswerte von 1990: 24 Tage/Jahr Überschreitungen von 240µg/m³, 64 Tage/Jahr Überschreitungen von 180 µg/m³, Zahl der Ozonmessstellen = 194
(Quelle: Umweltbundesamt)

Auch beim Ozon zeigten diese Maßnahmen Wirkung: Abb. 5 belegt, dass die Häufigkeiten der Überschreitung der Schwellenwerte von 180 bzw. 240 µg/m³ während der letzten 10 Jahre parallel zum Rückgang der Vorläuferemissionen erheblich zurückgegangen sind. Dies kann nicht darauf zurückgeführt werden, dass in diesem Zeitraum etwa die Anzahl der Wetterlagen abgenommen hätte, die die Bildung erhöhter Ozonkonzentrationen begünstigt.Vielmehr dürfte der Rückgang der Ozonspitzenwerte eine Folge des Rückgangs der Vorläuferemissionen sein. Im Zuge der weiteren Reduzierung der Emissionen der Ozonvorläufer in Deutschland und Europa bis 2010 werden die Ozon-Spitzenwerte in Deutschland weiter sinken, wenn auch nicht in dem Maße wie zwischen 1990 und 2000 (Beilke 2000). Im Gegensatz zu der erfreulichen Entwicklung und Prognose der Spitzenwerte haben die mittleren Ozonwerte des bodennahen Ozons im letzten Jahrzehnt geringfügig zugenommen. Die mittleren Ozonwerte werden sich in den kommenden Jahren nur geringfügig ändern, da die Reduktion der Stickoxide nicht nur zu einer Absenkung der Spitzenwerte, sondern auch zu einem Anstieg sehr niedriger Ozonwerte führt (Titrationseffekt). Warum dagegen in der freien Troposphäre (Abb. 3) die Mittelwerte in allen Jahreszeiten rückläufig sind, ist nicht ohne weiteres klar. Dieser leichte Rückgang nach Mitte der achtziger Jahre ist nicht nur am Hohenpeissenberg, sondern in ähnlicher Form auch in den Messreihen benachbarter Sondierungsstationen wie Lindenberg (D), Uccle (B) und Payerne (CH) wiederzufinden. Eine Interpretation dieses Langzeitverlaufs ist insofern schwierig, da das Ozon in der freien Troposphäre wesentlich stärker auf globale nordhemisphärische Emissionsänderungen reagiert als das bodennahe Ozon. Die globale Emissionsentwicklung auf der Nordhalbkugel ist aber mit erheblichen Unsicherheiten behaftet. Nicht auszuschließen sind auch Auswirkungen durch Änderungen in den Zirkulationsmustern, da das Ozon in der freien Troposphäre auf veränderte Luftströmungen stärker reagiert als das bodennahe Ozon.

Literatur

Beilke S , (2000): Langzeitentwicklung der Ozonbelastung im globalen, nationalen und regionalen Maßstab, in Troposphärisches Ozon Symposium, Braunschweig.8.-10. Februar 2000, Hrsg. VDI-Kommission Reinhaltung der Luft

Labitzke K., Naujokat B. (2001): 100 Jahre Statosphärenforschung in Berlin, Beiträge des Instituts für Meteorologie der FU Berlin zur Berliner Wetterkarte

Steinbrecht W., Claude H., Köhler U., Winkler P (2001) Interannual changes of total ozone and northern hemisphere circulation patterns,., Geophysical Research Letters, Vol 28, No. 7, 1191-1194

Objektive Wetterlagenklassen

P. Bissolli, E. Dittmann

Beschreibung der objektiven Wetterlagenklassifikation

Die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD beruht auf numerischen Kriterien, die auf jede meteorologische Situation über Mitteleuropa angewendet werden können. Die Klassifizierung wird einmal täglich um 12 UTC durchgeführt und das Ergebnis als die Wetterlage betrachtet, die für den ganzen Tag gültig ist. Das räumliche Klassifizierungsgebiet überdeckt Deutschland und benachbarte Regionen. Die Datengrundlage liefert das operationelle Wetteranalyse- und Vorhersagesystem des DWD. Bis 21.11.1999 wurde das Europa-Modell (EM) des DWD zugrunde gelegt, seit 22.11.1999 das neue operationelle erweiterte Globalmodell (GME), das über eine vergleichbare räumliche Auflösung wie das EM verfügt; die Modellgitterpunkte sind lediglich anders strukturiert. Ein merklicher Datensprung aufgrund des Modellwechsels wurde nicht festgestellt.

Kriterien für die Einteilung der Wetterlagenklassen sind die Zirkulationsformen der Atmosphäre (Zyklonalität) in 950 und 500 hPa, die großräumige Anströmrichtung in 700 hPa und der Feuchtegehalt der Troposphäre. Dadurch ergeben sich 40 verschiedene Wetterlagenklassen. Die Methode ist jederzeit nachvollziehbar mit dem gleichen Ergebnis. Es gibt keine unbestimmten Fälle. Aus diesen Gründen wird der Anspruch auf die Bezeichnung „Objektive Wetterlagenklassifikation“ abgeleitet. Das Verfahren wird seit dem 01.07.1979 angewendet, so dass inzwischen eine über 20jährige Zeitreihe täglicher Wetterlagenklassen vorliegt.

Die Klasseneinteilung erfolgt nach folgendem Schema:

Jede Wetterlagenklasse wird mit einer fünfstelligen Buchstabenkennung abgekürzt, und zwar in folgender Anordnung:
aa $\mathbf{z}_{950}$ $\mathbf{z}_{500}$ f mit:

aa	=: Anströmrichtung:	XX = keine vorherrschende Richtung, NO = Nordost, SO = Südost, SW = Südwest, NW = Nordwest;
$\mathbf{z}_{950}$ $\mathbf{z}_{500}$	=: Zyklonalität in 950 bzw. 500 hPa:	Z = zyklonal, A = antizyklonal;
f	=: Feuchte	F = feucht, T = trocken.

Beispiel: NOAZT = Nordost, antizyklonal in 950 hPa, zyklonal in 500 hPa, trocken.

Weitere Details zur objektiven Wetterlagenklassifikation können der DWD-Klimaüberwachungs-Internetseite entnommen werden:
http://www.dwd.de/research/klis/produkte/monitoring/archiv/index.htm

Häufigkeit der Wetterlagenklassen 2001 gegenüber einem vieljährigen Gesamtzeitraum

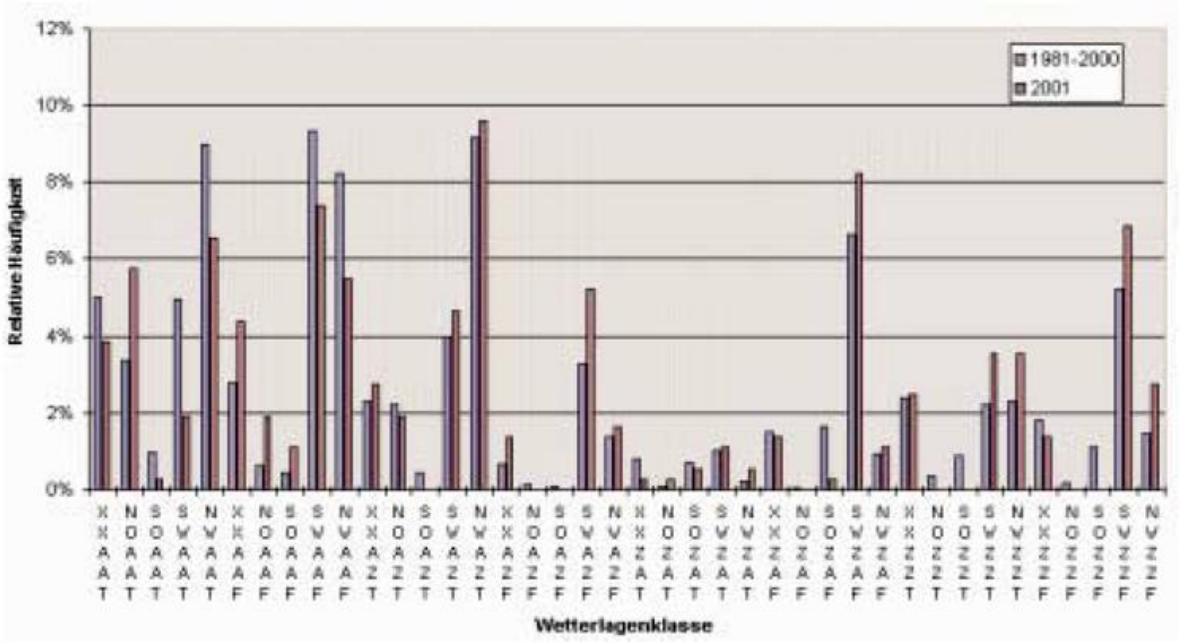


Abb. 1 Relative Häufigkeitsverteilung der objektiven Wetterlagenklassen 2001 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

Die häufigste Lage 2001 (NWAZT) war eine Nordwestlage mit antizyklonalen Bedingungen in Bodennähe, zyklonalen Bedingungen in der Höhe und einer relativ trockenen Luftmasse. Sie trat besonders im April (an 6 Tagen) und im Juni (an 8 Tagen) häufig auf und ist eine typische Schauerwetterlage. Aber auch im Februar, wo sie sonst relativ selten vorkommt, war sie diesmal die häufigste Lage.

Unter den Südwestlagen gab es mehrere, die 2001 relativ häufig aufgetreten sind, darunter vor allem die feuchten Lagen (SWZAF, SWAAF, SWZZF, SWAZF). Dies war vor allem im Januar, März, April, August und Oktober der Fall.

Die hochreichend antizyklonalen Nordwestlagen NWAAT und NWAAF, die normalerweise sehr oft vorkommen, waren 2001 nicht ganz so häufig anzutreffen. Lediglich im November kamen diese Lagen relativ oft vor.

Sehr ungewöhnlich war es in dem Jahr, dass eine Nordostlage (NOAAT) immerhin fast 6% erreichte. Diese Lage kam im Mai an einigen Tagen vor und vor allem im Dezember (an 9 Tagen).

Um eine stabilere Häufigkeitsstatistik zu erhalten, aber auch um Teilaspekte zu betrachten, bietet sich eine Zusammenfassung einzelner Wetterlagen zu Wetterlagengruppen (Typen) an, entsprechend den drei Kriterien der Klassifikation (Anströmrichtung, Zyklonalität in Bodennähe und in der Höhe, Feuchte).

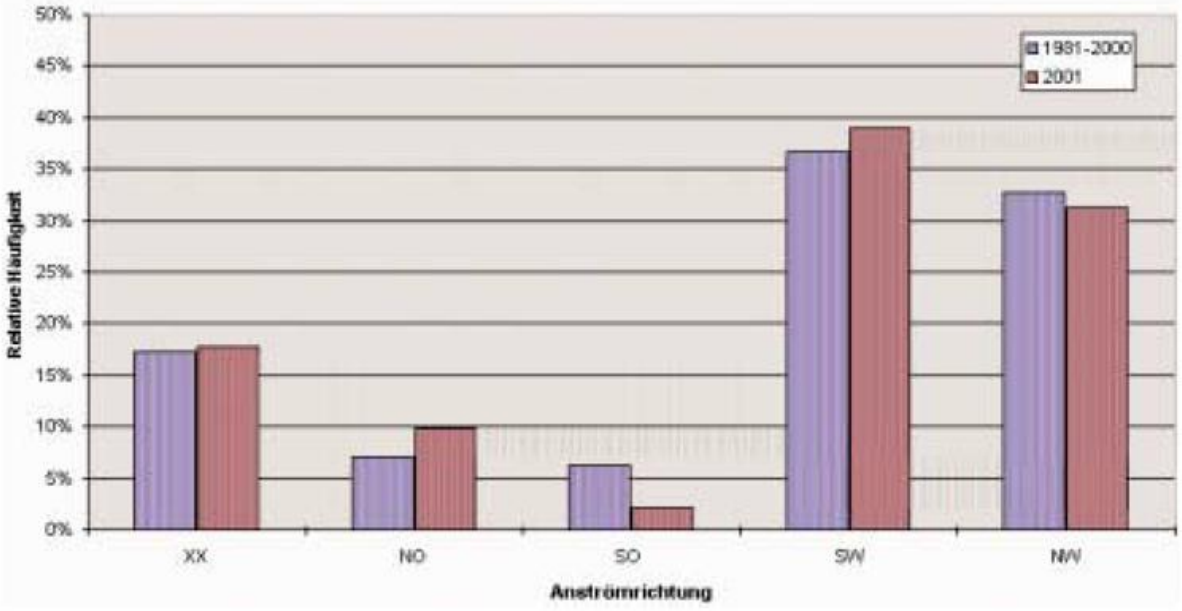


Abb. 2 Relative Häufigkeitsverteilung der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2001 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

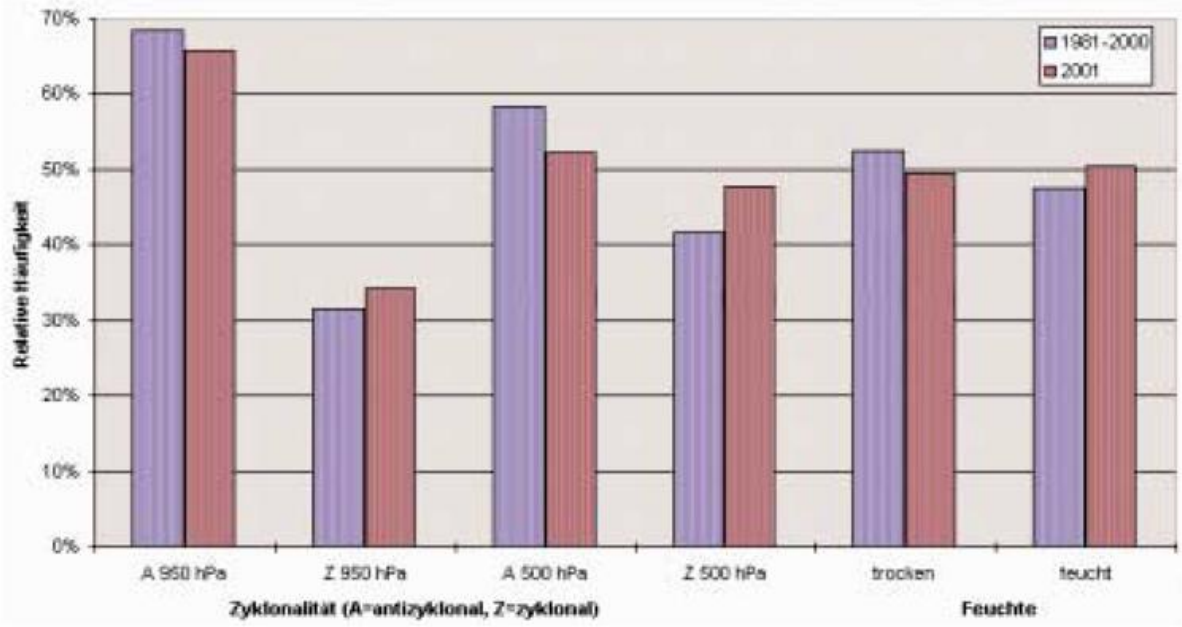


Abb. 3 Relative Häufigkeitsverteilung der Zyklonalitäts- und Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2001 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

Bezüglich der Anströmrichtung (Abb. 2) gab es 2001 im Gegensatz zum Vorjahr keine so sehr großen Abweichungen vom vieljährigen Mittel. Zwar kamen auch diesmal wieder die Südwestlagen am häufigsten vor, ihr Anteil lag jedoch knapp unter 40%, während es im Jahr 2000 fast 50% waren. Die Nordwestlagen erreichten mit gut 30% in etwa ihren üblichen Wert. Immerhin 10% fielen dieses Jahr auf Nordostlagen, deren erhöhter Anteil ging aber offenbar hauptsächlich zu Lasten der Südostlagen, so dass die Lagen mit Ostkomponente insgesamt nicht höher waren als im langjährigen Durchschnitt.

Bei der Zyklonalität (Abb. 3) gab es im Jahr 2001 sowohl in Bodennähe (950 hPa-Niveau) als auch in der Höhe (500 hPa) etwas mehr zyklonale Lagen als im vieljährigen Mittel. In der Höhe gab es dadurch fast genauso viele zyklonale wie antizyklonale Lagen, während in Bodennähe die antizyklonalen Lagen mit einem Anteil von etwa zwei Dritteln deutlich in der Mehrzahl waren.

Die Feuchteklassen (ebenfalls Abb. 3) verteilten sich 2001 nahezu gleichmäßig auf trocken und feucht.

Zeitlicher Verlauf der Wetterlagen

Folgende Besonderheiten im zeitlichen Verlauf des Jahres 2001 sind festzustellen (vgl. Tab. 1):

- *Anströmrichtung:* Vor allem die Monate Januar, März, August und Oktober zeichneten sich durch viele Südwestlagen aus und knüpften damit an das Vorjahr an. Im Juni, November und Dezember dominierten die Nordwestlagen, im Dezember war zusätzlich der Anteil an Nordostlagen sehr hoch.

- *Zyklonalität:* Besonders die warme Jahreszeit (Mai-August), aber auch das letzte Quartal des Jahres war überwiegend antizyklonal, der Juni allerdings nur in Bodennähe. Dagegen fielen die Übergangsmonate März und September als deutlich zyklonal heraus. In der Höhe (500 hPa) war auch der April zyklonal.

- *Feuchte:* Relativ feucht war die Atmosphäre in den Monaten März, Mai, Juli, August und vor allem im Oktober, sehr trocken dagegen im Januar, April, Juni, September, November und Dezember.

WLK/Monat	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
XX	5	2	6	5	5	3	9	7	8	5	7	3	65
NO	4	4	0	2	7	1	1	0	0	0	5	12	36
SO	2	0	0	0	3	0	2	0	0	1	0	0	8
SW	17	10	19	14	8	11	13	18	11	18	2	1	142
NW	3	12	6	9	8	15	6	6	11	7	16	15	114
A 950	19	19	12	18	22	22	23	24	13	23	24	21	240
A 500	13	16	10	7	27	13	18	19	6	24	20	18	191
Z 950	12	9	19	12	9	8	8	7	17	8	6	10	125
Z 500	18	12	21	23	4	17	13	12	24	7	10	13	174
trocken	19	15	11	18	13	23	12	7	19	3	19	22	181
feucht	12	13	20	12	18	7	19	24	11	28	11	9	184
Temperatur	warm	warm	warm	kalt	warm	kalt	warm	warm	kalt	warm	kalt	kalt	warm
Niederschl.	trock.	nass	nass	nass	trock.	nass	trock.	trock.	nass	trock.	nass	nass	nass

Tab. 1 Monatliche Häufigkeiten (in Tagen) für Wetterlagenklassengruppierungen und Zusammenhang mit Temperatur und Niederschlag durch Farbrelationen dargestellt.

Zusammenhang mit der Witterung

Temperatur

Das Jahr 2001 war insgesamt relativ warm, wobei aber nur 7 Monate wärmer als im vieljährigen Mittel waren, 5 Monate dagegen kälter (vgl. Tab. 1). Insgesamt ist das relativ erhöhte Jahrestemperaturmittel wohl hauptsächlich dem immer noch relativ hohen Anteil an Südwestlagen zuzuschreiben. In den Monaten Mai, Juli, August, Oktober trug sicherlich auch die hohe Zahl an antizyklonalen Lagen dazu bei, dass diese Monate relativ warm wurden. Bei den kälteren Monaten waren dagegen die Ursachen sehr unterschiedlich: Im Juni gab es einige Kaltlufteinbrüche durch Nordwestlagen, im April und im September fehlte bei einer hohen Zahl an höhenzyklonalen Lagen die Sonneneinstrahlung und im Dezember führte vor allem die hohe Anzahl an Nordostlagen Kälte nach Deutschland.

Niederschlag

Es gab 2001 einen Niederschlagsüberschuss, wobei vor allem die Monate März und September sehr nass waren. Beide Monaten zeichneten sich durch einen hohen Anteil an zyklonalen Lagen in beiden Höhenniveaus aus. Für April und Juni waren die vielen höhenzyklonalen Lagen niederschlagsbestimmend. Zu den niederschlagsarmen Monaten Mai, Juli, August und Oktober hat jeweils die große Zahl an antizyklonalen Lagen beigetragen.

Langzeittrends

Bei der Anströmrichtung (Abb. 4) und der Zyklonalität sind kaum markante Trends festzustellen. Auch die seit 1997 stetige Zunahme der Südwestlagen bis hin zum Rekordwert im Jahr 2000 konnte sich 2001 nicht weiter fortsetzen.

Die 2001 erreichte Häufigkeit von 10% Nordostlagen wurde im vergangenen Jahrzehnt in den Jahren 1991 und 1992 sogar noch leicht überboten. Auch hier zeichnet sich also kein Trend ab.

Für die Feuchteklassen ist, wie schon im vergangenen Jahr beschrieben, ein etwa 5-6jähriger Zyklus in der Häufigkeit festzustellen, überlagert von einem insgesamt ansteigenden Trend zu mehr feuchten Klassen (Abb. 5). Derzeit befinden wir uns danach in einer abnehmenden Phase im Feuchtezyklus. Dieses Verhalten kann durchaus Klimavariationen widerspiegeln. Da warme Luft mehr Feuchtigkeit aufnehmen kann als kalte, könnte der Langzeittrend der Feuchte mit der auch in Deutschland beobachteten langfristigen Erwärmungstendenz zusammenhängen. Der 5-6jährige Zyklus ist in seiner Periodizität mit El Nino vergleichbar. Immerhin ist es bemerkenswert, dass jedes El Nino-Ereignis der letzten 20 Jahre (1982/83, 1986/87, 1991/92, 1997/98) gerade immer in die Anstiegsphase der Feuchte fällt. Da es seit Beginn der Reihe aber nur vier El Ninos gab, kann diese Aussage noch nicht statistisch abgesichert werden.

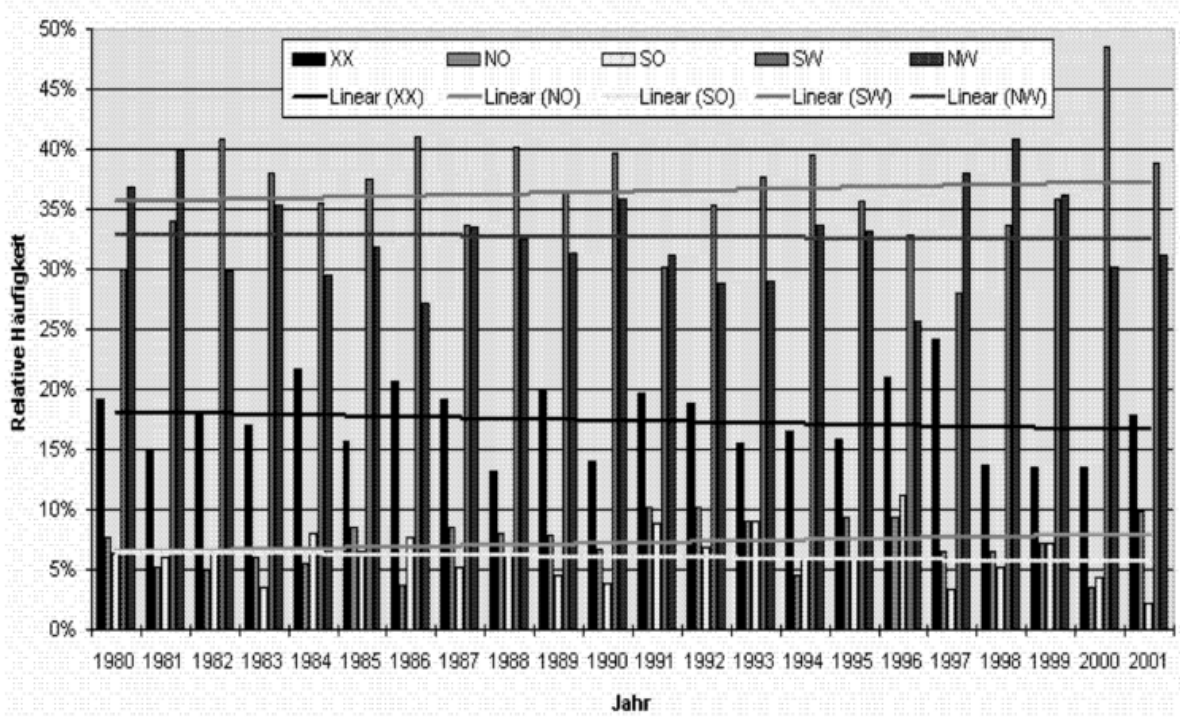


Abb. 4 Langzeittrends der Häufigkeit der Anströmrichtung der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2001.

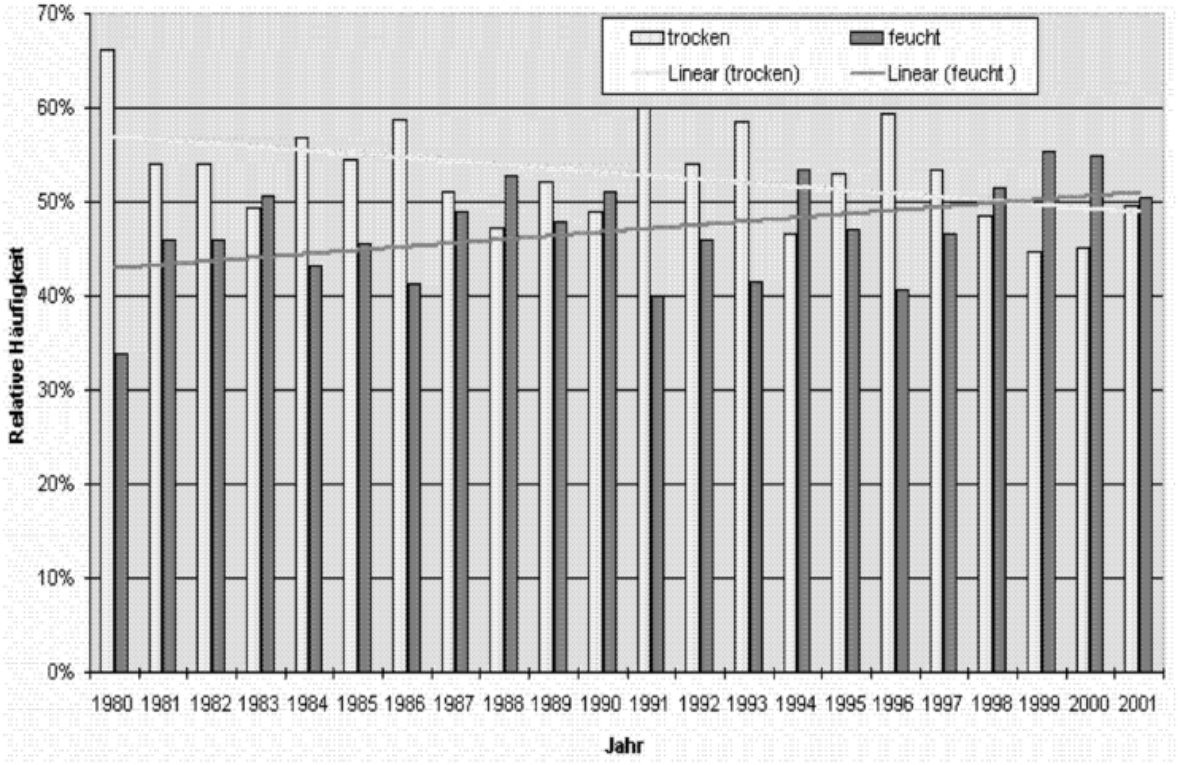


Abb. 5 Langzeittrends der Häufigkeit der Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2001.

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre

H. Nitsche

Den folgenden Ausführungen liegen die Radiosondenmessungen und Windpilotierungen an den Stationen des gemeinsamen Messnetzes des Deutschen Wetterdienstes und des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr zugrunde, die als TEMP-bzw. PILOT-Meldungen über GTS empfangen wurden.

Zirkulation und Höhenwind

Mittlere monatliche Windvektoren

In den Abbildungen 1 bis 4 sind für Schleswig und Stuttgart (jeweils als repräsentative Stationen für Nord- bzw. Süddeutschland) die mittleren monatlichen Windvektoren bzw. ihre gewichteten Abweichungsvektoren vom Referenzzeitraum als Vertikal-/Zeitschnitte für das Jahr 2001 dargestellt. Durch die Wichtung werden Abweichungen geringer gewertet, wenn der Wind im mittleren Monatsmittel unbeständig ist.

Die Zirkulation in der Stratosphäre ist im Jahre 2001 besonders im Winter, und im Norden stärker als im Süden, eher schwächer ausgeprägt als in der Referenzperiode. Dem relativ späten Einsetzen der sommerlichen Ostwindperiode gehen allerdings im April recht beständige Westwinde in der Stratosphäre voran. In der Troposphäre ist die westliche Strömung übereinstimmend an beiden Stationen in den Monaten März, April, Juni, August, und Oktober beständiger als im Referenzzeitraum, Januar, Juli und Dezember sind dagegen unbeständig. Der Februar ist im Norden deutlich, im Süden nur wenig beständiger als der Referenzzeitraum mit vermehrter Nordwestkomponente, im September ist der Westwind im Norden schwach und unbeständig, während im Süden Westwind mit leicht erhöhter Beständigkeit weht.

Sommerliche Ostwindperioden

Abbildung 5 zeigt die Folge der sommerlichen Ostwindperioden für drei Druckflächen über Stuttgart von 1976 bis 2001. Der Beginn der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre lag 2001 über der GUAN-Station Stuttgart in 10 und 30 hPa etwa einen Monat später als im Vorjahr. In 70 hPa war die sommerliche Ostwindzirkulation 2001 an keiner Station mehr ausgeprägt.

In Tabelle 1 sind Anfang und Ende der sommerlichen stratosphärischen Ostwindzirkulation für die Druckflächen 20 und 50 hPa für 12 Radiosondenstationen zusammengefasst. Die Ergebnisse an den Stationen Bergen, Idar-Oberstein und Kümmersbrück sind durch größere Datenausfälle bei den Windmessungen in der Stratosphäre beeinflußt, aber auch bei Greifswald und bei Essen in 20 hPa sind Lücken vorhanden.

Station	Druckfläche (hPa)	Beginn (Tag)	Ende (Tag)	Dauer Tage
SCHLESWIG (WST)	20	139	243	105
	50	164	212	49
GREIFSWALD (WST)	20	143	243	101
	50	176	212	37
EMDEN (WST/AE)	20	139	243	105
	50	164	212	49
BERGEN (BW)	20	150	243	94
	50	167	212	46
LINDENBERG (OBS)	20	139	243	105
	50	162	213	52
ESSEN-BREDENEY (AWST)	20	121	243	123
	50	177	212	36
OPPIN (WST)	20	139	243	105
	50	168	217	50
MEININGEN (WST)	20	138	243	106
	50	169	215	47
IDAR-OBERSTEIN (BW)	20	151	243	93
	50	163	243	81
STUTTGART(SCHNAR.AWST)	20	138	243	106
	50	180	213	34
KUEMMERSBRUCK (BW)	20	152	243	92
	50	152	215	64
OBERSCHLEISSHEIM	20	138	243	106
	50	152	215	64

Tab.1 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre an 12 Radiosondenstationen für das Jahr 2001 (Datenbasis: Monatsmittelwerte und Tagesmittelwerte aus maximal 4 Windprofilen pro Tag).

Windmaxima im Winterhalbjahr

Abbildung 6 zeigt die Reihe der Häufigkeiten von Windmaxima von mindestens 40 m/s über Stuttgart (Termine 00 und 12 Uhr) seit dem Winter 1974/1975. Gezählt wurde jeweils das erste Maximum im vertikalen Profil. Insgesamt wurden 177 Fälle gezählt, die meisten im November 2000 (42 Fälle) und Januar 2001 (43 Fälle).

Lufttemperatur

Monatsmittelwerte der Lufttemperatur

Abb. 7 zeigt die Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2001 gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990 im Mittel über 8 Radiosondenstationen in 500 hPa und 50 hPa für die 4 Jahreszeiten. Nur im Frühjahr und Sommer war die Troposphäre etwas wärmer als der Referenzzeitraum 1961-1990; die Stratosphäre war in allen Jahreszeiten kühler.

Temperaturminima in der Stratosphäre

2001 traten Temperaturminima von –80°C oder niedriger in der Stratosphäre in 2 Episoden vom 8. bis 10. Dezember und vom 13. bis 16. Februar auf. An den beiden südöstlichen Stationen Kümmersbrück und Oberschleißheim wird der Grenzwert von –80°C nur im Februar errreicht bzw. unterschritten. Niedrigere Werte als –84°C wurden nicht beobachtet. Die zugehörigen geopotentiellen Höhen lagen zwischen knapp 20 km (Oberschleißheim, 14. Februar) und 28,6 km (Lindenberg, 8. Dezember). Tab. 2 gibt eine Zusammenfassung der Werte dieser Episoden.

Station	Monat	Tag	Termin	Temperatur (°C)	Geopotential (gpm)
	Feb	13	0	-82	22710
SCHLESWIG (WST)	Feb	13	12	-84	21356
	Dez	8	0	-82	28200
	Dez	8	12	-84	26361
	Feb	13	0	-82	22710
GREIFSWALD (WST)	Feb	13	12	-84	21356
	Dez	8	0	-82	28200
	Dez	8	12	-84	26361
	Feb	16	0	-82	26229
EMDEN (WST/AE)	Feb	16	12	-83	25423
	Dez	10	0	-80	24013
	Dez	8	12	-84	27454
	Feb	16	0	-80	25376
BERGEN (BW)	Feb	16	12	-80	24381
	Dez	9	0	-81	25212
	Feb	16	12	-82	24119
LINDENBERG (OBS)	Dez	8	0	-80	28615
	Dez	9	12	-83	27033
	Feb	16	0	-83	24907
ESSEN-BREDENEY (AWST)	Feb	13	12	-83	20099
	Dez	10	0	-81	26559
	Dez	8	12	-81	25652
	Feb	16	0	-84	24536
OPPIN (WST)	Feb	16	12	-81	24038
	Dez	10	0	-80	25252
	Dez	9	12	-81	25497
	Feb	16	0	-81	23936
MEININGEN (WST)	Feb	15	12	-81	25634
	Dez	9	0	-80	25298
	Dez	9	12	-81	26276
	Feb	14	0	-80	20181
IDAR-OBERSTEIN (BW)	Feb	16	12	-81	26093
	Dez	8	12	-80	27935
	Feb	16	0	-81	25681
STUTTGART(SCHNAR.AWST)	Feb	13	12	-82	20803
	Dez	9	0	-80	25269
	Dez	26	12	-80	25172
KUEMMERSBRUCK (BW)	Feb	16	0	-80	23661
	Feb	16	12	-81	25975
OBERSCHLEISSHEIM	Feb	16	0	-80	25896
	Feb	14	12	-82	19970

Tab. 2 Extreme Temperaturminima in der Stratosphäre nach Radiosondenmessungen 2001.

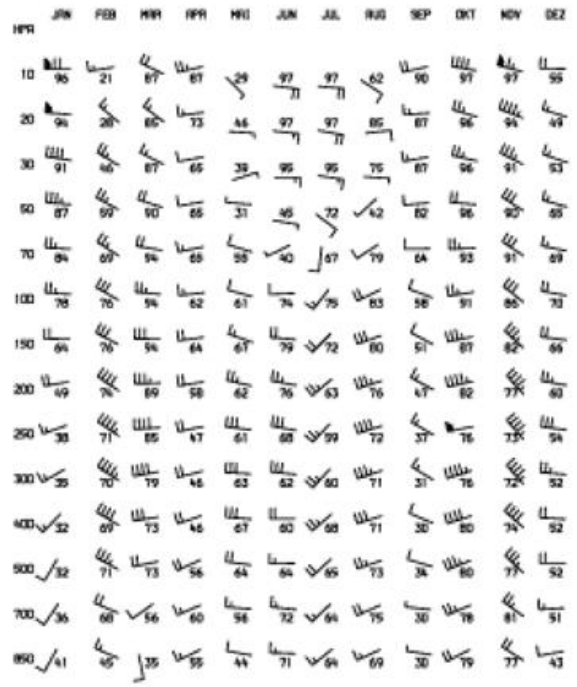


Abb. 1 Mittlere montliche Windvektoren und Beständigkeit Schleswig 2001.



Abb. 2 Mittlere montliche Windvektoren und Beständigkeit Stuttgart 2000

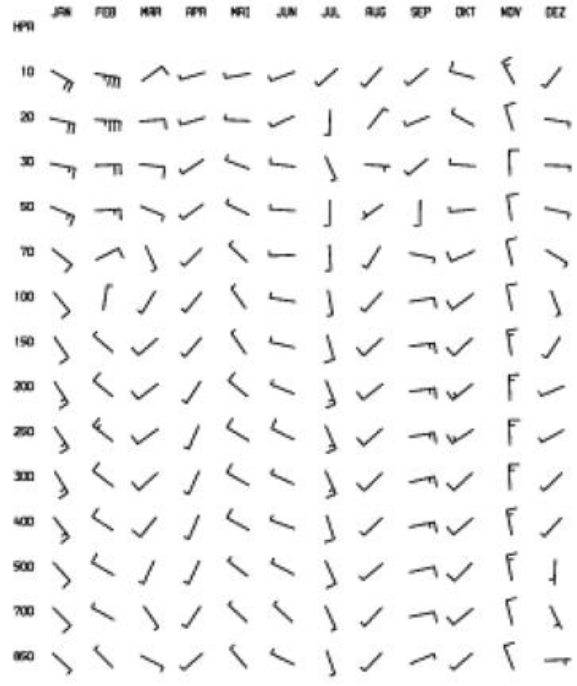


Abb. 3 Abweichungen monatlicher Windvektoren vom Referenzzeitraum 1961-1990 Schleswig 2001.

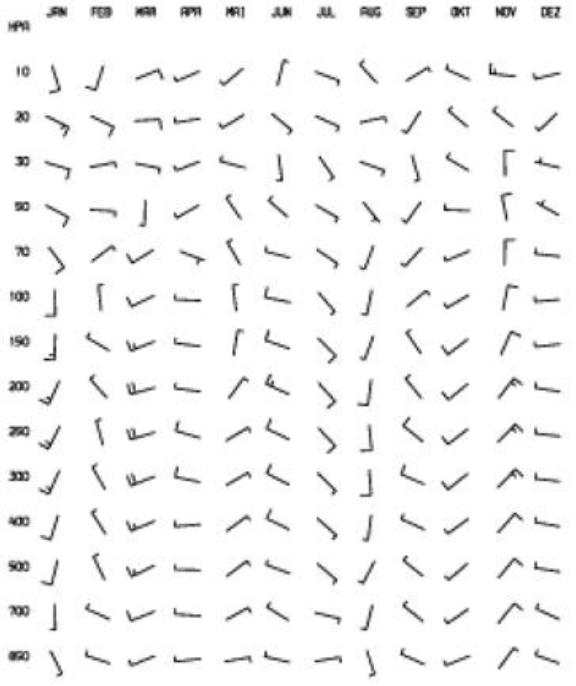


Abb. 4 Abweichungen monatlicher Windvektoren vom Referenzzeitraum 1961-1990 Schleswig 2001.

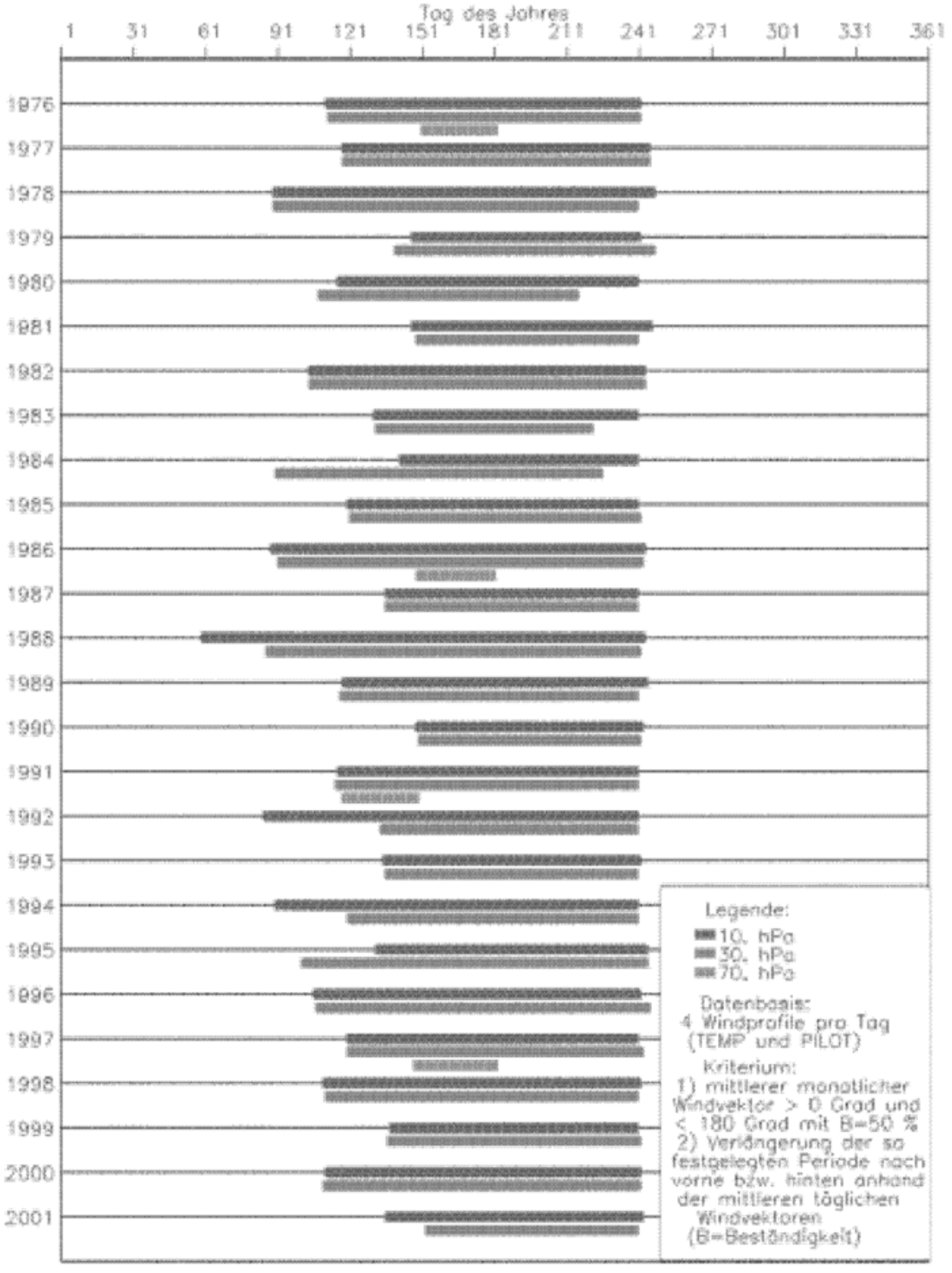


Abb. 5 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre, Stuttgart 1976-2001.

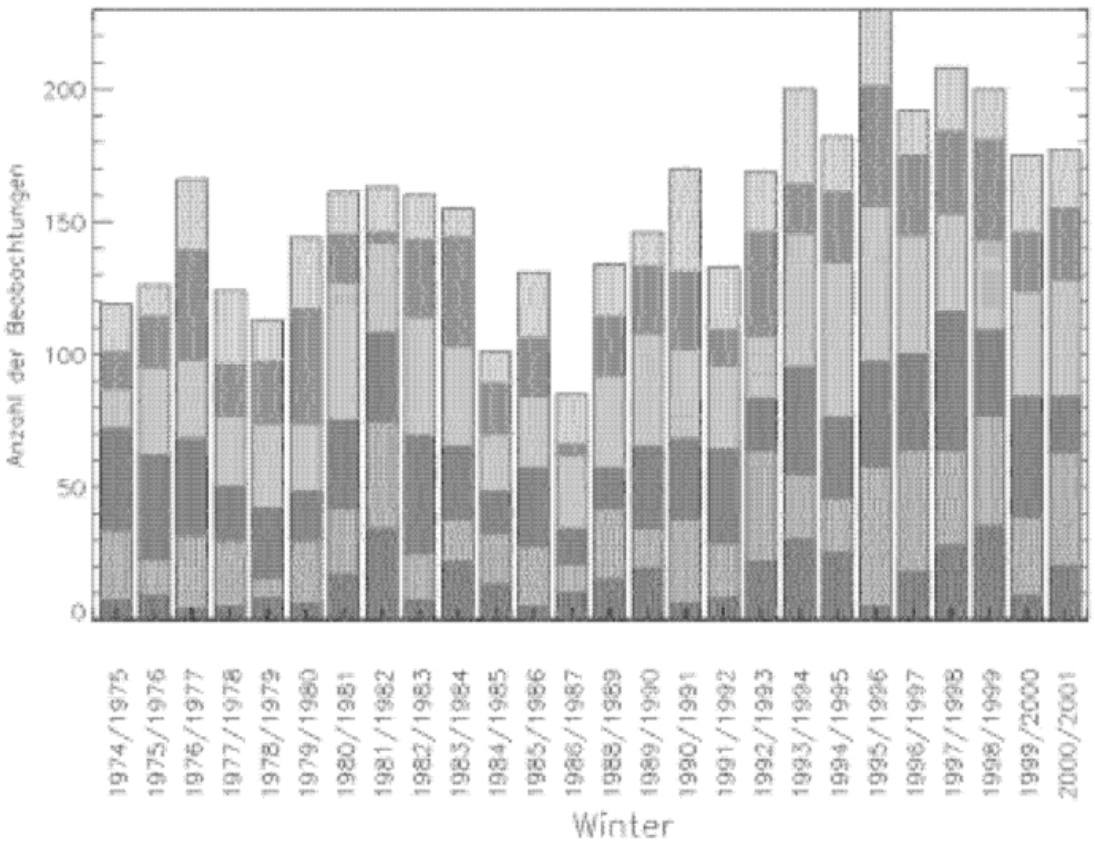


Abb. 6 Anzahl der Beobachtungen mit Windmaxima von mindestens 40 m/s im Winterhalbjahr über Stuttgart (Termine 00 Uhr und 12 Uhr UTC) für die Winter 1974/1975 bis 2000/2001.

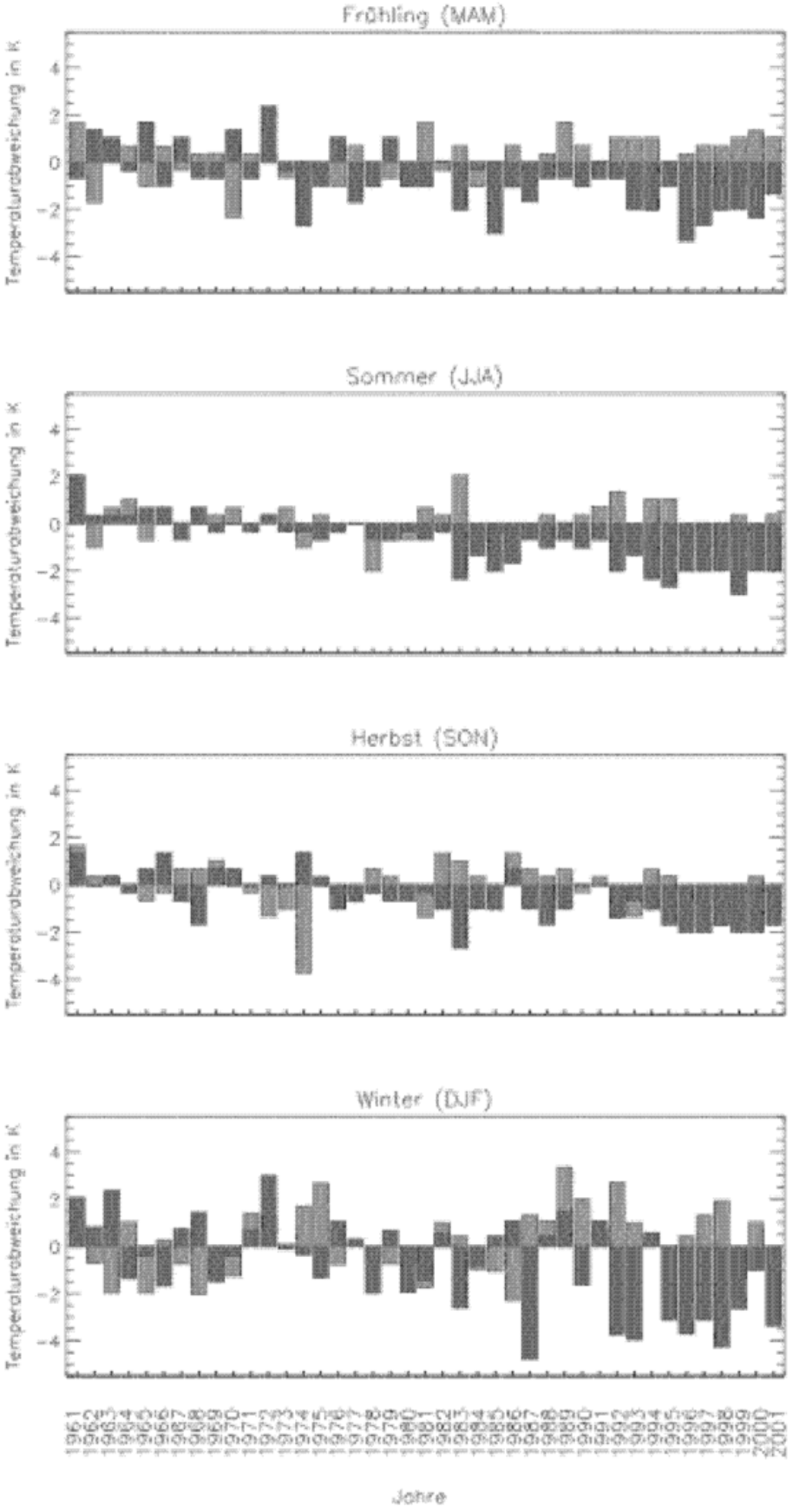


Abb. 7 Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2001 vom Referenzzeitraum 1961-1990 für Jahreszeiten in 500 hPa und 50 hPa (Mittelwerte über 8 Stationen).

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa

B. Rudolf

Die Niederschlagsanalysen des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie zeigen für das meteorologische Jahr Dez. 2000 bis Nov. 2001 positive Abweichungen zu den Mittelwerten der Normalperiode 1961–1990 über weiten Bereichen von Mittel- und Nordeuropa. Als besonders niederschlagsreich tritt Portugal hervor. Relativ trocken war es dagegen in den nordwestlichen Bereichen, in Irland und Schottland und – wie auch im vorangegangenen Jahr – in Westnorwegen, sowie rund um das Mittelmeer.

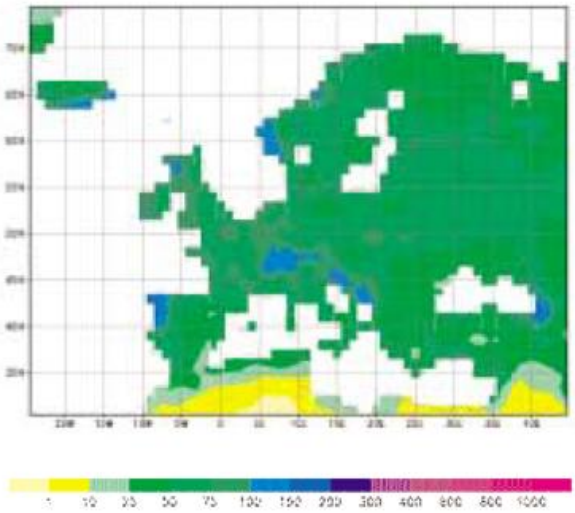


Abb.1a Niederschlagshöhe in mm/Monat, Zeitraum Dez. 2000 bis Nov. 2001.

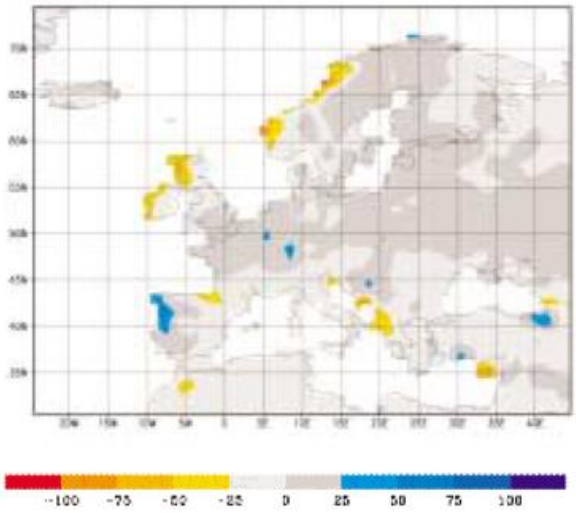


Abb.1b Niederschlagsanomalie in mm/Monat, Zeitraum Dez. 2000 bis Nov. 2001 (Bezugszeitraum 1961–1990).

Die Legenden und Farbskalen von Abb. 1 sind auch auf Abb. 2 und 3 anzuwenden.

Ein Hinweis zur verwendeten Maßeinheit: Die jährlichen und jahreszeitlichen Niederschlagshöhen und -anomalien wurden einheitlich in *Millimeter pro Monat* umgerechnet und dargestellt, so dass sich eine direkte Vergleichbarkeit zu den monatlichen Karten (Abb. 3) ergibt.

Die Abb. 2 zeigt die jahreszeitlichen Niederschlagsverteilungen,in der linken Spalte jeweils die Niederschlagshöhen und in der rechten Spalte als Anomalien die Abweichungen von den Mittelwerten des Bezugszeitraums 1961–1990.

Im Winter 2000/2001 erhielt die Iberischen Halbinsel auf der Westseite erheblich mehr Niederschlag als im 30jährigen Mittel, während der Küstenbereich Norwegens, der Balkan und Kleinasien, insbesondere Zypern zu trocken waren. Auch im Frühjahr fielen im Nordwesten der Iberischen Halbinsel deutlich höhere Niederschläge, ebenso in Frankreich mit Schwerpukt in den Alpen. Der Sommer weist eher geringere Anomalien auf. Der Karte für den Herbst zeigt wie im Vorjahr zu trockene Gebiete über Norwegen, aber auch über Irland und Schottland, im europäischen Mittelmeerbereich, über den Alpen und dem nördlichen Bereich der Iberischen Halbinsel.

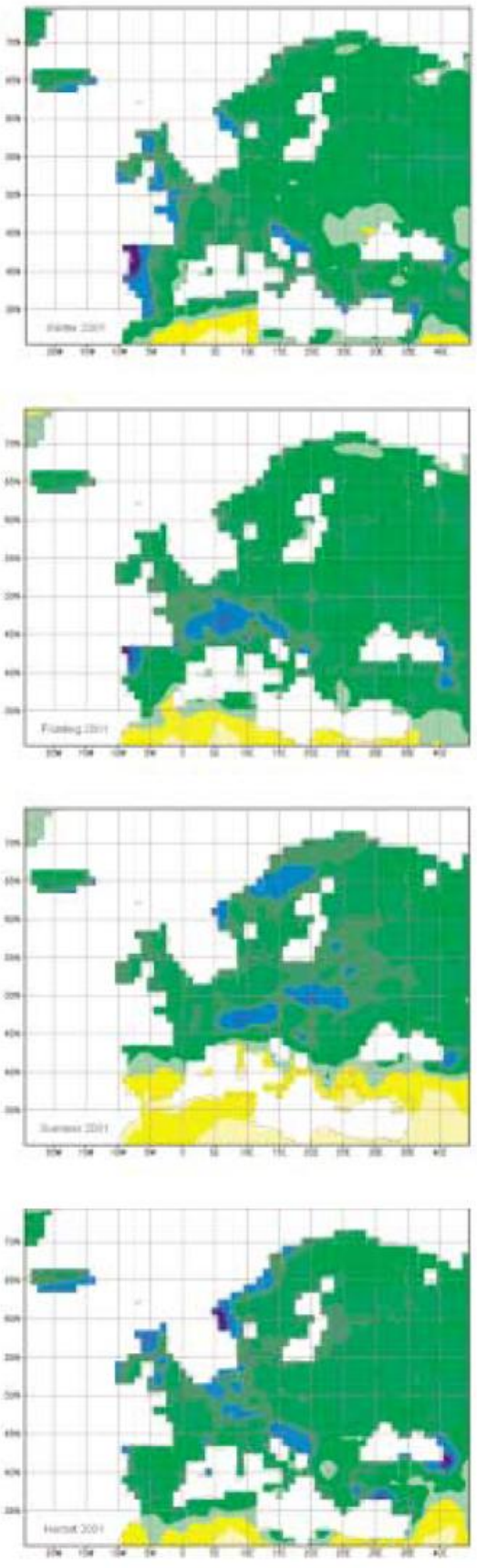


Abb.2a Niederschlagshöhe für die Jahreszeiten in mm/Monat.

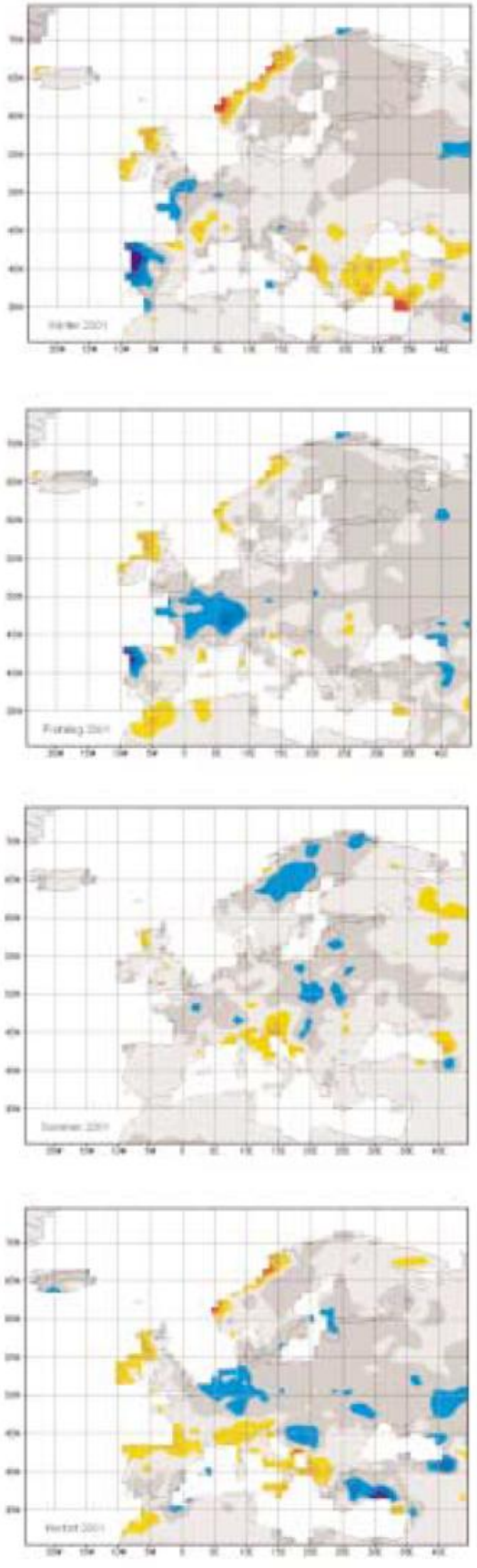


Abb.2b Niederschlagsanomalie für die Jahreszeiten in mm/Monat (Bezugszeitraum 1961–1990).

Erläuterung zu den monatlichen Niederschlagsbedingungen (s. Abb. 3) mit Hinweisen auf extreme, teilweise nur lokale Niederschlagsereignisse) in Europa

Dezember 2000

- Hohe Niederschläge brachten Ende Dezember Regionen in der Mitte und dem Süden von Kroatien sowie in Jugoslawien starke Überschwemmungen.

Januar 2001

- Mehrere Gewitterstürme führten zu Überschwemmungen in Nordwestfrankreich.
- Heftigen Schneefall (bis zu 40 cm in nur einer Nacht) gab es Anfang Januar in Nordostpolen, Mitte Januar in Norditalien und der Südschweiz.
- Heftige Gewitter führten in Athen und Umgebung zu Stromausfall und großräumigen Überschwemmungen.
- Im Norden und der Mitte Portugals waren nach andauernden Regenfällen in einigen Orten die stärksten Überschwemmungen seit 100 Jahren sowie viele Erdrutsche zu verzeichnen.

Februar 2001

- Heftiger Schneefall Anfang Februar in großen Teilen der Alpen förderte die Bildung von Lawinen.

März 2001

- Anfang März traten starke Niederschläge in Nordspanien und auch im Südosten der Türkei auf, die Überschwemmungen zur Folge hatten.
- Kräftiger Regen und Tauwetter führten in Südosteuropa (Ukraine, Rumänien, Ungarn) Anfang März zu den stärksten Überschwemmungen seit 100 Jahren. Zehntausende Einwohner mussten evakuiert werden.
- In der zweiten Märzhälfte wurden starke Regenfälle aus dem Westen und Norden Frankreichs gemeldet, die großräumige Überschwemmungen verursachten. Zum Teil fiel in Frankreich das zwei- bis dreifache der normalen Niederschlagsmengen.
- Portugal war zum Ende des Monats infolge starker Niederschläge gebietsweise von erheblichen Überschwemmungen betroffen.

April 2001

- Der Monat April war in Teilen Belgiens und Nordfrankreichs der nasseste April seit Beginn der regelmäßigen Wetteraufzeichnungen.
- Zum Monatsende führten kräftige Regenfälle zu Hochwasser in Südpolen.

Mai 2001

- Anfang Mai traten starke Niederschläge im Süden und der Mitte der Türkei auf.

Juni 2001

- Anfang Juni wurden starke Regenfälle aus dem Süden der Ukraine gemeldet. Die nachfolgenden Überschwemmungen führten in mehr als 109 Gemeinden zu Stromausfall.
- Ende Juni führten starke Niederschläge im Norden Bosniens, Jugoslawien und Rumänien zu Hochwasser.

Juli 2001

- Anfang Juli fiel in Teilen Mittelschwedens in nur 12 Stunden der normalerweise während des gesamten Monates zu erwartende Juliniederschlag.
- In vielen Teilen Westeuropas (speziell in Frankreich) hatten starke Gewitterstürme Überschwemmungen zur Folge.
- Kontinuierliche kräftige Regenfälle (vgl. den Beitrag von T. Fuchs S. 268) führten in der Tschechischen Republik und besonders in Polen zu sehr starken Überschwemmungen. Speziell im Einzugsgebiet der Weichsel in Süd-und Südwestpolen mussten 140.000 Menschen evakuiert werden.

August 2001

- Der August war südlich der Alpen relativ trocken mit dem größten Niederschlagsdefizit im Bereich von Slovenien, in Nordeuropa eher feuchter als normal.

September 2001

- Der September zeigt recht hohe Niederschläge, auch sehr ausgeprägte Anomalien, in ganz Mitteleuropa, insbesondere im Bereich von Slowenien, Jugoslawien und Bosnien-Herzegowina. Regional bedeutsame Hochwasser sind nicht bekannt geworden.

Oktober 2001

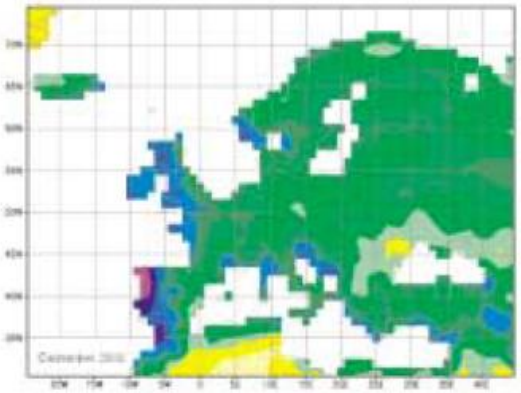
- In der zweiten Oktoberhälfte traten wegen schwerer Gewitter Starkniederschläge in Süd-Frankreich auf. In der Gard-Region regnete es in acht Stunden genau so viel wie sonst während 6 Monaten.
- Der Südosten Englands war ebenfalls in der zweiten Oktoberhälfte von starken Regenfällen betroffen. Speziell in der Gegend um Cambridge fiel in nur einem Tag deutlich mehr als der gesamte Niederschlag eines normalen Oktobers.

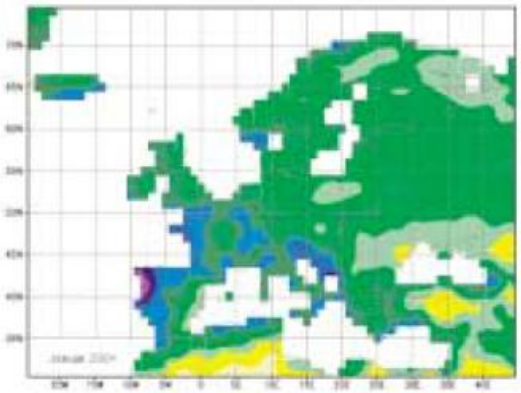
November 2001

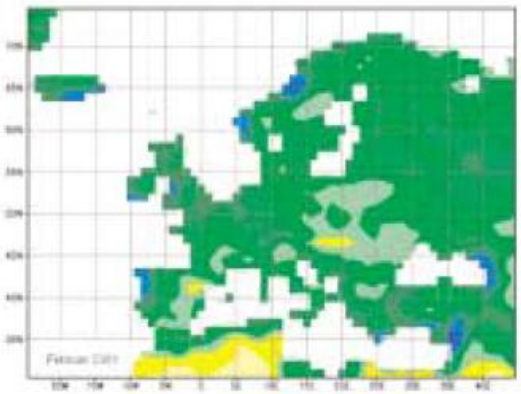
- Heftige Unwetter, eingebettet in 36-stündigen Dauerregen, brachten Anfang November in Teilen Algeriens die schlimmsten Überschwemmungen seit Jahrzehnten. Als Folge waren mehr als 700 Tote und 24.000 Evakuierte zu verzeichnen.
- Auf den Kanarischen Inseln führten kurzzeitige Gewitterniederschläge zu katastrophalen Bedingungen.
- Auch in der Türkei hatten kräftige Niederschläge Ende November Überschwemmungen zur Folge.

Hinweise zur Datenbasis und Methodik:

Die Niederschlagskarten dieses Beitrags beruhen auf Rasterdaten, die regelmäßig monatlich auf der Basis konventionell gemessener Niederschläge im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) berechnet werden. Der DWD betreibt das WZN als einen deutschen Beitrag zum Global Climate Observing System (GCOS) und zum Weltklimaforschungsprogramm (WCRP). Für die monatlichen Niederschlagsanalysen im sog. *Monitoring Product* des WZN werden die in aus SYNOP- und CLIMAT-Meldungen über das globale Fernmeldesystem GTS international verbreiteten Daten nach einer gründlichen Qualitätskontrolle im WZN verwendet. Daraus ergibt sich eine Datenbasis von weltweit rund 7.000 Stationen. Abb 4 zeigt die Verteilung der im Ausschnitt Europa liegenden Stationen.







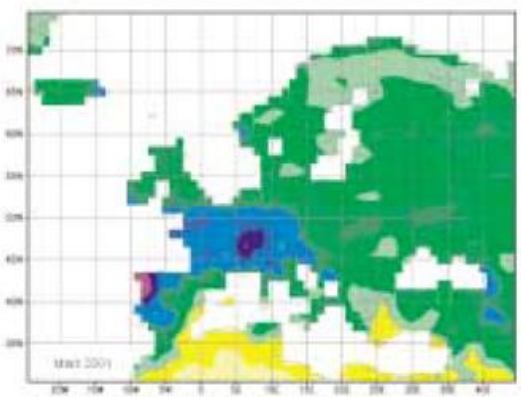
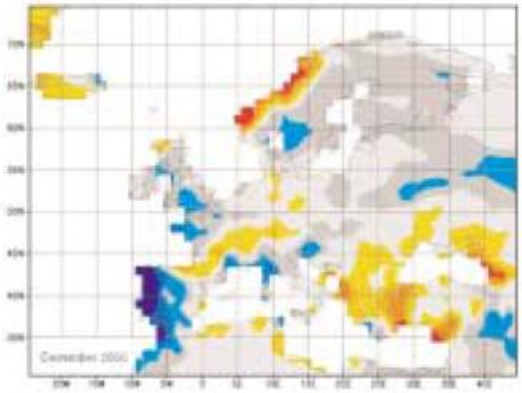
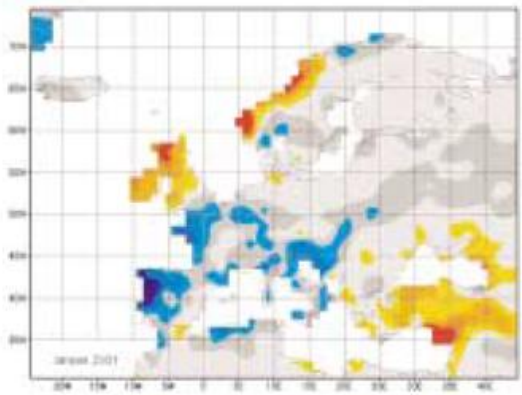
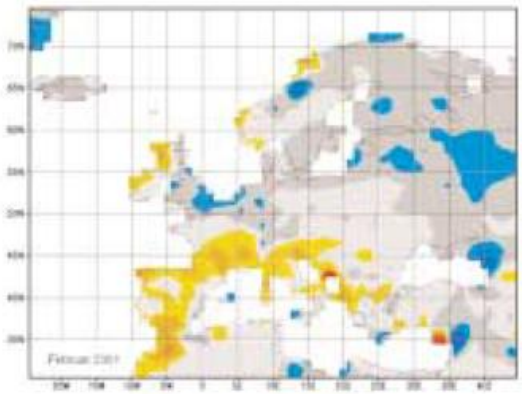


Abb.3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm.







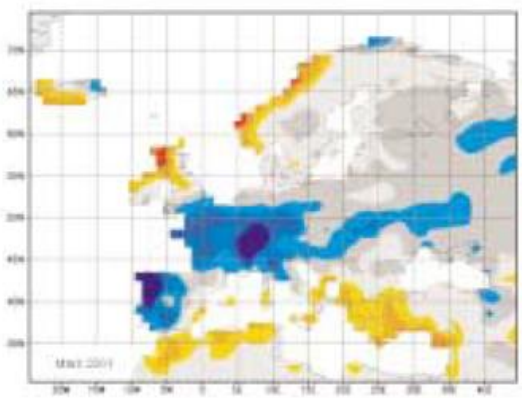


Abb.3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm.
(Bezugszeitraum 1961-1990).

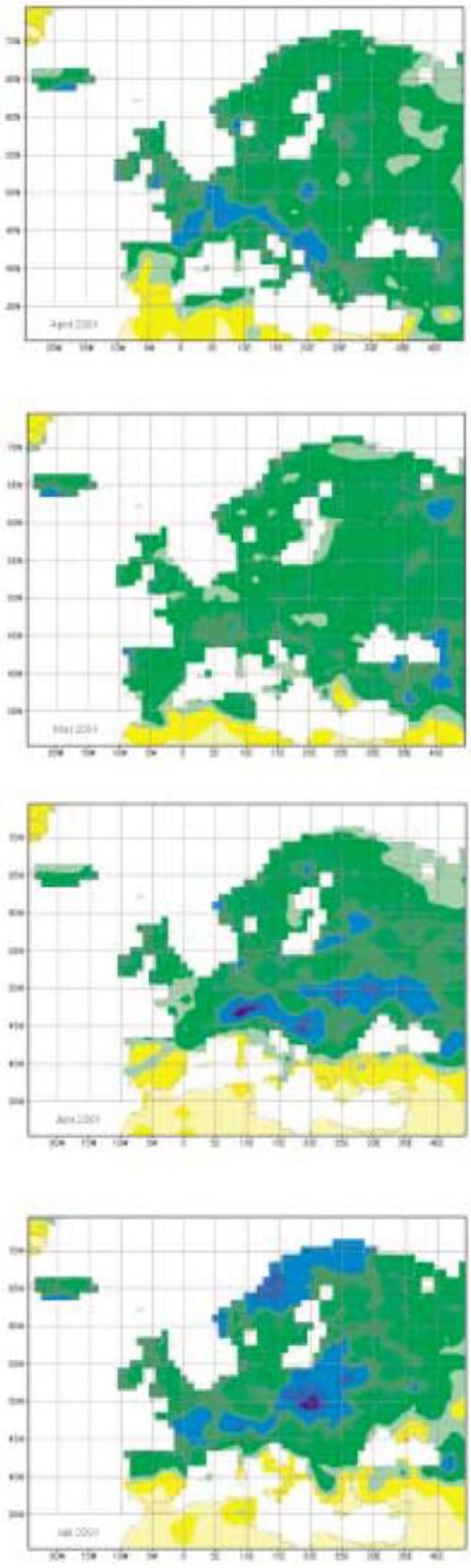


Abb.3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm.

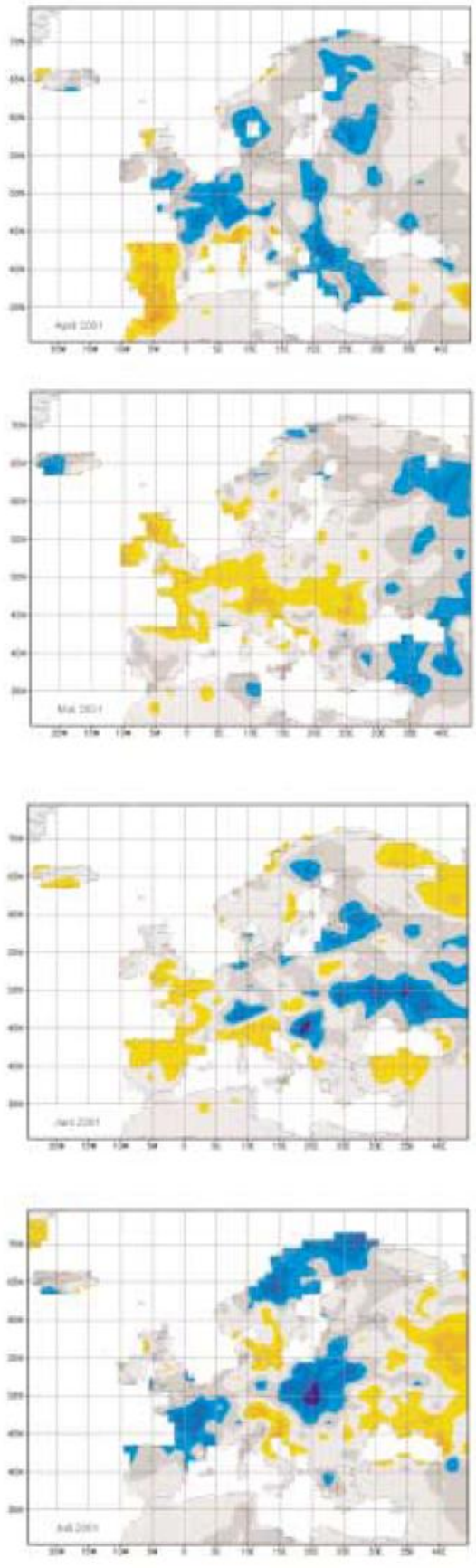
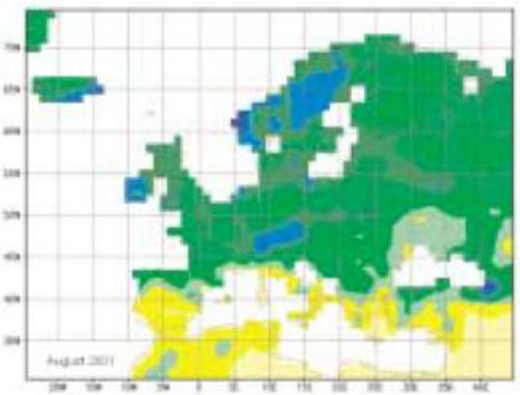
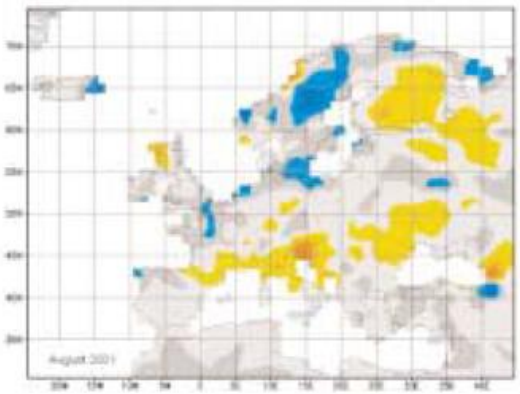
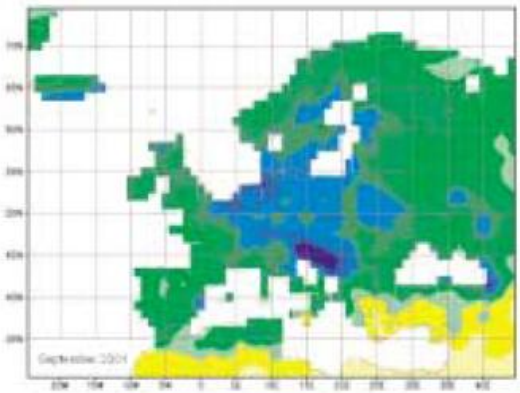
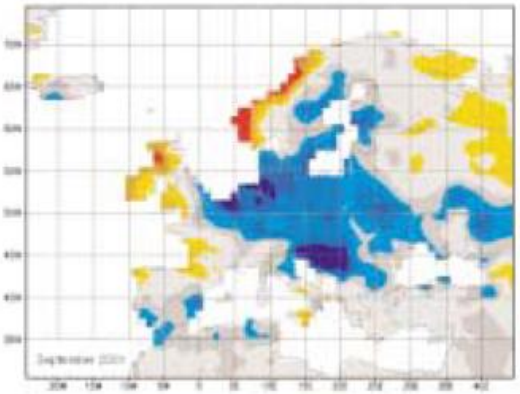


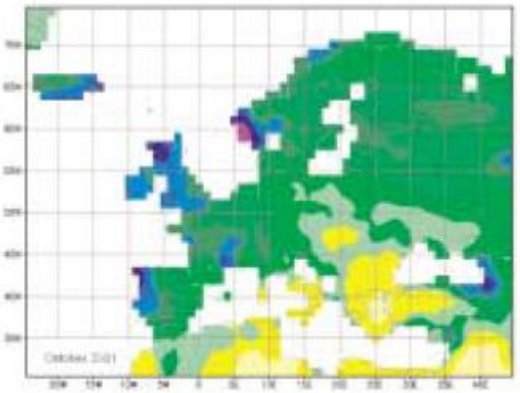
Abb.3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm.
(Bezugszeitraum 1961-1990)

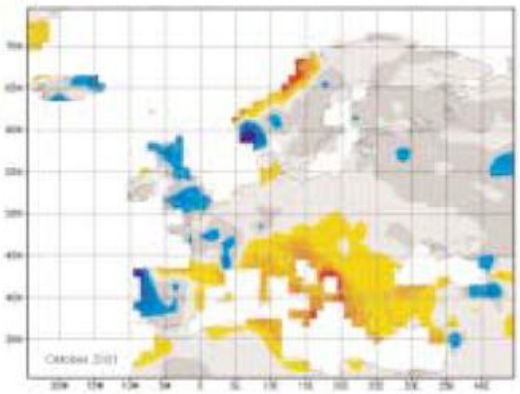


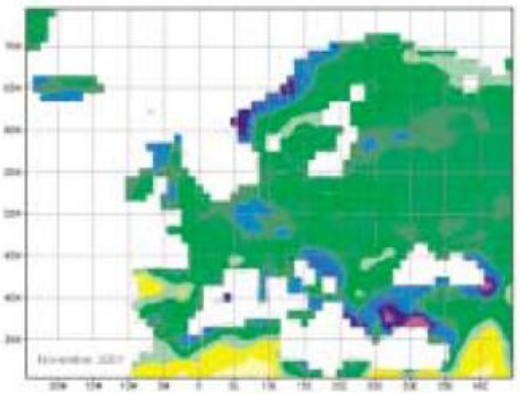












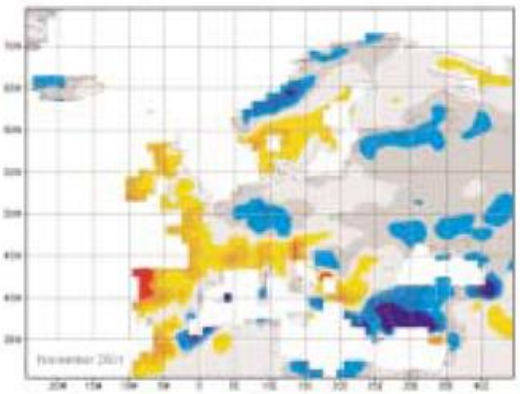


Abb.3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm.

Abb.3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm.
(Bezugszeitraum 1961-1990)

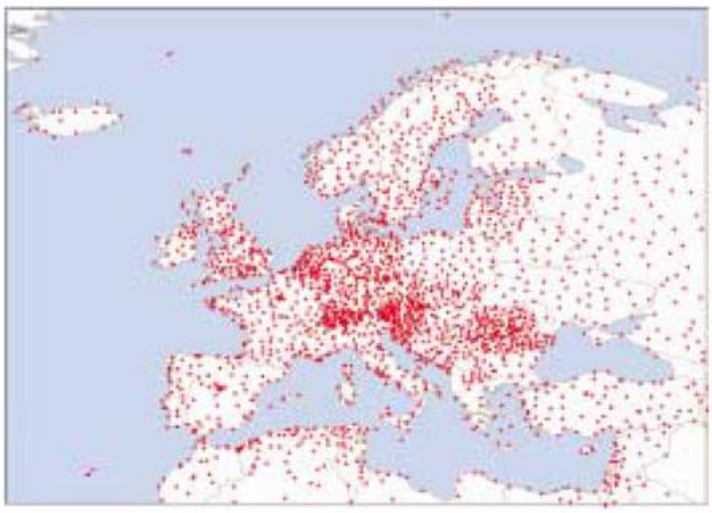


Abb. 4 Verteilung der in den Analysen für 2001 verwendeten Stationen

Zur Berechnung von Anomalien werden mittlere Niederschlagshöhen für die Normalperiode 1961-1990 benötigt. In der globalen Datenbasis liegen Normalwerte leider nur für ca. 3.800 der 7.000 zur Gebietsniederschlagsberechnung verwendeten Stationen vor. Andererseits sind jedoch Normal-werte für rund 35.000 Stationen verfügbar, die nicht zu den GTS-Stationen gehören. Die Problematik der Analyse von Anomalie wird im Beitrag von Rudolf, Grieser und Schneider in diesem Heft diskutiert.

Da das Kollektiv der 3.800 Bezugswertestationen als zu gering angesehen wird, werden die Anomalien auf der Basis der monatlichen Rastergebietsniederschläge gebildet, die jeweils getrennt für die Niederschlagsdaten des Jahres 2001 und die Normalwerte berechnet wurden. Die Rastergröße beträgt 1° mal 1° geographische Breite und Länge. Die in den Abbildungen dargestellten Karten wurden geglättet.

Die monatlichen Rasterdaten des WZN liegen innerhalb von etwa zwei Monaten nach Beobachtung vor und können interaktiv mit Hilfe eines Web Browsers global oder für regionale Ausschnitte visualisiert sowie als Bild oder als Daten gespeichert werden (Web-Adresse: http://www.dwd.de/research/gpcc/visualizer).

Kritik an den Produkten und der Dokumentation ist willkommen. Insbesondere Hinweise auf Unstimmigkeiten in den Analysen sind zur Qualitätskontrolle und –sicherung sehr wichtig (E-mail: bruno.rudolf@dwd.de).

Literatur

Rudolf, B. (1995): Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlags. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main, 153 S.

Rudolf, B., T. Fuchs, W. Rueth and U. Schneider (1998): Precipitation Data for Verification of NWP Model Re-Analyses: The Accuracy of Observational Results. Proceedings WCRP International Conference on Reanalyses, Washington, DC, 27-31 Oct 1997, WMO/TD-No. 876, WCRP-104, 215-218.

Rudolf, B., H. Hauschild, M. Reiß und U. Schneider (1992): Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie - Contributions to the Global Precipitation Climatology Centre. Meteorol. Z. N. F. 1 Nr. 1

WCRP (1990): The Global Precipitation Climatology Project - Implementation and Data Management Plan. WMO/TD-No. 367, 47 pp. and 6 Appendices, Genf .

WCRP (1996): Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX), Global Precipitation Climatology Project (GPCP), International Workshop on Research Issues in the Identification and Partitioning of Precipitation Type and Rates in Global Data Sets (Washington, D.C., 6 – 8 December 1995), WCRP Informal Report No. 6/ 1996; pp. 15 + Appendices, Genf.

Brugge R., Univ. Reading, UK, http://www.met.rdg.ac.uk/~brugge/world.html , sowie Dartmouth Flood Observatory, New Hampshire, USA, http://www.dartmouth.edu/artsci/geog/floods)

Regionale Klimatrends in Deutschland im 20. Jahrhundert

J. Rapp

Einführung

Die Berechnung von Trends gehört inzwischen zum Alltag des Klimadiagnostikers. Sie hat zudem in vielen verwandten naturwissenschaftlichen Disziplinen Eingang gefunden. Die Bedeutung des Begriffes ist jedoch breit gefächert. Grundsätzlich wird er sowohl diagnostisch als auch prognostisch verwendet. Er kann eine Entwicklung, die in der Vergangenheit stattfand und ggf. bis in die Gegenwart reicht, beschreiben. Zu dieser Kategorie zählen nicht nur die in dieser Arbeit behandelten beobachteten Klimatrends, sondern beispielsweise auch Börsentrends. Durch die tägliche Bildung zeitlich gleitender Mittelwerte verschiedener Aktienindizes, zum Beispiel für die vergangenen 30 oder 90 Tage, wird das langfristige Verhalten des Börsenmarktes charakterisiert.

Die Bezeichnung „Trend" kann andererseits eine Tendenz, die für die Zukunft erwartet wird, wiedergeben, dabei vage deren Richtung andeuten oder sie durch Zahlenwerte genau quantifizieren. Hierzu gehören die Ergebnisse der Wettervorhersage- oder Klimamodelle. Eine Extrapolation des diagnostizierten Trends in die Zukunft hinein ist jedoch ohne Wissen über die physikalischen Ursachen der Klimavariationen nicht ohne weiteres möglich.

Die statistische Trendanalyse im diagnostischen Sinn ist eingebettet in eine Hierarchie von Analyseschritten. Ausgangspunkt sind Stationszeitreihen, die einer Qualitätskontrolle unterzogen werden müssen. Im Rahmen der sich anschließenden „Basisanalysen" wird zunächst ermittelt, welche Datenreihen zur weiteren Bearbeitung geeignet sind. Die Homogenitätsanalyse hat die Elimination inhomogener Zeitreihen zur Folge. Mit der Residuenanalyse wird überprüft, ob die Annahme der Linearität des Trends gerechtfertigt ist. Durch die räumliche Repräsentanzanalyse schließlich wird nachgewiesen, dass die vorliegende Stationsdichte eine Interpolation der Trends in Form von Feldern ermöglicht.

Die Trendanalyse beinhaltet schließlich die Berechnung der — ggf. linearen — Trends, ihre statistische Signifikanz sowie ihre zeitliche und räumliche Repräsentanz. Anschließend werden die als Punktdaten unregelmäßig verteilten Stationstrends durch ein geeignetes Interpolationsverfahren (zum Beispiel Kriging) in Gitterpunktwerte transformiert, und als Felder (zum Beispiel Isolinien) dargestellt. Die einzelnen Analyseschritte führen zur Beschreibung und Interpretation der Ergebnisse, die den Versuch einer Ursachenanalyse und einen Vergleich mit beobachteten Klimawirkungen implizieren sollte.

Auf der beiliegenden CD-ROM sind die dazugehörigen Trendkarten reproduziert (Dateien Trends_01.tif, Trends_02.tif usw. bis Trends_10.tif).

Trends der Niederschlagshöhe

Die Jahresniederschlagshöhe hat zwischen 1896 und 1995, also in den letzten 100 Jahren, im Westen Deutschlands verbreitet und signifikant um 50 bis 150 mm (entspricht 10 bis 20% der Mittelwerte) zugenommen, besonders markant im Rheinischen Schiefergebirge (Trends_07.tif). Lediglich im Osten sind keine erwähnenswerten Trends vorzufinden, wenn auch vereinzelt in Sachsen eine Neigung zur Niederschlagsabnahme besteht. Die Vermutung liegt nahe, dass hierfür die Messgeräteumstellung auf den Hellmann-Typ in den 30er Jahren verantwortlich sein könnte, vergleiche Rapp (2000) und Freydank (1996). Die allgemeine Zunahme der Jahresniederschlagsmenge rührt hauptsächlich von der Entwicklung im meteorologischen Winter (Dezember, Januar, Februar) her (Rapp/Trends_04.tif). Mit Ausnahme des Ostens betragen die Trends 20 bis 40% der Mittelwerte.

Auch im hydrologischen Winterhalbjahr ist der signifikante und orographisch modifizierte Trend mit Werten, die örtlich 30% übersteigen, existent (Trends_06.tif). Bemerkenswert hoch sind die Trends wiederum im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges und in Teilen Südwestdeutschlands (in Baden-Württemberg bis zu 30%). Hierzu tragen vor allem die Monate November und Dezember, dagegen weniger deutlich der Januar, bei.

Diese Niederschlagszunahme ist nicht nur auf den meterologischen Winter beschränkt. Auch in der Übergangsjahreszeit Frühling ist eine verbreitete Zunahme des Niederschlages, maximal im Westen und der Mitte Deutschlands (Rheingebiet), zu erkennen, die ca. 10 bis 35 % der Mittelwerte beträgt (was etwa 20 bis 60 mm entspricht; (Trends_01.tif).). Eifel, Taunus, Vogelsberg und Spessart sind die Gebiete mit der höchsten Signifikanz der Trends, während die Veränderungen in Baden-Württemberg gleichzeitig weniger markant und somit auch weniger signifikant sind.

Im Herbst konzentriert sich der Anstieg mehr auf den Nordwesten (bis zu + 60 mm an der Nordseeküste; Trends_03.tif). Im Osten ist dagegen keine, im Süden keine nennenswerte signifikante Niederschlagszunahme, im Oktober sogar eine Neigung zur Verringerung der Niederschlagsmenge dokumentiert.

Die saisonal differierende Entwicklung bedeutet, dass der Anteil des Winter- am Gesamtjahresniederschlag in der Zeit zwischen 1896 und 1995 deutlich angestiegen ist. Abb. 1 visualisiert jeweils den ersten und letzten Ordinatenwert der Trendgeraden, die für die Zeitreihen des Verhältnisses Winter-/Jahresniederschlagshöhe der letzten 100 Jahre berechnet wird. Die räumliche Struktur dieses Quotienten ist stark höhenabhängig und bleibt im Laufe der letzten 100 Jahre im wesentlichen unverändert. Erwartungsgemäß ist die Niederschlagshöhe im Winter in den Hochlagen der westlichen Mittelgebirge am höchsten, wohingegen die geringsten Werte in Bayern, im Rheintal und im gesamten Osten Deutschlands auftreten. Aber während am Ende des 19. Jahrhunderts nur in Gipfellagen auch wenigstens 25% als Winterniederschlag gefallen ist, umfasst das Gebiet 100 Jahre später fast den ganzen westdeutschen Mittelgebirgsraum. Der Anteil der Winter- an der Gesamtniederschlagshöhe steigt um ca. zwei bis vier % an. Das Klima ist aus dem Blickwinkel des veränderten Jahresgangs des Niederschlags offenbar maritimer geworden.

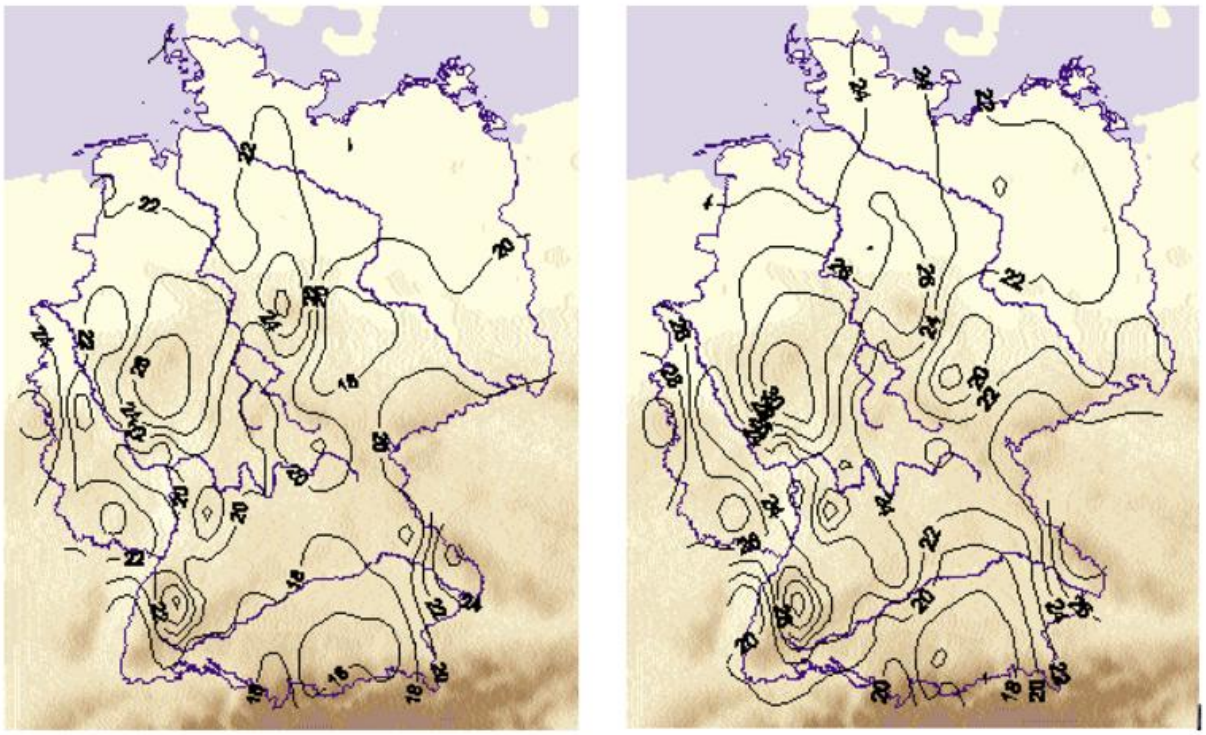


Abb. 1 Anteil des Winter (DJF)- am Gesamtjahresniederschlag [%] für die Situation um 1896 (links) und 1995 (rechts).

In den Winter- und Herbstmonaten (Trends_03.tif; Trends_04.tif). ergeben sich zwischen 1966 und 1995 vielerorts Zunahmen um 10 bis 50% der Mittelwerte (entspricht ca. 10 bis 140 mm): Bezogen auf das hydrologische Winterhalbjahr machen sie bis 30% aus (Trends_06.tif). Diesem Niederschlagsüberschuss steht mit Ausnahme des äußersten Ostens ein sommerliches Defizit gegenüber, das örtlich sogar signifikant ist und bis —60 mm (—30 %) beträgt (Trends_02.tif; Trends_05.tif). Besonders augenfällig sind im August die abnehmenden Regenmengen in Baden-Württemberg und im nördlichen Mittelgebirgsraum. Aus diesen Befunden resultiert eine hypothetische saisonale „Niederschlagsumverteilung".

Offenbar spiegeln sich die Veränderungen im Gesamtniederschlagsgeschehen (Trends_07.tif). in den Trends der Extremereignisse wieder, was für das Bundesland Baden-Württemberg aufgrund fehlender Daten aber nur für die Zeitspanne 1931-1994 untersucht werden konnte (Sánchez Penzo et al., 1998). Die Häufigkeit winterlicher Starkniederschläge hat in fast ganz Baden-Württemberg signifikant zugenommen, besonders deutlich im Norden des Bundeslandes. Im Sommer und Herbst dagegen traten keine signifikante Änderungen der Häufigkeit hoher Niederschlagsmengen auf. Dagegen hat sich das Ausmaß („Stärke") der Starkniederschlagsereignisse nicht wesentlich geändert.

Trends der Lufttemperatur

Aufgrund der hohen räumlichen Repräsentanz des Monatsmittelwertes der Lufttemperatur lässt sich die Beschreibung der Temperaturtrends stärker generalisieren als für den Niederschlag, zumal für den 100-jährigen Zeitraum nur eine beschränkte Anzahl von Stationen zur Verfügung stand, besonders im Norden Deutschlands. Die

teilweise signifikanten Temperaturtrends zeigen daher nur wenige regionale Strukturen, so dass auf der beiliegenden CD-ROM nur für 1966-1995 Karten gezeigt werden.

Dabei ist der Erwärmungstrend, mit Ausnahme des Herbstes 1966-1995, durchweg anzutreffen (Trends_08.tif; Trends_09.tif). Selten treten räumliche Unterschiede von mehr als 0.5°C auf. Zwischen 1896 und 1995 tritt die stärkste saisonale Temperaturzunahme im Herbst und Sommer mit bis zu 1.6°C (Baden), die absolut geringste im Winter mit 0.2°C (Nordbayern) auf. Abkühlungsgebiete gibt es lediglich in einzelnen Monaten. Im Februar ist dieses in Nordwestdeutschland und im äußersten Osten mit bis zu –-0,2 K jedoch nicht signifikant.

Ähnlich wie beim Niederschlag ist das Trendverhalten der Temperatur im kürzeren Untersuchungsintervall 1966-1995 regional variabler, was nicht allein auf eine größere Stationsdichte zurückgeführt werden kann, und weniger signifikant. Während im Frühling und, etwas schwächer, im Sommer wiederum Erwärmungsraten zwischen 0.5 und 1.8°C registriert werden (Trends_08.tif), gibt es im Herbst auch Gebiete mit geringfügiger Abkühlung von wenigen Zehntel °C (vornehmlich im Osten und Nordwesten Deutschlands; Trends_09.tif). Eine intensive Erwärmung von 1 bis 2°C bildet sich dagegen wieder im Winter aus. Allerdings ist diese aufgrund der höheren Varianz der Lufttemperatur gegenüber den Verhältnissen im Sommer weniger signifikant. Im Osten Deutschlands erreicht sie ihr Maximum von mehr als 2°C. Sie steht in direktem Zusammenhang mit der Zonalisierung der europäischen Zirkulation (siehe auch Beitrag von P. Bissolli in diesem Heft).

Aus dem jahreszeitlichen Trendverhalten ergibt sich eine signifikante Zunahme der Jahresmitteltemperatur von 0.6 bis 1.2°C, die dem 100-jährigen Trend entspricht (Trends_10.tif). Setzt man die Temperaturdifferenz zwischen Sommer und Winter zu Beginn und am Ende des Regressionszeitraums in Beziehung, erhält man Informationen über den Trend der Kontinentalität bzw. Maritimität. Offenbar ist das Klima im Norden und in der Mitte Deutschlands in den letzten drei Jahrzehnten thermisch ausgeglichener, im Süden dagegen leicht kontinentaler geworden (Abbildung 2). Immerhin ist diese Aussage wenigstens für den größten Teil des Untersuchungsgebietes konform mit den leicht ansteigenden Niederschlagstrends.

„Thermische Jahreszeiten"
Im Gegensatz zu den kalendarischen und meteorologischen Jahreszeiten, die von Jahr zu Jahr an festen Terminen beginnen bzw. enden, orientieren sich sogenannte „witterungsgebundene" Jahreszeiten an der Realität. Dabei können insbesondere die Lufttemperatur, der Niederschlag und die Sonnenscheindauer oder die Strahlung als Kenngrößen herangezogen werden. So wird der vieljährig gemittelte Jahresgang der Lufttemperatur in drei gleich große Temperaturintervalle aufgeteilt, wobei der Zeitpunkt des Eintritts der jeweiligen Schwellentemperatur den Beginn der entsprechenden, thermisch definierten Jahreszeit darstellt. Das untere Temperaturdrittel markiert den Winter, das obere den Sommer und das mittlere den Frühling bzw. den Herbst. Ein Vergleich des Verlaufs der Lufttemperatur in einem beliebigen Jahr mit diesem klimatologischen Jahresgang liefert somit die Eintrittstermine und Dauer der realen „thermischen" Jahreszeit.

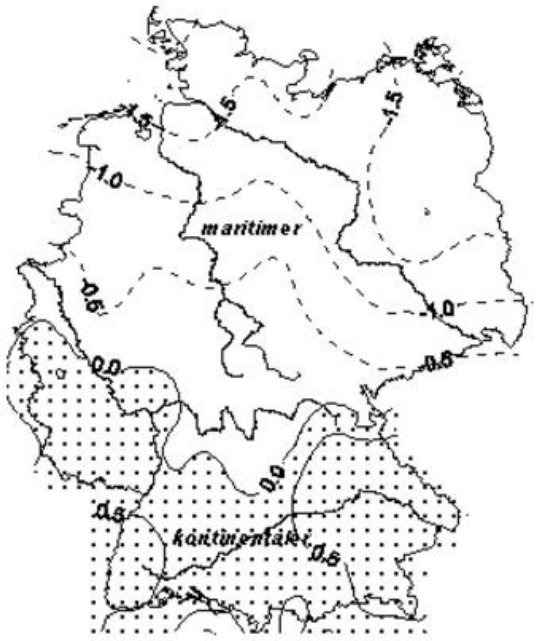


Abb.2 Ableitung von Trends der Maritimität bzw. Kontinentalität aus der Differenz der Temperatur im Sommer und Winter, 1966-1995, Angaben in °C.

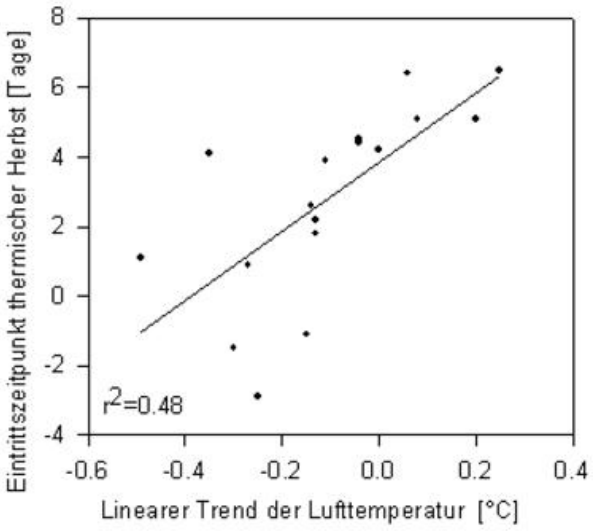


Abb. 3 Korrelation zwischen linearem Trend der Lufttemperatur des meteorologischen Herbstes und dem Eintrittszeitpunkt des thermisch definierten Herbstes von 32 deutschen Stationen für 1949-1985; eine Verspätung zählt positiv.

Die Temperaturtrends lassen sich direkt transformieren in Trends der Eintrittszeiten der einzelnen rein thermisch definierten Jahreszeiten (zur Methodik siehe Rapp und Schönwiese, 1994). Erwartungsgemäß hat sich in Deutschland der Eintritt des Frühlings verfrüht, gleichzeitig der Beginn des Herbstes verspätet (mit direkten Auswirkungen auf die Umwelt, siehe zum Beispiel Menzel, 2000). Dies ist identisch mit der Aussage, dass sich die Dauer der Jahreszeiten verändert hat. Fast überall in Deutschland sind der thermisch definierte Herbst und Winter kürzer geworden, örtlich um mehr als eine Woche.

Zwischen dem Trend der jahreszeitlich gemittelten Lufttemperatur und dem Eintrittstermin besteht eine vermutlich lineare Korrelation. Die Auswertung von 32 Stationen für den Eintrittszeitpunkt des thermisch definierten Herbstes, der entweder im September oder im Oktober, also innerhalb des meteorologischen Herbstes liegt, ergibt für die Zeit zwischen 1949 und 1985 die in Abb. 3 dargestellte Beziehung. Dass aus der Konstanz der Mitteltemperatur (Trend = 0) nicht ebenfalls eine Konstanz des Eintrittstermins folgt, liegt daran, dass sich der Eintrittstermin aufgrund der 60-tägigen Tiefpassfilterung an dem Temperaturniveau in unmittelbarer Nähe dieses Datums orientiert, und nicht an der mittleren Lufttemperatur während der drei Monate des meteorologischen Herbstes. Jede Änderung der Lufttemperatur im Herbst um 0,1°C ist aus klimatologischer Sicht verknüpft mit einer Verschiebung des Eintrittszeitpunktes um ca. 1 Tag.

Kombination von Niederschlags- und Lufttemperaturtrends

Die meteorologischen Elemente treten ursächlich voneinander nicht unabhängig auf, sondern stehen aufgrund der meteorologischen Grundgleichungen und anderer physiko-chemischen Gesetzmäßigkeiten in mehr oder weniger starker Beziehung zueinander. Dies gilt für die klimatologische Zeitskala gleichermaßen wie für die synoptische. Beispielsweise treten kalt-feuchte und warm-trockene Wetterepisoden eher im Sommer, kalt-trockene und warm-feuchte dagegen vermehrt im Winter auf. Ganz ähnliches gilt für die langfristigen Trends von Niederschlagshöhe und Lufttemperatur, deren kombiniertes Erscheinungsbild in Deutschland beschrieben werden soll.

Trends der thermisch-hygrischen Bedingungen

Für die Einteilung von Klimatypen dient u.a. die Unterscheidung zwischen ariden und humiden Verhältnissen. Im Idealfall ist bei ariden Gebieten (bzw. Zeiten) die Verdunstung größer, bei humiden der Niederschlag (Blüthgen und Weischet, 1980). Ein Humiditätsindex ist eine grobe Maßzahl für die Wasserbilanz eines bestimmten Gebietes, ohne Faktoren wie Boden, Abfluss, etc. zu berücksichtigen. Der Humiditätsindex nach Martonne i (aus dem Jahr 1926; siehe Blüthgen und Weischet, 1980) setzt die Komponenten mittlerer Jahresniederschlag N und Verdunstung miteinander in Beziehung, wobei er im Falle der Verdunstung eine grobe Näherung für die potentielle Evapotranspiration annimmt, wenn sie lediglich die Abhängigkeit von der Jahresmitteltemperatur T beschreibt:

$$i = \frac{\overline{N}\,[mm]}{\overline{T}\,[^{\circ}C] + 10} \quad .$$

Für die physiogeographische Trockengrenze Pencks (Penck, 1910) bzw. Köppens hat i definitionsgemäß den Wert 20, somit zeigen Indizes $i < 20$ aride und Indizes $i > 20$ humide Verhältnisse an.

Leitet man den Humiditätsindex nach Martonne gemäß o.g. Formel für die Felder der Jahresmitteltemperatur und des mittleren jährlichen Niederschlages ab, zeigt sich, dass die Ariditätsgrenze ($i = 20$) in Deutschland zwar nirgendwo erreicht, aber mit Werten unter 30 in Brandenburg, Sachsen-Anhalt und in Rheinhessen zumindest angenähert wird. In der Regel liegt der Martonne'sche Index in Deutschland zwischen 30 und 100, in den Alpen auch deutlich darüber. Zum Vergleich sei hinzugefügt, dass dieser Index in Athen 14, in London 28, in Hongkong 69 und in Bergen (Norwegen) 113 beträgt (abgeleitet aus Daten von Richter, 1983).

Aufgrund der signifikanten Zunahme der Jahresniederschlagshöhe (Kapitel 3), eine Zunahme, die den Temperatureinfluss auf den Martonne'schen Index übertrifft, ist das Klima im Laufe der letzten 100 Jahre mit Ausnahme des Ostens in fast ganz Deutschland humider geworden (Abb. 4, links). Der Index ist im Westen meist zwischen 2 und 8 Einheiten angestiegen, beispielsweise in Rheinhessen von ca. 27 auf 33 oder in Schleswig-Holstein von ca. 38 auf 42. Im Osten gibt es kaum Veränderungen.

Beschränkt man die Analyse allerdings auf die letzten drei Dezennien (1966-1995), ensteht ein anderes Bild (Abb. 4, rechts). Es erscheinen mehr Strukturen und die Tendenz zur Sommertrockenheit bei gleichzeitig ansteigenden Temperaturen führt auch auf Jahresebene zu einer leichten Zunahme der Aridität in vielen Teilen Deutschlands. Während vor allem im Norden und Westen Bereiche mit Zunahmen um maximal 5 zu sehen sind (Schleswig-Holstein, Westfalen, Eifel, Nordwest-Hessen, nördlicher Schwarzwald und Bayerischer Wald), sind schätzungsweise zwei Drittel der Bundesgebietes etwas arider geworden, was sicher die problematischere Klimaauswirkung darstellt. Die linearen Trends betragen bis zu –-8 (Sachsen, Hessen) oder mehr (Südbayern). Der Martonne'sche Index ist im niederschlagsreichen Sauerland von ca. 48 auf 52 gestiegen und gleichzeitig im nur 150 km entfernten Rhein-Main-Gebiet von ca. 42 auf 38 gesunken. Kritischer stellt sich die Situation in Brandenburg und Umgebung dar, zumal dort ohnedies die arideste Region Deutschlands anzutreffen ist. Nun kommt im Laufe der letzten Jahrzehnte eine tendenzielle zusätzliche Aridisierung hinzu, wozu das außergewöhnliche Trockenjahr 1992 mit beigetragen hat (Gierk und Jungfer, 1993).

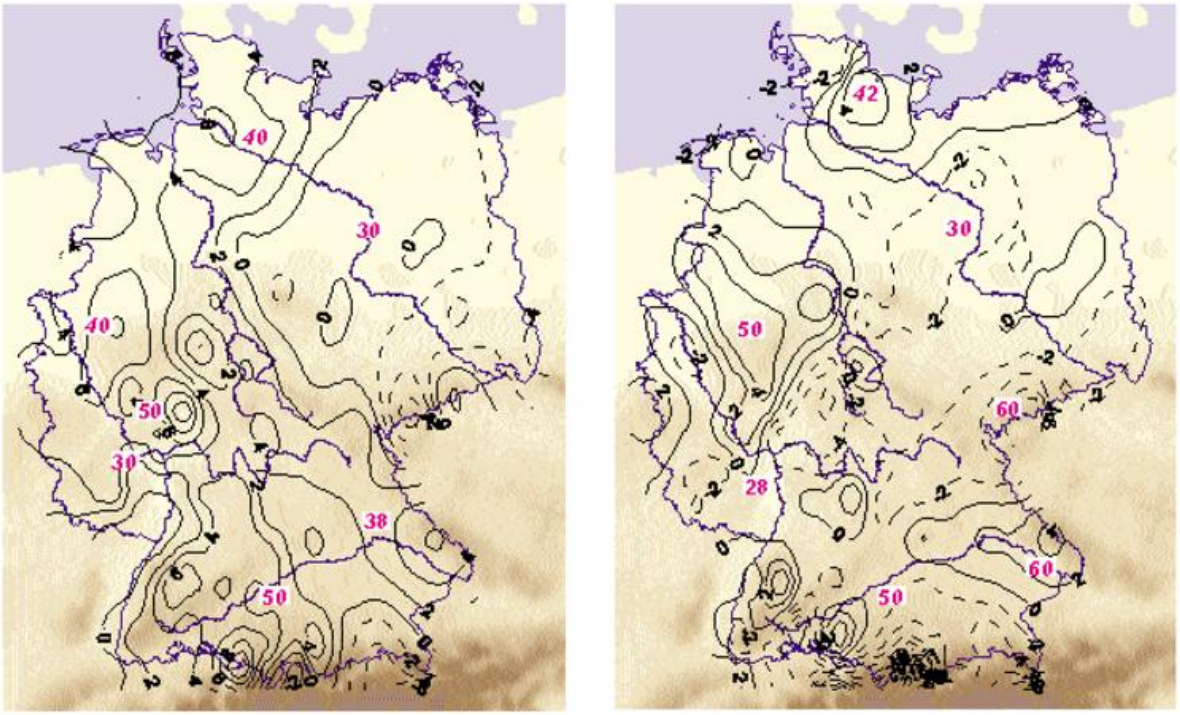


Abb. 4 Lineare Trends des Humiditätsindex nach Martonne für das Jahr, links: 1896-1995, rechts: 1966-1995. Ausgewählte Mittelwerte sind in Kästchen kursiv eingefügt. Humidere Verhältnisse im jeweiligen Analysezeitraum werden durch positive Werte (dünn ausgezogene Isolinien), aridere Verhältnisse durch negative Werte (gestrichelte Isolinien) angezeigt.

Synopsis aus Niederschlags- und Temperaturtrends

Die beschriebenen Niederschlags- und Temperaturtrends lassen sich für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland zusammenfassen, das heißt mitteln. Derartige Trends der Gebietsmittel stellen die arithmetischen Mittel der Trends an insgesamt 789 Gitterpunkten innerhalb Deutschlands im Abstand von 0.25° dar. Somit sind Niederschlags- und Temperaturtrends miteinander vergleichbar, da sie das gleiche Gebiet repräsentieren. Abb. 5 zeigt die linearen Trends beider Klimaelemente für das

Intervall 1966 bis 1995 und aufgeschlüsselt für die einzelnen Monate. Die Tab. 1 ergänzt diese Information um Zahlenwerte der Trends, aufgeschlüsselt nach Jahreszeiten, Halbjahre und das Kalenderjahr.

Dass im Winter bei hohen (niedrigen) Temperaturen hohe (geringe) Niederschlagsmengen zu erwarten sind, da milde Westwetterlagen langfristig den meisten Niederschlag liefern, ist offenkundig. Dagegen ist in den Sommermonaten bei großen (geringen) Regenmengen eher mit niedrigen (hohen) Temperaturen zu rechnen. Dieses im Winter gleich-, im Sommer gegensinnige Verhalten der Temperatur und des Niederschlags kann durch eine einfache Korrelation der Felder der Trends bestätigt werden (Rapp und Schönwiese, 1996). Im Sommer sind Temperatur- und Niederschlagstrend hochsignifikant antikorreliert, im Winter dagegen weniger deutlich korreliert. Gemäß Abb. 5 zählen die Monate Oktober bis März eindeutig zu den Wintermonaten, die Monate April bis August zu den Sommermonaten, der September ist aufgrund des fehlenden Temperaturtrends nicht einordenbar. Dies führt zu einer wichtigen, qualitativen Grundregel, die angewandt werden kann, falls zwar Temperaturtrends festgestellt werden, aber keine Niederschlagsdaten vorliegen (oder umgekehrt):

$$T_{Temp} \cdot T_{Prec} = \begin{cases} > 0 & \text{falls Wintermonate (Oktober – März)} \\ < 0 & \text{falls Sommermonate (April – August)} \end{cases}$$

wobei T_{Temp} die Temperaturtrends, T_{Prec} die Niederschlagstrends bedeuten.

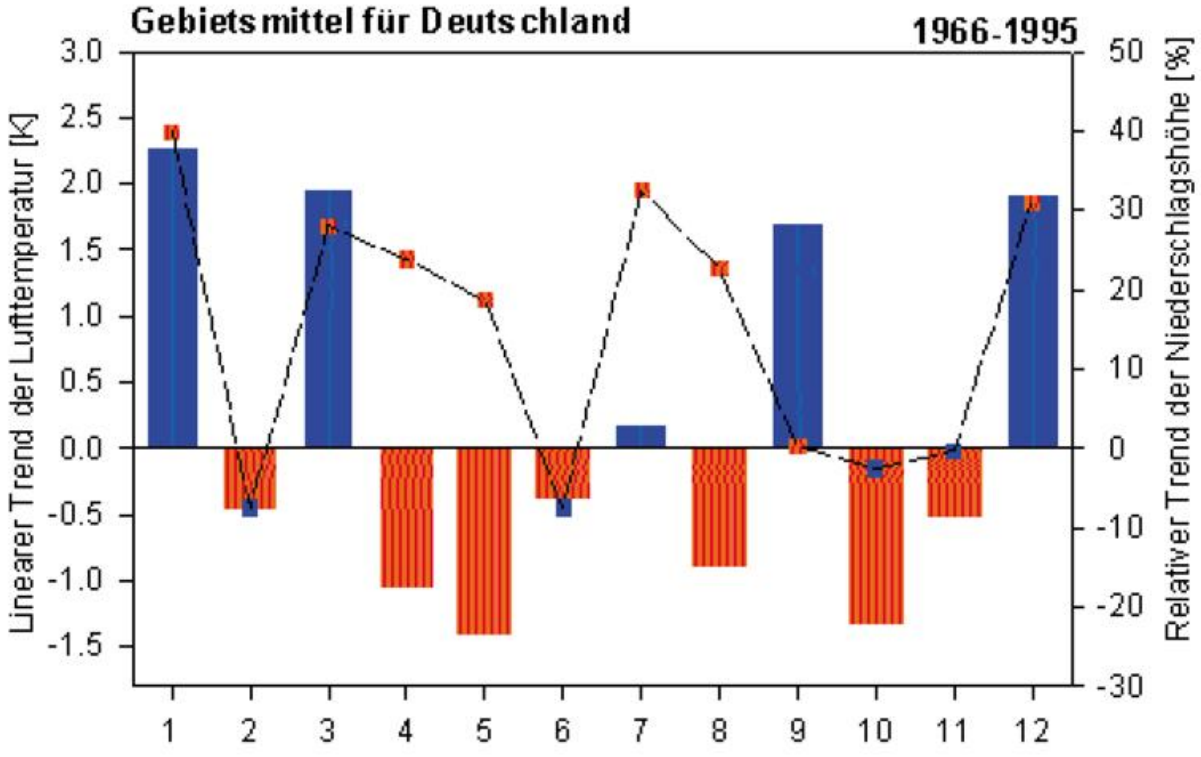


Abb. 5 Gebietsmittel der Trends der Niederschlagshöhe (Balken) und der Lufttemperatur (Symbole und gestrichelte Linie) für Deutschland, 1966-1995.

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Sommer-halbjahr	Winter-halbjahr	Jahr
Linearer Niederschlagstrend [% des Mittelwertes]							
1896-1995	8	-1	20	**21**	-0	**20**	**8**
1966-1995	-3	-7	0	26	-5	15	3
CLINO [mm]	*185*	*239*	*183*	*180*	*429*	*359*	*788*
Linearer Temperaturtrend [°C]							
1896-1995	**0.8**	**0.9**	**1.1**	0.5	-	-	**0.8**
1966-1995	**1.4**	1.0	-0.0	1.6	-	-	0.9
CLINO [°C]	*7.7*	*16.3*	*8.8*	*0.2*	-	-	*8.2*

Tab. 1 Gebietsmittel der Niederschlagstrends (in % des Mittelwertes) und der Temperaturtrends (in °C) in Deutschland. Statistisch signifikante Trends im Sinne der Trendkarten im Anhang 3 sind fett hervorgehoben. Zum Vergleich sind die Gebietsmittelwerte für die CLINO-Periode 1961-1990 (Deutscher Wetterdienst, 1999) kursiv hinzugefügt.

Fazit

Inzwischen gilt als gesichert, dass eine Reihe von Klimawirkungen schon beobachtet werden können. So hat der rezente Temperaturanstieg die Eintrittstermine der einzelnen Jahreszeiten verschoben (siehe auch Gerstengarbe und Werner, 1999) und dadurch das Vogelzug- und Vogelbrutverhalten modifiziert, was neuerdings eine Reihe interdisziplinärer Forschungsarbeiten bestätigten. Ein weiteres Beispiel: In den letzten Jahren bzw. Jahrzehnten scheint die Zahl und das Ausmaß extremer Wetterereignisse (vor allem Überschwemmungen und Stürme; Münchener Rück, 1999; in Mitteleuropa zugenommen zu haben. Die Hochwasser des Rheins (1993, 1995), der Oder (1997), in Mitteleuropa (1998) und im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee (1999), deuten auf eine Zunahme von Starkniederschlagsereignissen hin (vergleiche Caspary und Haeberli, 1999; siehe auch den Beitrag von Malitz über „Extremwertstatistische Auswertungen“ in diesem Heft), auch wenn noch weitere Faktoren, insbesondere Flächenversiegelungen oder Flussbegradigungen, zu den ungewöhnlich hohen Pegelständen beigetragen haben dürften.

Auch bei anderen Phänomenen bleibt meist unklar, welchen genauen Beitrag das Klima im Vergleich zu anderen Umweltfaktoren ausübt. Die Tatsache als solche ist indes meist unstrittig. Die Trendanalyse ist somit nicht nur ein probates Mittel, um rezente Änderungen des Klimas umfassend zu quantifizieren. Sie ist auch ein Instrument, den klimabedingten Einfluss auf Entwicklungen der belebten oder unbelebten Umwelt besser abschätzen zu können.

Literatur

Blüthgen J., Weischet W. (1980): Allgemeine Klimageographie. Walter de Gruyter, Berlin, 887.

Caspary H.J., Haeberli W. (1999): Klimaänderungen und die steigende Hochwassergefahr. In: Graßl H., Wetterwende, Campus-Verlag, Frankfurt am Main, 206-229.

Deutscher Wetterdienst (1999): Monatlicher Witterungsbericht für das Jahr 1998. Deutscher Wetterdienst, Offenbach.

Freydank E. (1996): pers. Mitt.

Gerstengarbe F.-W., Werner P.C. (1999): Estimation of the beginning and end of recurrent ecents within a climate regime. Clim. Res., 11, 97-107.

Gierk M., Jungfer E. (1993): Das Trockenjahr 1992 im Land Brandenburg. Studien und Tagungsberichte, Bd. 3, Landesumweltamt Brandenburg, Potsdam, 23.

Menzel A. (2000): Veränderungen der phänologischen Jahreszeiten. In: Klimastatusbericht des DWD 1999, Offenbach am Main.

Münchener Rück (1999): Naturkatastrophen in Deutschland. Schadenerfahrungen und Schadenpotentiale. Münchener Rückversicherungsgesellschaft, München, 99.

Penck A. (1910): Versuch einer Klimaklassifikation auf physiogeographischer Grundlage. In: Sitz.-Ber. Kgl. Preuß. Akademie der Wissenschaften Berlin, Phys.-Math. Kl. 12, 236-246.

Rapp J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 212, 145 S.

Rapp J., Schönwiese C.-D. (1996): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990. Frankf. Geowiss. Arb., Band B 5, 2. korr. Aufl., 255 S.

Rapp J., Schönwiese C.-D. (1994): "Thermische Jahreszeiten" als anschauliche Charakteristik klimatischer Trends. Meteorol. Z., N.F. 3, 2, 91-94.

Richter D. (1983): Taschenatlas Klimastationen. Höller und Zwick, Braunschweig, 180.

Sánchez Penzo S., Rapp J., Schönwiese C.-D., Luft G. (1998): Räumliche Strukturen aktueller Trends des Gesamt- und des Extremniederschlages in Baden-Württemberg. DGM, 42, 4, 157-163.

Klimatypänderungen in Deutschland im 20. Jahrhundert

P.C. Werner, F.-W. Gerstengarbe, H. Österle

Zusammenfassung

Vorgestellt wird eine objektive Klimaeinteilung Deutschlands basierend auf einer erweiterten nicht-hierarchischen Clusteranalyse. Unter Verwendung von Temperatur- und Niederschlagsparametern werden sowohl das mittlere Klima des letzten Jahrhunderts als auch dessen zeitliche und räumliche Veränderungen dargestellt.

Einleitung

Um Klimaänderungen in einer Region nachzuweisen, bietet es sich an, dies auf der Basis einer Klimaklassifikation vorzunehmen. Dazu ist die Klassifikation selbst zu definieren, das Untersuchungsgebiet entsprechend dieser Klassifikation einzuteilen und die zeitliche Änderung in der räumlichen Struktur der Klimatypen zu bestimmen. Zwei Vorgehensweisen sind möglich:

- Zum einen kann man Schwellenwerte ausgewählter meteorologischer Größen festlegen, die einen bestimmten Klimatyp charakterisieren und dann anhand der Beobachtungsdaten Gebiete, die diesen Typ ausweisen, abgrenzen. Als typisches Beispiel sei hier die Klimaeinteilung nach Köppen (1936) genannt.

- Zum andern kann man mittels eines multivariaten statistischen Verfahrens Gebiete gleicher Struktur zusammenfassen und im statistischen Sinn voneinander trennen, muß danach allerdings noch die meteorologischen Charakteristika dieser Muster (Klimatypen) bestimmen.

Da die Köppen'sche Einteilung für eine detaillierte Untersuchung der Klimaänderungen in Deutschland zu grob ist und außerdem die Vorgabe von Schwellenwerten subjektiven Charakter trägt, wurde für die folgenden Untersuchungen der zweite Ansatz gewählt.

Methodik und Daten

Für die Klimaeinteilung Deutschlands wurde eine weiterentwickelte nicht-hierarchische Clusteranalyse verwendet (Gerstengarbe et al., 1999), die es ermöglicht, Cluster statistisch gesichert voneinander zu trennen und gleichzeitig die Anzahl der Cluster zu optimieren.

Folgende Rechenschritte waren notwendig:

1. Bestimmung der klimarelevanten Parameter für die Clusteranalyse
2. Durchführung der Clusteranalyse für den Gesamtzeitraum
3. Berechnung der optimalen Länge für die Teilzeiträume

4. Anwendung der Fenstertechnik (gleitendes Verschieben der Teilzeiträume)
5. Klimatypeinteilung für die Teilzeiträume auf der Basis der Einteilung des Gesamtzeitraumes unter Verwendung eine Distanzmaßes
6. Darstellung des Änderungsverhaltens der Klimatypen von Teilzeitschritt zu Teilzeitschritt
7. Bestimmung der für den Klimatypwechsel verantwortlichen Anteile der verwendeten meteorologischen Größen

Die Untersuchung wurde auf der Basis von Jahres- und Monatswerten der meteorologischen Größen Lufttemperatur und Niederschlag durchgeführt. Es standen Daten des Deutschen Wetterdienstes von ca. 100 Stationen für die Temperatur und ca. 800 für den Niederschlag über den Zeitraum 1901-1998 zur Verfügung, die auf ein Gitter von 0.25° x 0.25° interpoliert wurden (ausschließlich der Alpen).

Auf dieser Basis wurden folgende Parameter für die Clusterung bestimmt (1. Rechenschritt):

Lufttemperatur	- Jahresmittel, Sommermittel, Wintermittel, Jahresamplitude
Niederschlag	- Jahressumme, Sommersumme, Wintersumme

und die Clusterung (2. Rechenschritt) auf der Basis dieser 7 Parameter für den Gesamtzeitraum durchgeführt.

Die optimale Länge für die Teilzeiträume wurde mit 15 Jahren ermittelt (3. Rechenschritt) und die Verschiebungsschrittlänge mit einem Jahr festgelegt (4. Rechenschritt). Im 5. Rechenschritt wurde die euklidische Distanz als Bezugsmaß verwendet.

Im 6. Rechenschritt wurde die Klimaänderung bewertet. Dies geschah zum einen durch eine Quantifizierung der Trenngüte (s. Beschreibung des Cluster-Verfahrens) zwischen den einzelnen Klimatypen, zwischen denen ein Wechsel stattgefunden hat. Zum anderen wurden die Flächenanteile für jeden Klimatyp und Teilzeitraum bestimmt und in ihrer zeitlichen Entwicklung dargestellt.

Zum Abschluß (7. Rechenschritt) wurde anhand der Distanzmaße der einzelnen Parameter bestimmt, wie groß deren Einfluß jeweils auf den Klimatypwechsel war.

Klimatyp	Temperatur				Niederschlag		
	Jahresmittel	Sommermittel	Wintermittel	Jahresamplitude	Jahressumme	Sommersumme	Wintersumme
1	Sehr kalt	Kalt	Sehr kalt	Hoch	Gemäßigt	Feucht	Gemäßigt
2	Kalt	Kalt	Gemäßigt	Niedrig	Feucht	Feucht	Feucht
3	Kalt	Kühl	Kalt	Sehr hoch	Trocken	Trocken	Sehr trocken
4	Kühl	Kühl	Gemäßigt	Mittel	Trocken	Trocken	Trocken
5	Kühl	Kühl	Kalt	Hoch	Gemäßigt	Feucht	Gemäßigt
6	Kühl	Kühl	Kalt	Hoch	Sehr feucht	Sehr feucht	Gemäßigt
7	Gemäßigt	Warm	Mild	Mittel	Sehr trocken	Sehr trocken	Sehr trocken
8	Gemäßigt	Warm	Gemäßigt	Hoch	Trocken	Gemäßigt	Trocken
9	Warm	Warm	Mild	Niedrig	Trocken	Trocken	Trocken
10	Warm	Sehr warm	Mild	Hoch	Sehr trocken	Sehr trocken	Sehr trocken
11	Warm	Warm	Mild	Mittel	Gemäßigt	Gemäßigt	Gemäßigt
12	Sehr warm	Sehr warm	Mild	Mittel	Sehr feucht	Sehr feucht	Sehr feucht
13	Sehr warm	Warm	Sehr mild	Sehr niedrig	Trocken	Trocken	Trocken

Legende:
Temperatur (°C)

Jahresmittel	Sehr kalt < 6.0	Kalt < 7.0	Kühl < 8.0	Gemäßigt < 8.5	Warm < 9.0	Sehr warm >= 9.0
Sommermittel	Kalt < 15.0	Kühl < 16.0	Warm < 17.0	Sehr warm >= 17.0		
Wintermittel	Sehr kalt < -2.0	Kalt < -1.0	Gemäßigt < 0.0	Mild < 2.0	Sehr mild >= 2.0	
Jahresamplitude	Sehr niedrig < 16.0	Niedrig < 17.0	Mittel < 18.0	Hoch < 19.0	Sehr hoch >= 19.0	

Niederschlag (mm)

Jahressumme	Sehr trocken < 600	Trocken < 800	Gemäßigt < 1100	Feucht < 1300	Sehr feucht >= 1300
Sommersumme	Sehr trocken < 200	Trocken < 250	Gemäßigt < 300	Feucht < 400	Sehr feucht >= 400
Wintersumme	Sehr trocken < 150	Trocken < 200	Gemäßigt < 300	Feucht < 400	Sehr feucht >= 400

Tab. 1 Charakterisierung der Klimatypen nach den Bezugsparametern Ergebnisse.

Die optimale Clusterung ergab für den Gesamtzeitraum 13 Klimatypen, die entsprechend der Tabelle 1 charakterisiert wurden.

Die räumliche Verteilung dieser Klimatypen ist in Abb.1 dargestellt. Man erkennt, dass sich die starke orographische Gliederung des deutschen Mittelgebirgsraumes in der Verteilung der Klimatypen widerspiegelt. Dagegen weist das norddeutsche Binnentiefland größere Gebiete einheitlicher Klimastruktur auf.

Aus Gründen der Übersicht ist es hier nicht möglich, die Klimatypverteilung, die beim Einsatz der Fenstertechnik für jeden Zeitschritt entsteht, darzustellen. Deshalb sind in den Abbildungen 2 und 3 jeweils nur der Zeitraum 1901/15 bzw. 1984/98 dargestellt (Die gesamte Entwicklung kann von der beigefügten CD abgerufen werden). Beim Vergleich beider Zeiträume erkennt man deutliche Unterschiede in der räumlichen Verteilung der einzelnen Klimatypen.

Abbildung 4 zeigt die Gebiete mit Klimatypwechseln, wobei deren Intensität durch eine entsprechende Farbgebung definiert ist. Man erkennt, dass insgesamt bis zu 4 Klimatypwechsel im Gesamtzeitraum aufgetreten sind, wobei der Südwesten Deutschlands die stärksten Änderungen aufweist.

An drei ausgewählten Orten in Deutschland (s. g in den Abbildungen 1-5) wird der Wechsel der Klimatypen demonstriert:

1. Punkt 1 (52.50°N/7.25°E)
   Übergang von Klimatyp 9 zu Klimatyp 13
   In dieser Region ist für beide meteorologische Größen (Temperatur und Niederschlag) ein starker positiver Trend zu beobachten. Bei der Temperatur unterscheiden sich der Mittelwert der ersten 15 Jahre um 1 Grad von dem des Zeitraums 1984/98, beim Niederschlag beträgt der Anstieg ca. 120 mm in der Jahressumme.

   Dominiert wird dieser Klimatypwechsel durch die Temperaturänderung, da bei allen Temperaturparametern die relative Änderung größer als bei den Niederschlagsparametern ist. (s. Abb. 5).

2. Punkt 2 (48.00°N/8.50°E)
   In diesem Gebiet ist ein Wechsel von Klimatyp 3 zu Klimatyp 2 zu beobachten. Dabei unterscheiden sich die Jahresmitteltemperatur der beiden Vergleichszeiträume um ca. 1°C. Trotz dieses starken Anstiegs, der für diesen Parameter einen Wechsel von kalt nach kühl hervorrufen würde, ist im wesentlichen der Niederschlagsanstieg um ca. 400 mm! im Jahresmittel für den Wechsel vom Klimatyp 3 zum Klimatyp 2 verantwortlich (s. Abb. 5).

3. Punkt 3 (51.25°N/13.25°E)
   Im Gebiet um diesen Punkt ist ein Anstieg der Temperatur (+0.9 K) zu beobachten, gekoppelt mit einem gleichzeitigen Rückgang des Niederschlags (—100 mm). Da die Änderungen der Temperatur- und Niederschlagsparameter, relativ gesehen, in der gleichen Größenordnung liegen, ist nur eine schwache Dominanz des Niederschlags zu verzeichnen (s. Abb. 5).

Allgemein kann man feststellen, dass zwischen 1901/15 und 1984/98 auf ca. 25% der Gesamtfläche von Deutschland ein Klimatypwechsel stattgefunden hat (Abb. 4), allerdings mit unterschiedlicher Intensität und geographischer Verteilung.

In den meisten Fällen sind diese Wechsel temperaturdominiert, was konform geht mit der allgemein in diesem Jahrhundert beobachteten Erwärmung. Der Niederschlagseinfluß bezüglich der Klimatypwechsel ist im Südwesten Deutschlands am deutlichsten ausgeprägt. Dieser Einfluß beruht im wesentlichen auf der Verstärkung der Westwindzirkulation in den Wintermonaten im Untersuchungszeitraum (Werner et al., 2000).

Zum Abschluß sollen noch an zwei Klimatypen die flächenmäßigen Änderungen veranschaulicht werden:

Die zeitliche Änderung der Fläche des Typs 9 ist in Abbildung 6a dargestellt. Im Zeitraum zwischen 1901/15 und 1948/62 nimmt dieser Klimatyp im Mittel etwa 60.000 km² ein. Zwischen 1949/63 und 1962/76 steigt dieser Wert auf ca.100.000 km² an, um dann bis Anfang der 70er Jahre auf einen Mittelwert um 25000 km² abzusinken. Seit diesem Zeitpunkt gibt es keine markanten Änderungen mehr. Im wesentlichen verliert dieser Klimatyp dabei im Westen Fläche an den Typ 13 (aufgrund des Temperaturanstiegs) und im Osten an den Typ 7 (Niederschlagsrückgang).

Ein fast inversen Verlauf weist die Entwicklung des Klimatyps 10 auf (Abb. 6b): 1. Periode –- stabiler Flächenanteil um 50.000 km²; 2. Periode –- Rückgang der Fläche auf etwa 30.000 km²; 3. Periode –- Flächenzunahme auf ca. 75.000 km². Die letzte Flächenzunahme wird verursacht durch einen Übergang des Klimatyps 7 in den Typ 10 hervorgerufen besonders durch einen Anstieg der Sommertemperaturen, d.h. einer Verstärkung der Jahresamplitude.

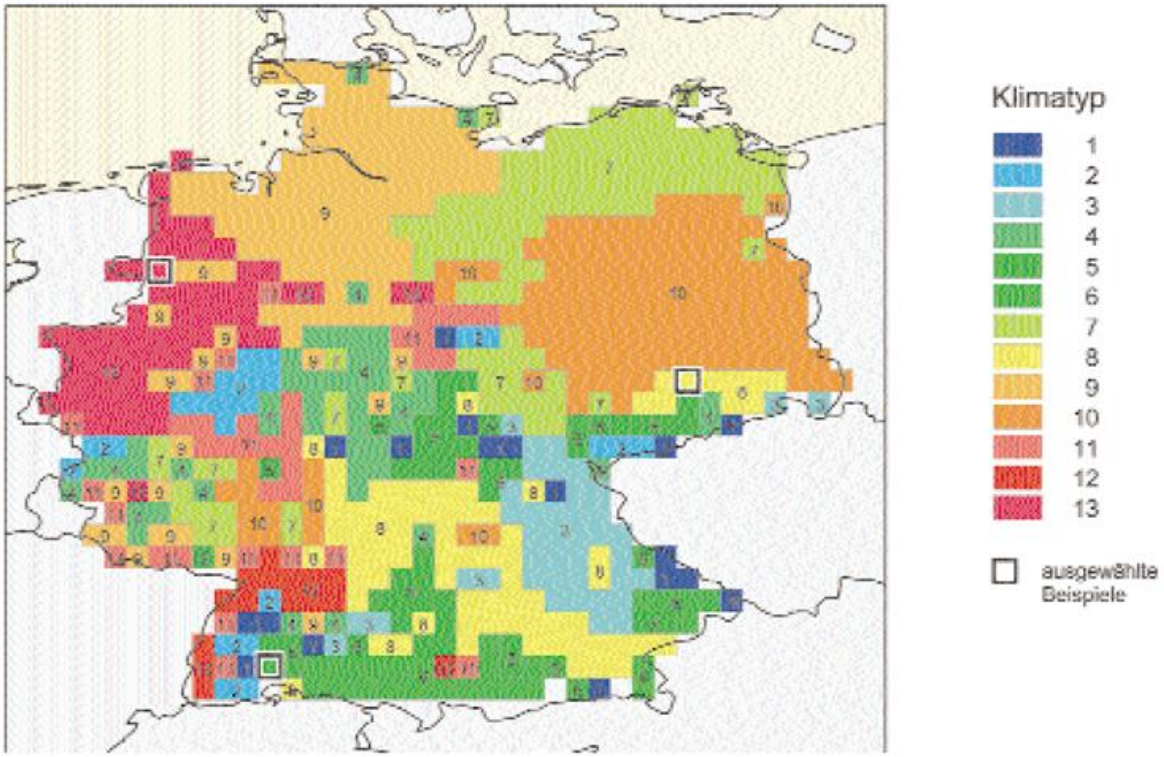


Abb. 1 Klimaeinteilung Deutschland 1901/98.

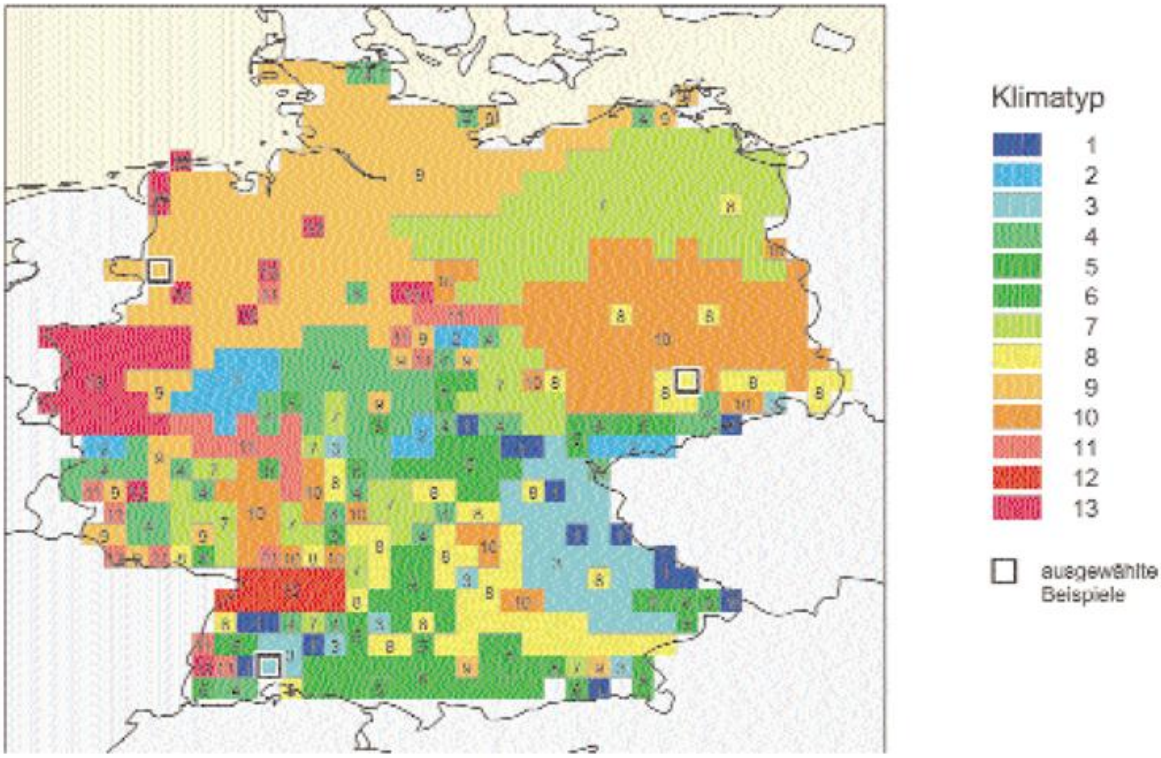


Abb. 2 Klimaeinteilung Deutschland 1901/15.

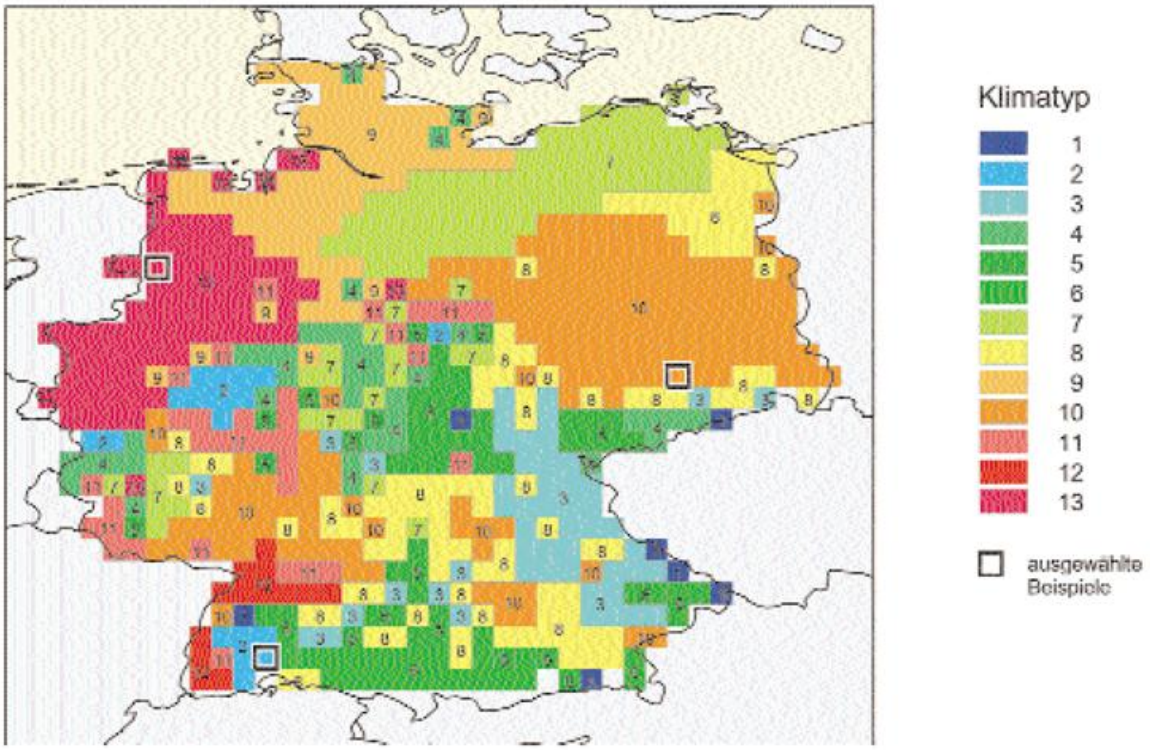


Abb. 3 Klimaeinteilung Deutschland 1984/98.

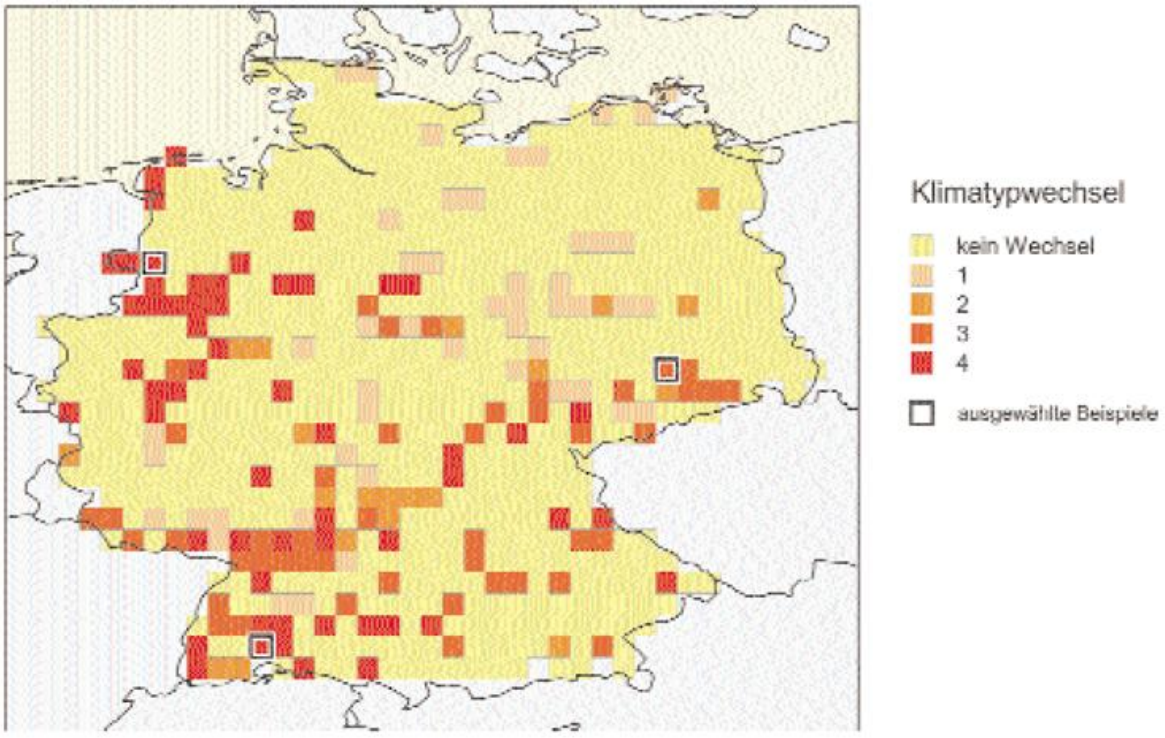


Abb. 4 Klimaänderung Deutschland zwischen 1901/15 und 1984/98.

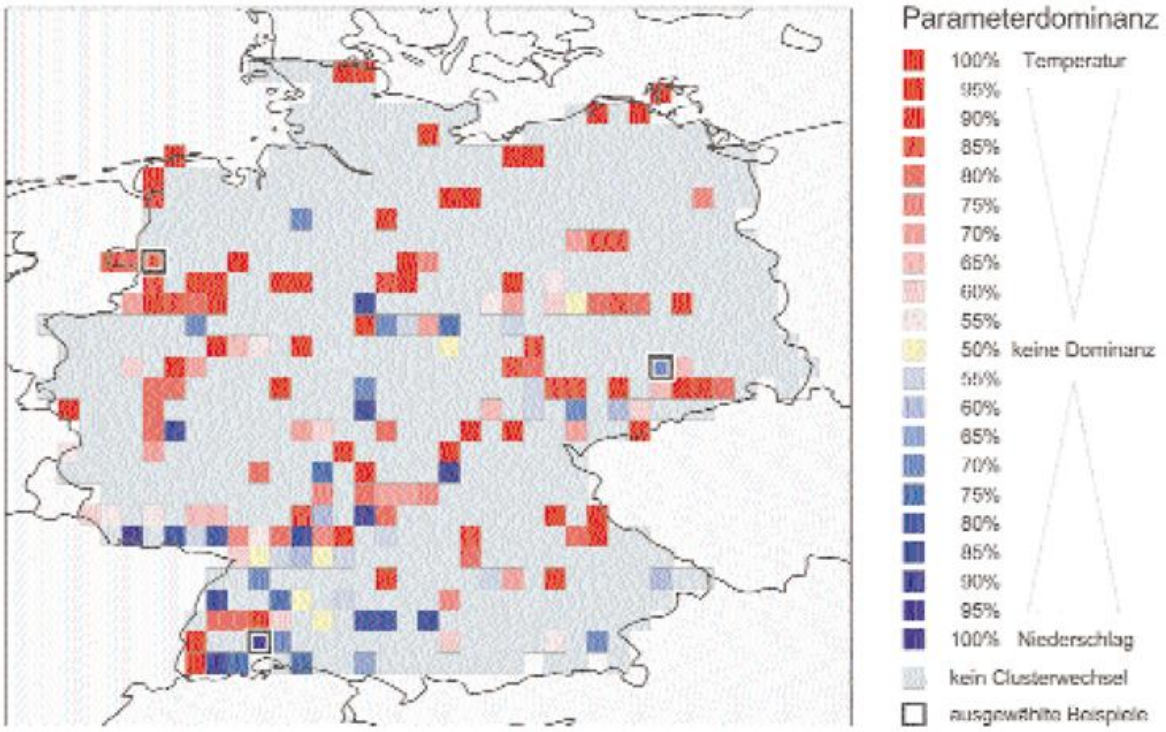


Abb. 5 Klimaänderung Deutschland zwischen 1901/15 und 1984/98.

Clusteranalyse

Die Clusteranalyse gehört zur Gruppe der multivariaten statistischen Verfahren, mit denen durch mehrere Parameter beschriebene Zustände quantifiziert werden. Ziel der Clusteranalyse ist es, Muster gleicher Parameterstruktur zu erkennen und statistisch signifikant voneinander zu trennen. Man unterscheidet hierarchische und nicht-hierarchische Verfahren. Bei den hierarchischen Verfahren wird sukzessive die Clusteranzahl von 1 nach n erhöht bzw. umgekehrt von n nach 1 verringert. Man erhält auf diese Art und Weise ein sogenanntes Dendrogramm, aus dem die Ebene der optimal getrennten Cluster herauszusuchen ist. Vorteil dieser Verfahren ist, dass die Clusteranzahl nicht von vornherein bekannt sein muß. Von Nachteil ist, dass zum einen Clusterfehlbesetzungen beim Übergang von einer Ebene des Dendrogramms in die nächste nicht korrigiert werden können, zum anderen die Signifikanz der Clustertrennung nicht angegeben werden kann.
Bei den nicht-hierarchischen Verfahren werden bei vorgegebener Clusteranzahl die Parameterkombinationen solange zwischen den Clustern ausgetauscht, bis eine Trennung erreicht ist. Ursprünglich wurde diese Trennung, die allerdings statistisch nicht gesichert war, durch Minimierung einer Zielfunktion erreicht. In der erweiterten nicht-hierarchischen Clusteranalyse (Gerstengarbe et al., 1999) werden die Cluster statistisch signifikant voneinander getrennt. Bei diesem iterativen Verfahren wird die vorzugegebende Clusteranzahl so modifiziert, dass man letztlich die Anzahl erhält, bei der die Muster optimal voneinander getrennt sind.

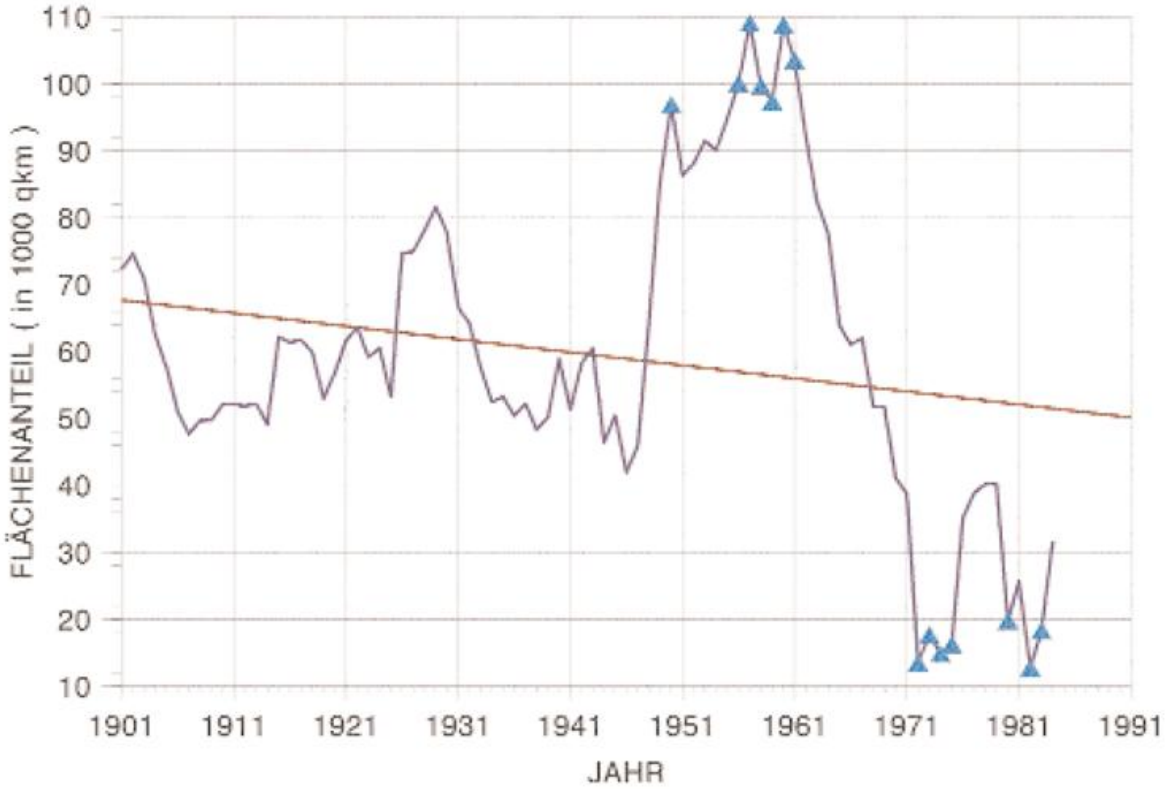
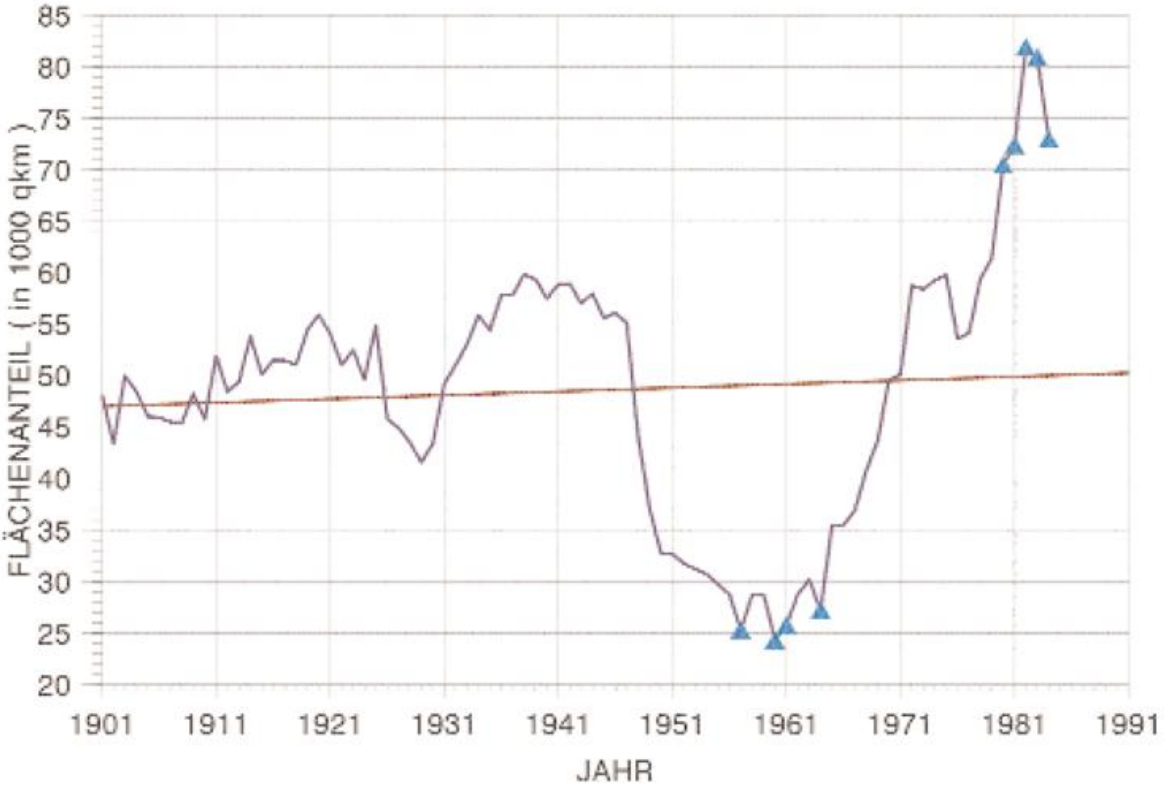


Abb. 6a Flächenanteil des Klimatyps 9 für Deutschland, 1901-1998, 15jährige Intervalle, Dreiecke: Ausreisser (90%).

Abb. 6b Flächenanteil des Klimatyps 10 für Deutschland, 1901-1998, 15jährige Intervalle, Dreiecke:



Ausreisser (90%).

Schlussfolgerungen

Mit Hilfe der vorgeschlagenen Methode war es möglich, ein detailiertes Bild der Klimastruktur Deutschlands aufzubauen und hinsichtlich ihrer zeitlichen und räumlichen Veränderungen zu beschreiben. Es konnte gezeigt werden, dass es im letzten Jahrhundert signifikante Klimatypänderungen gab, die im wesentlichen durch den beobachteten Temperaturanstieg bzw. durch die damit verbundenen Zirkulationsänderun-gen (= Änderung des Niederschlagsverhaltens) hervorgerufen wurden.

Literatur

Gerstengarbe, F.-W., Werner, P.C., Fraedrich, K., (1999) : Applying non-hierarchical cluster analysis algorithms to climate classification: Some problems and their solution. Theor. Appl. Climatol., 64, 3-4, 143-150

Köppen, W., (1936) : Das geographische System der Klimate.In: W. Köppen, R. Geiger, Handbuch der Klimatologie, Bd. 1, Teil C, Berlin

Werner, P.C., Gerstengarbe, F.-W., Fraedrich, K., Oesterle, H., (2000) : Recent climate change in the North Atlantic/European sector. Int. J. Climatol., 20, 463-471

Die mittleren klimatischen Bedingungen Teil (V) Phänologie und ihre Bedeutung für die Klimaüberwachung

G. Müller-Westermeier

Der Deutsche Wetterdienst (DWD) mit seinen Vorläuferorganisationen betreibt seit nunmehr über 50 Jahren ein dichtes Netz von phänologischen Beobachtungen. Einzelne Stationsreihen reichen bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts zurück. Ab 1936 wurde vom Reichswetterdienst aufbauend auf verschiedenen regionalen Messnetzen ein einheitliches phänologisches Beobachtungsnetz unterhalten, das bis zu 7000 Beobachter umfasste.

Zur Zeit besteht das Netz aus etwa 1600 Beobachtern, teilweise waren im Messnetz des DWD bis zu 2600 Beobachter aktiv. Dabei werden jeweils in einem möglichst einheitlichen Gebiet, das 5 km weit reichen kann, bis zu 167 Phasen an 48 verschiedenen Pflanzenarten (30 Wildpflanzen, 9 landwirtschaftliche Kulturen, 6 Obstarten und 2 Weinsorten) beobachtet.

Die Beobachter tragen ihre Beobachtungen in Meldebögen ein, die einmal jährlich im Spätherbst zum DWD geschickt und dort digitalisiert werden.

Etwa 400 Sofortmelder leiten die Beobachtung einzelner Phasen per Postkarte an die Zentrale weiter, so dass die Informationen im günstigen Fall schon nach einem Tag für Auskünfte, zur Bewertung des pflanzlichen Entwicklungsstandes sowie für Rückschlüsse auf den Witterungsverlauf zur Verfügung stehen.

Mit diesen Sofortmeldedaten wurden bisher Karten phänologischer Phasen erstellt und im KSB veröffentlicht. Die räumliche Auflösung dieser Karten war jedoch auf Grund der wenigen Beobachtungsdaten relativ gering, so dass die Kartenerstellung nun auf die Daten aller Beobachter umgestellt wurde.

Dabei ist zu beachten, dass die Vorschriften für die Beobachtungen der Sofortmelder und für die anderen phänologischen Stationen nicht gleich sind. Während die Sofortmelder in der Regel das erste Auftreten einer Phase in ihrem Beobachtungsgebiet melden, sollen die Jahresmelder möglichst jedes Jahr am gleichen Standort und an derselben Pflanze beobachten, wann die entsprechende Phase auftritt. Die gemeldeten Termine einer Phase liegen daher bei den Sofortmeldern oft etwas vor den Terminen der anderen Meldeart.

Zugleich sollen auch Karten des mittleren Eintrittstermins einzelner phänologischer Phasen im internationalen klimatologischen Referenzzeitraum 1961-90 erstellt werden, so dass die Darstellung von Abweichungen der Pflanzenentwicklung in einzelnen Jahren vom mittleren jahreszeitlichen Verlauf möglich wird.

Für die Erstellung der Karten wird das gleiche Verfahren wie für Karten der klimatologischen Grundgrößen Temperatur, Niederschlag und Sonnenschein benutzt, wobei mit Hilfe räumlich variabler Regressionen zwischen dem darzustellenden Parameter und der Topographie die Werte aller Stationen auf ein gemeinsames Bezugsniveau

reduziert, die reduzierten Werte interpoliert und das entstehende Rasterfeld mittels des Felds der Regressionskoeffizienten sowie eines Topographiefelds auf die Bedingungen des realen Reliefs zurückgerechnet werden.

Folgende 4 Phasen werden künftig im KSB dargestellt werden:

- Beginn der Schneeglöckchenblüte
- Beginn der Apfelblüte
- Beginn des Ährenschiebens des Winterweizens
- Erste reife Früchte der Rosskastanie fallen

Während die ersten beiden Phasen die Entwicklung im Frühling (Vorfrühling und Beginn des Vollfrühlings) charakterisieren, zeigen das Ährenschieben des Winterweizens den Beginn des Frühsommers und der Fruchtfall der Rosskastanie den Frühherbst an.

In Abb. 1-4 sind die mittleren Eintrittstermine dieser Phasen dargestellt.

Die beiden Frühlingsphasen zeigen eine starke Abhängigkeit von der Temperatur und damit auch von der Topographie, während in den Tiefländern eine deutliche Verzögerung des Phaseneintritts von Süd nach Nord festzustellen ist.

Bei der Schneeglöckchenblüte zeigt sich außerdem eine starke räumliche Streuung der gemeldeten Termine. Dies beruht offenbar auf kleinklimatischen Besonderheiten der beobachteten Standorte, die sich im Winter besonders deutlich ausprägen können.

Bei den beiden Sommer- bzw. Herbstphasen findet man hingegen keine deutlichen Beziehungen zur Topographie.

Rasterfelder der phänologischen Phasen können für alle einzelnen Jahre seit 1961, für Westdeutschland sogar ab 1951, erstellt werden. Die daraus berechneten Gebietsmittel lassen sich zu Zeitreihen zusammenstellen. Abb. 5 zeigt beispielhaft die Zeitreihe des Eintrittstermins der Apfelblüte für die alten Bundesländer.

Man erkennt eine signifikante Verfrühung dieser wie auch der meisten anderen phänologischen Frühlingsphasen während des letzten halben Jahrhunderts, die gut den Anstieg der Temperaturen in Deutschland in diesem Zeitraum widerspiegelt.

Bei den Herbstphasen findet sich hingegen kein wesentlicher Trend.

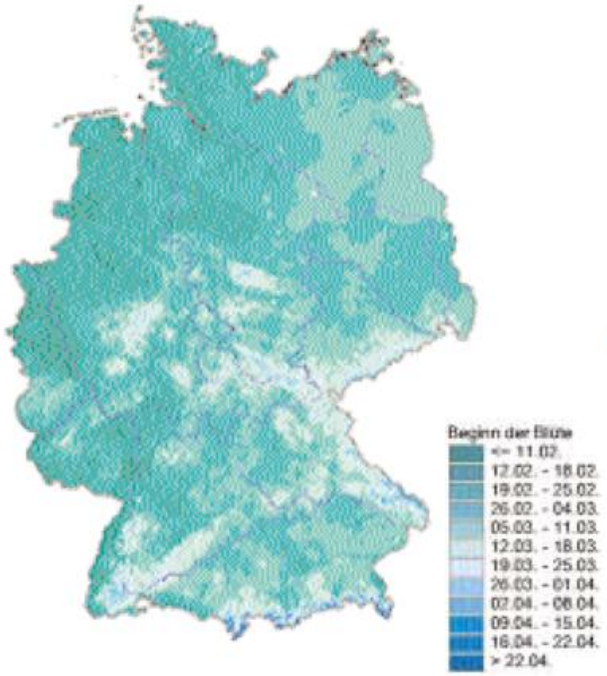


Abb. 1 Beginn der Schneeglöckchenblüte. Bezugszeitraum 1961-1990

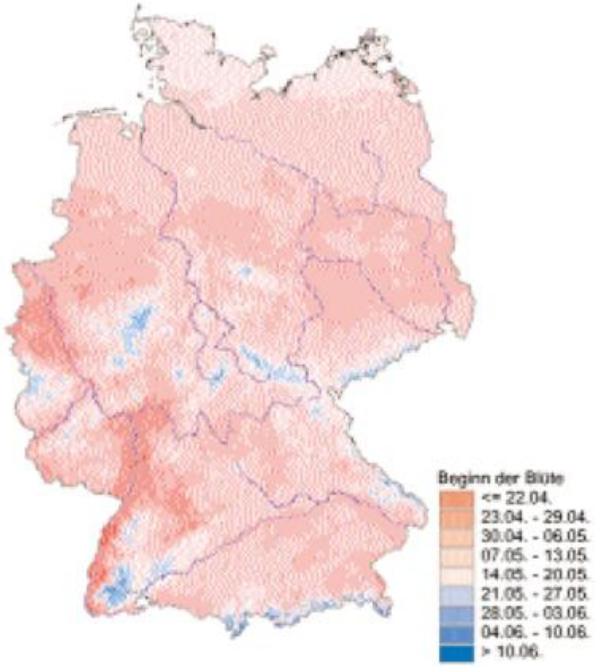


Abb. 2 Beginn der Apfelblüte. Bezugszeitraum 1961-1990

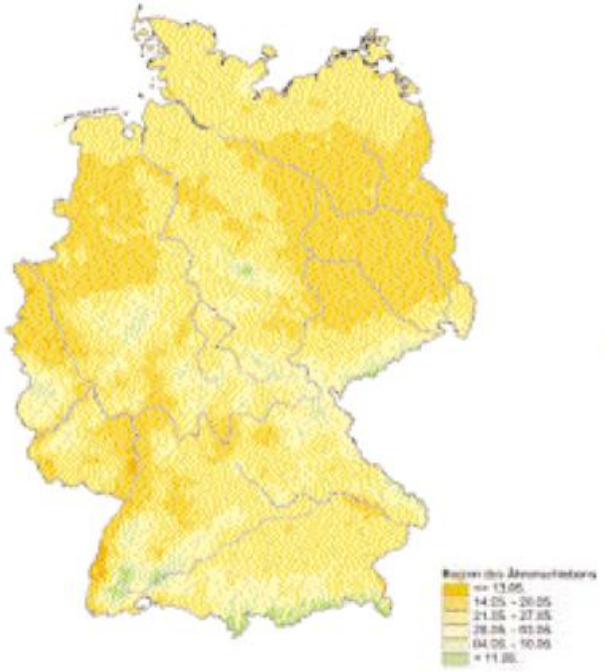


Abb. 3 Beginn des Ähreschiebens des Winterweizens. Bezugszeitraum 1961-1990

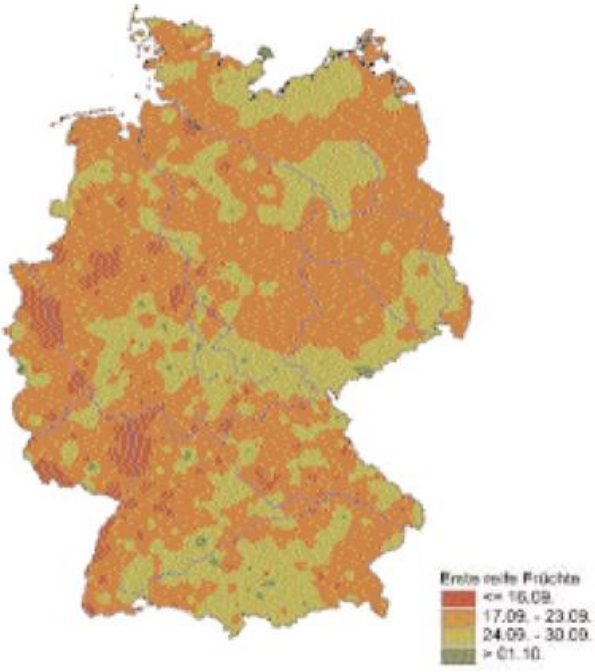


Abb. 4 Erste reife Früchte der Rosskastanie fallen. Bezugszeitraum 1961-1990



Abb. 5 Beginn der Apfelblüte.
Gebietsmittel von Deutschland

Die Entwicklung der Sturmhäufigkeit in der Deutschen Bucht zwischen 1879 und 2000

H. Schmidt

Einführung

Klimatrends, auch als Folge menschlicher Eingriffe in die Natur, werden in neuerer Zeit eingehend diskutiert, oftmals vor allem in Verbindung mit numerischen Simulationen. Es erscheint daher notwendig, möglichst lange Reihen empirischer Daten zur Verifikation bereitzustellen. Hier wird eine 122-jährige Reihe des geostrophischen Windes für die Deutsche Bucht präsentiert, die aus täglich drei Beobachtungen des Luftdrucks von drei im Dreieck mit einer Seitenlänge von 250-300 km angeordneten Stationen berechnet wurde.

Der bodennahe Wind ist eine problematische klimatologische Größe. Einerseits ist er sicherlich ein Maß für die generelle atmosphärische Bewegung. Andererseits aber werden Windmesswerte in Bodennähe stark durch lokale Gegebenheiten beeinflusst, nämlich durch die aerodynamische Rauigkeit der Umgebung und durch Strömungshindernisse im Nahfeld. Beide Umfeldeigenschaften weisen häufig sprunghafte, durch den Menschen verursachte Änderungen auf. Die natürlichen Änderungen verlaufen dagegen meist allmählich. Zusätzlich ändert sich der Wind stark mit der Höhe über Grund und schließlich wirken sich auch unterschiedliche Messverfahren auf die Windwerte aus.

Selbst bei idealer Dokumentationslage können die genannten Einflüsse auf die Windmesswerte nur in recht grober Weise reduziert werden. Meist liegen aber nur die Messwerte selbst vor, die dann eine Fülle unbekannter und nicht reduzierbarer Sprünge und sporadischer Trends enthalten. Es wird kaum eine annähernd homogene Reihe von Windmessungen geben, die länger ist als etwa 30 Jahre.

Wir sind daher zur Darstellung der Windverhältnisse des vergangenen Jahrhunderts auf den bodennahen geostrophischen Wind übergegangen. Er ist dem horizontalen Gradienten des Luftdrucks in Meereshöhe proportional und ist damit ebenfalls ein Maß für die atmosphärische Bewegung. Der reale Wind ist durch die Reibung der Atmosphäre an der Erdoberfläche systematisch geringer als der geostrophische.

Im Gegensatz zum Wind kann der Luftdruck relativ unproblematisch gemessen werden. Das Messverfahren mit Quecksilber-Stationsbarometern ist bis heute weitgehend unverändert geblieben. Nach erfolgter Temperatur- und Schwerekorrektion hängt der Luftdruck im wesentlichen nur noch von der Höhe über dem Meer ab, die üblicherweise gut dokumentiert ist. Aber auch beim Luftdruck macht sich die menschliche Unrast bemerkbar. Nirgendwo an der Deutschen Bucht wurde der Luftdruck kontinuierlich über das Jahrhundert am gleichen Ort gemessen. Die Barometerhöhen wechselten noch viel öfter als die Orte.

Die Daten

Für diese Untersuchung wurden Luftdruckdaten von Stationen aufbereitet, die im Bereich der Deutschen Bucht ein nahezu gleichseitiges Dreieck von 250-300 km Seitenlänge bilden. Die Luftdruckdaten der drei Eckpunkte beschreiben zu einem Beobachtungstermin eine geneigte Ebene. Diese Fläche erster Ordnung kann als lokale Näherungslösung für das tatsächliche Luftdruckfeld zum Termin betrachtet werden. Aus dem Gradienten der Fläche lässt sich der geostrophische Wind nach den bekannten Beziehungen direkt berechnen. Die so abgeleiteten Windwerte werden alle größerskaligen Phänomene richtig wiedergeben. Kleinräumige Undulationen des Druckfeldes oder geschlossene Isobaren und damit auch entsprechende Eigenschaften des Windfeldes werden durch dieses Verfahren jedoch ausgefiltert.

Die verwendeten Stationen sind in der Abb. 1 dargestellt. An jedem der drei Eckpunkte waren durch die Datenlage im Laufe der Jahre einige Stationswechsel erforderlich. Das Dreieck ist daher nicht konstant. Als nördlicher Eckpunkt wurden die Stationen Keitum/Sylt (1878-1920), zeitweise ersetzt und später abgelöst durch Nordby/Fanoe (Dänemark, 1915, 1917, 1921-1970), ergänzt durch Tondern (Dänemark, 1942, 1944, 1948, 1952), und List/Sylt (1950-2000) gewählt. Den südöstlichen Eckpunkt bilden Hamburg-St.Pauli (1878-1937, 1950-1970) und Hamburg-Fuhlsbüttel (1938-2000). Im Südwesten liegen schließlich Borkum (1878-1921, 1930-1938, 1950-1970), ersatzweise Groningen (Niederlande, 1922-1930, 1939-1949) und Emden (1950-2000, mit Wechsel zum Flughafen 1997).



Abb. 1 Lage der verwendeten Stationen.

Für diese Untersuchung wurden durchgehend täglich drei Terminwerte des Luftdrucks verwendet. Bis 1970 sind dies die drei Klimatermine um 07, 14 und 21 Uhr Ortszeit. Datenquellen waren bis 1949 (Dänemark bis 1970) die Meteorologischen Jahrbücher der Nationalen Wetterdienste, danach die elektronischen Archive des DWD. Die Jahrbücher wurden eingescannt. Alle Klimadaten bis 1970 wurden auf das Meeresniveau reduziert. Früheste Daten mussten auch noch einer Schwerekorrektion unterzogen werden. Nach 1970 (und parallel auch 1950-70) wurden synoptische Beobachtungen des Dreiecks List, Emden und Hamburg-Fuhlsbüttel zu den Terminen 06, 12 und 21 UTC verwendet, bei denen die Luftdruckwerte bereits auf NN reduziert sind.

Die Aufbereitung und wissenschaftliche Validation der Daten wurde von Behrens und Schmidt (1998) im Rahmen verschiedener Küstenschutz-Projekte vorgenommen, die über das KFKI (Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen) aus Mitteln des BMBF gefördert wurden.

Die Korrektion der Daten war schwierig, weil es besonders für die ersten Jahrzehnte keine Vergleichsdaten gibt. Daher stützte sich die Fehlererkennung weitgehend auf Plausibilitätstests. Die meisten erkannten Fehler waren Druckfehler, fehlerhafte Ablesungen (besonders 10 mm Hg- bzw. 10 hPa-Fehler) und Fehler beim Scannen ähnlicher Ziffern (1-7, 3-8, 5-6). Einige Fehler dieser oder geringerer Größe werden sicher noch in den Daten vorhanden sein. Ein möglicher, nicht reduzierbarer Fehler sind dynamisch bedingte Unter- oder Überdrucke, die sich bei starkem Wind an und in Gebäuden (besonders in Küstennähe) einstellen können. Diese Fehler sind im nachhinein keiner Korrektion zugänglich.

Ein anderes Problem waren die Zeitdifferenzen zwischen den Druckablesungen der drei Stationen, die sich insbesondere zwischen 1920 und 1949 bis auf mehrere Stunden beliefen. Angesichts häufiger hoher Drucktendenzwerte und auch wegen möglicher Auswirkungen des Tagesganges des Luftdrucks musste dieser Asynchronität zur Berechnung des geostrophischen Windes so weit wie möglich begegnet werden. Daher wurden die Luftdruckwerte bis 1949 linear auf einheitliche Termine 07, 14 und 21 Uhr MEZ hin interpoliert. Nach 1949 fanden die Klimaablesungen einheitlich zu konstanten lokalen Zeiten 07, 14 und 21 Uhr statt. Die nach 1970 (und parallel von 1950-70) verwendeten synoptischen Beobachtungen (SYNOP) bieten in dieser Hinsicht naturgemäß überhaupt keine Probleme.

Ein Methodenvergleich

Nach Abschluss der vorbereitenden Arbeiten standen schließlich zwei Zeitserien des geostrophischen Windes aus Dreiecks-Berechnungen zur Verfügung, und zwar eine Zeitserie aus Klimadaten 1879-1970 und eine aus SYNOP-Daten 1950-2000 mit einer Überlappung von 21 Jahren. Das SYNOP-Dreieck List, Emden, Hamburg-Fuhlsbüttel ist etwas kleiner als das Dreieck der Klimadaten Fanoe, Borkum, Hamburg-St.Pauli.

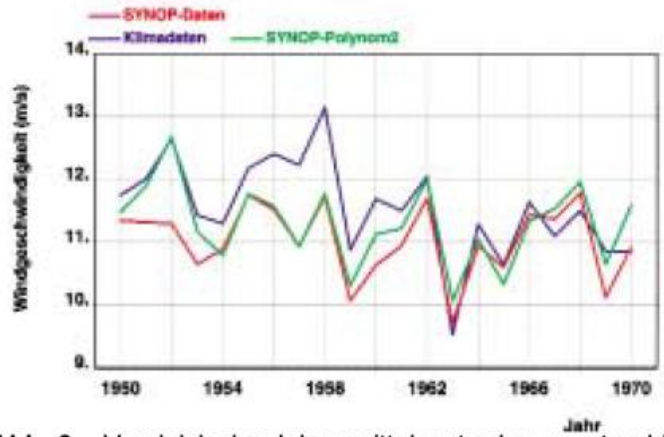


Abb. 2 Vergleich der Jahresmittelwerte des geostrophischen Windes aus verschiedenen Berechnungsmethoden für den Überlappungszeitraum 1950-70.

Die Abb.2 zeigt den Vergleich der Jahresmittelwerte des geostrophischen Windes aus beiden Berechnungen (SYNOP in rot, Klima in blau). Zwischen 1950 und 1961 zeigen sich deutliche Unterschiede. Die Windwerte aus den SYNOP-Daten liegen um durchschnittlich knapp 1 ms^{-1} niedriger. Ab 1962 ist kein systematischer Unterschied mehr erkennbar. Die Ursache für die Abweichungen vor 1962 konnte letztendlich nicht geklärt werden, sie wird aber sicher nicht in der Dreiecksgröße, sondern in verborgenen, stationsspezifischen Unzulänglichkeiten der Daten liegen. Ähnliche Effekte sind bei den notwendigen Stationswechseln in den früheren Dezennien auch denkbar.

Als dritte Kurve (grün) sind in Abb.2 geostrophische Windwerte eingetragen, die aus der Anpassung einer Fläche 2. Ordnung an die Luftdruckdaten von etwa 20 SYNOP-Stationen im Bereich der Deutschen Bucht abgeleitet wurden. Diese Daten können hier nicht weiter erörtert werden. Es ist aber jedenfalls davon auszugehen, dass diese Windwerte verlässlicher sind als diejenigen aus Dreiecksberechnungen. Hier zeigt sich nun eine gute Übereinstimmung mit den Klima-Werten von 1950-53 und von 1962-70. Größere Abweichungen gibt es nur in den Jahren 1956-59, deren Ursache ebenfalls nicht geklärt werden konnte.

Für die folgenden Betrachtungen haben wir uns daher entschlossen, eine vollständige Datenreihe durch Verwendung der geostrophischen Windwerte aus den Klimadaten bis 1970 und den Anschluss durch die Werte aus dem SYNOP-Dreieck bis 2000 herzustellen. Die wahrscheinlich besseren Werte aus der Fläche 2.Ordnung haben wir hier nicht verwendet, um einen zusätzlichen Bruch in der Berechnungsmethodik zu vermeiden. Die Untersuchungsergebnisse für diese zusammengesetzte Datenreihe sind in den Abb. 3 und 4 dargestellt. Um die Teilung der Sturmsaison des Winters durch den Jahreswechsel zu vermeiden, beginnen unsere „Jahre" am 1. September des Vorjahres und enden am 31. August des laufenden Jahres. (Das „Jahr 2000" z.B. geht hier also vom 1.9.1999-31.08.2000).

Die Entwicklung der Geschwindigkeit des geostrophischen Windes

Die Abb. 3 fasst drei statistische Parameter der jährlichen Häufigkeitsverteilungen der geostrophischen Windgeschwindigkeit zusammen. Unten sind die jährlichen Mittelwerte dargestellt, darüber die 10%- und 1%-Fraktile. Letztere sind diejenigen Schwellenwerte der Windgeschwindigkeit, die von 10% bzw. 1% aller Windgeschwindigkeiten des Jahres erreicht oder überschritten werden. Den jährlichen Einzelwerten (blau) der drei Parameter sind in rot geglättete Kurven überlagert, die mit einem Tiefpassfilter mit einer Grenzfrequenz von 15 Jahren berechnet wurden. (Zum Vergleich: Geostrophische Windgeschwindigkeiten von 10, 20, 30 und 40 ms^{-1} entsprechen etwa 7, 13, 18 und 22 ms^{-1} im realen Wind).

Die Zeitserien der drei Parameter sind einander sehr ähnlich, nur nehmen die Variationen mit der Geschwindigkeit zu. Neben starken irregulären kurzperiodischen Variationen erscheint als dominante Struktur eine ausgeprägte langperiodische Variation. Die Spektralanalyse der Jahresmittelwerte ergab eine einzige dominante Schwingung mit einer Periode von gut 35 Jahren. Alle übrigen Spektralwerte sind sehr viel geringer. Sehr ähnlich waren die Ergebnisse von Schmidt und von Storch(1993), die mit der gleichen Methode die 07 Uhr-Luftdrucke im Dreieck Fanoe, Borkum, Hamburg für 1876-1989 zur Berechnung des geostrophischen Windes verwendeten. Grundsätzlich ähnlich sind auch die Ergebnisse von Alexandersson et al. (1998), die die gleiche Methode auf eine Vielzahl von Luftdruck-Dreiecken über dem nordwestlichen Europa anwendeten. Das ausgeprägte Maximum zwischen 1940 und 1960 in der hiesigen Abbildung 3 ist dort deutlich schwächer. Übereinstimmung besteht aber in den hohen Maxima zum Anfang und Ende des 20. Jahrhunderts.

Über den gesamten Zeitraum unserer Untersuchung ergibt sich ein leicht fallender linearer Trend von –-0.4 ms^{-1} pro 100 Jahre,für 1900 bis 2000 ergibt sich –-0.5 ms^{-1}.

Angesichts der starken langperiodischen Variationen kann er nicht als von Null verschieden angesehen werden, da der Wert weitgehend von der zufälligen Lage des Anfangs- und Endpunktes in Bezug auf Maxima und Minima abhängt. Dieses Ergebnis unterscheidet sich deutlich von den Zeitserien des (durch Stürme bedingten) Tidehochwassers in der Deutschen Bucht (z.B. Siefert und Jensen, 1993), die nämlich zu langperiodischen Variationen auch noch einen signifikanten positiven Trend für das vergangene Jahrhundert aufweisen.

Mitte der 90er Jahre gab es umfangreiche Diskussionen im Küstenschutz, in denen der kontinuierliche Anstieg der Windgeschwindigkeit ab etwa 1970 als „Trend" gedeutet wurde. Diese Ansicht wurde scheinbar unterstützt durch etliche Messreihen der Windgeschwindigkeit, die dieses Phänomen auch aufwiesen, die aber meist auch erst um 1970 begannen. Tatsächlich handelt es sich aber eben nur um einen kurzen Ausschnitt aus einer langen Reihe, der zufällig den Anstieg einer langen Schwingung umfasst. Einen ähnlichen Schluss hätte man für die Zeiten 1880-1910 oder 1930-60 ziehen können.

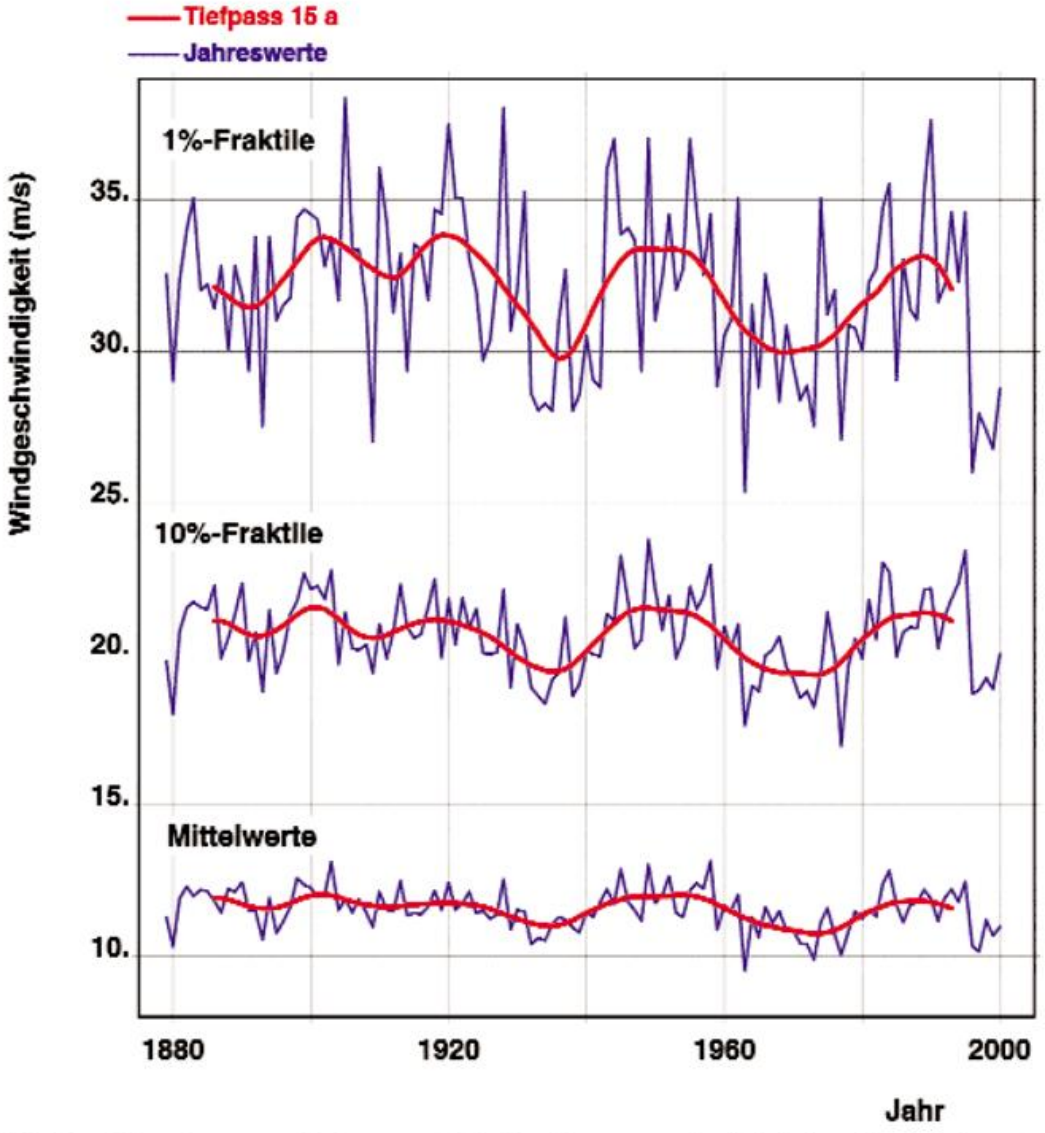


Abb. 3 Zeitserien verschiedener statistischer Parameter der jährlichen Häufigkeitsverteilungen der geostrophischen Windgeschwindigkeit.

Jetzt zeigt sich, dass der kontinuierliche Anstieg der letzten drei Jahrzehnte zunächst einmal beendet ist. Die letzten fünf Jahre unserer Reihe des geostrophischen Windes in der Deutschen Bucht gehören zu den windschwächsten Jahren des Jahrhunderts. Selbst die tiefpassgefilterten Kurven in Abb. 3 fallen bereits. Auch Alexandersson et al ,(2000) berichteten nach Ergänzung ihrer Untersuchung von 1998 um wenige Jahre über diese Tatsache. Sie weisen allerdings eindringlich daraufhin, dass dies keinen Schluss auf die zukünftige Entwicklung zulässt.

Die Veränderungen der Richtung des geostrophischen Windes

Neben der Geschwindigkeit des Windes hat seine Richtung einen besonderen Einfluss auf die Wasserstände der Deutschen Bucht. Auflandige Windrichtungen erhöhen die Wasserstände, ablandige Winde erniedrigen sie. Die Abbildung 4 zeigt die relativen jährlichen Häufigkeiten geostrophischer Windgeschwindigkeiten >15 ms^{-1} (entsprechend etwa Windstärke 6 Beaufort und mehr im realen Wind) für Windrichtungen aus dem NW-Sektor (270-360 Grad) und dem SE-Sektor (90-180 Grad). Wenn man bedenkt, dass der reale Wind über See gegenüber dem geostrophischen noch um etwa 10-20 Grad nach links gedreht ist, entspricht der NW-Sektor der Abb. 4 recht gut dem Winkelbereich, der in der Deutschen Bucht zu erhöhten Wasserständen führt (s. dazu auch Abb. 1).

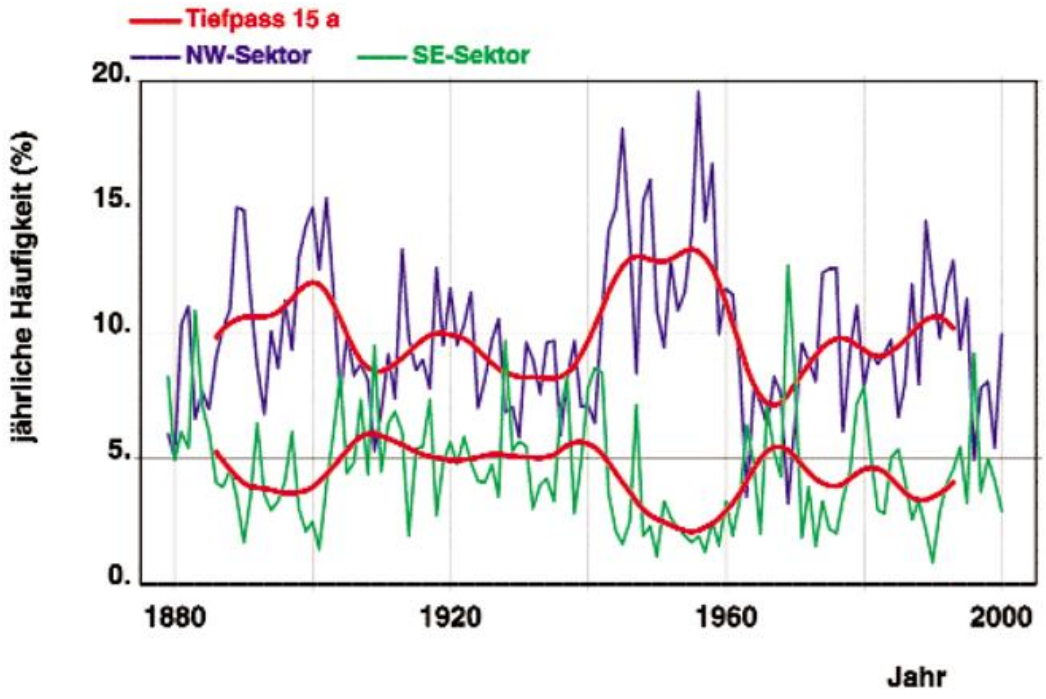


Abb. 4 Jährliche Häufigkeiten einer geostrophischen Windgeschwindigkeit von mehr als 15 ms^{-1} für nordwestliche (270-360 Grad) und südöstliche (90-180 Grad) geostrophische Windrichtungen.

Wiederum ist das Ergebnis, dass es zwar ausgeprägte Variationen mit dominanter langperiodischer Schwingung, aber keinen langzeitigen Trend gibt. Das schon in Abb. 3 erkennbare Maximum zwischen 1940 und 1960 erscheint hier für den NW-Sektor besonders herausgehoben. Bemerkenswert ist das weitere Ergebnis, dass sich die Häufigkeiten des SE-Sektors fast exakt gegenläufig zu denen des NW-Sektors verhalten.

Danksagung
Der Dank des Autors gilt den vielen Klimabeobachtern, die über etliche Generationen unermüdlich Daten erhoben und dokumentiert haben, ohne dass sie wissen konnten, welche Anforderungen heute an ihre Daten gestellt werden. Es bleibt zu hoffen, dass spätere Generationen über unsere heutigen Aktivitäten ebenso denken werden.

Literatur

Alexandersson H., Schmith T., Iden K., Tuomenvirta, H. (1998): Long-term variations of the storm climate over NW-Europe. Global Atmos. Ocean Syst. 6, S. 97-120

Alexandersson H., Tuomenvirta, H., Schmith, T., Iden, K. (2000): Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set. Clim. Res. Vol. 14, S. 71-73

Behrens K., Schmidt H. (1998): Geostrophic wind in the German Bight. Projekt-interner Bericht. Unveröffentlicht.

Schmidt H., von Storch H. (1993): German Bight storms analysed. Nature, Vol. 365, S. 791

Siefert W., Jensen J. (1993): Mean sea level at the German coast. Marine Geodesy, Vol. 16, S. 43-56

Langzeitänderungen im ufernahen Bereich der deutschen Ostseeküste

P. Hupfer, B. Tinz

Einführung

Küsten sind die grundlegendsten Naturgrenzen auf der Erde, in deren Bereich Lithosphäre, Hydrosphäre und Atmosphäre sich berühren und in enger Wechselwirkung stehen. Es ist daher nicht überraschend, dass sich Klimaschwankungen jeder Art in diesem Grenzbereich besonders deutlich bemerkbar machen. Auch bezüglich der rezenten Klimaschwankungen ist allgemein anerkannt, dass Küstenzonen zu den klimaempfindlichsten Bereichen gehören, denen besondere Aufmerksamkeit zukommen muss. Dieser allgemeinen Erkenntnis trugen der Bund und die deutschen Küstenländer Rechnung, indem sie in den 1990er Jahren ein Forschungsprogramm „Klimaänderung und Küste" für die deutsche Nordsee- und Ostseeküste förderten. Durch die damalige Arbeitsgruppe Klimaforschung an der Humboldt-Universität zu Berlin wurden verschiedene Aspekte der Auswirkung von Klimaänderungen auf die deutsche Ostseeküste untersucht (u.a. Hupfer et al., 1998; Hupfer und Tinz, 2001; Tinz, 1998, 2000). [1])

Nachstehend werden wesentliche Ergebnisse aus zwei Problemkreisen vorgestellt, die sehr unterschiedlich, beide aber von praktischer Bedeutung sind. Zum einen handelt es sich um die zeitliche Entwicklung der Häufigkeit von Extremwasserständen und zum anderen um Langzeitveränderungen des Strand-Bioklimas.

Extremwasserstände zwischen dem 19. und 21. Jahrhundert
Häufigkeit von Sturmfluten und Sturmniedrigwasser

Als Extremwasserstände werden Wasserstandserhöhungen (Sturmfluten, SFL) oder Wasserstandserniedrigungen (Sturmniedrigwasser, SNW) bezeichnet, wenn die Abweichungen von Normalnull (NN) mindestens 100 cm nach oben oder unten betragen (Schweregrade der Ereignisse siehe Tab. 1). Wenngleich SFL das höhere Schadenspotential für Menschen und Güter besitzen, so können auch Niedrigwasser für Schifffahrt und Seewirtschaft mitunter kritische Folgen haben. Für das Auftreten extremer Wasserstände kommen an der gezeitenarmen deutschen Ostseeküste folgende Ursachen in Betracht: Luftdruck- und Windverteilung an der Meeresoberfläche von Nord- und Ostsee und damit verbunden Richtung und Geschwindigkeit der Verlagerung atmosphärischer Fronten sowie von Druckgebilden, insbesondere der Zugbahnen von Starktiefs, die Beckenstruktur der Ostsee sowie Bathymetrie und Topographie des der Küste vorgelagerten Meeresbodens, der Füllungsgrad des Meeres (mittlerer Wasserstand), hydrodynamische Schwingungen (Eigenschwingungen, lange fortschreitende Wellen) und zumindest im westlichen Teil auch die Gezeiten (Tidenhub bei Wismar etwa 30 cm).

Die jährliche Häufigkeit solcher Ereignisse schwankt beträchtlich. So ist bei Glaser (2001) eine geglättete, aus historischen Quellen abgeleitete Zeitreihe der Häufigkeit von SFL zwischen 1300 und 1960 für den Küstenabschnitt Wismar-Rostock zu finden,

aus der die Veränderlichkeit dieser von den atmosphärischen Zirkulationsverhältnissen gesteuerten dynamischen Prozesse über einen sehr langen Zeitraum hervorgeht. Zuverlässiger sind auf Messungen beruhende Angaben, die für den Pegel Travemünde seit 1826 in befriedigender Qualität und homogen vorliegen (Abb. 1). [2])

Aus der Auswertung aller verfügbaren Pegeldaten für die deutsche Ostseeküste ergibt sich, dass sowohl die SFL- als auch die SNW-Häufigkeiten entlang der Küste signifikant korreliert sind, wobei die Koppelung mit der Entfernung abnimmt. Für die Differenzierung von Extremwasserständen noch wichtiger als die Entfernung sind die Lage der Pegel sowie lokale Besonderheiten. An der freien Küste liegende (Außen-) Pegel weisen weniger extreme Ereignisse auf als (Innen-)Pegel, die in Mündungen, Förden, Bodden u.a. liegen.

Sowohl das Vorkommen von SFL als auch das von SNW zeigt eine ausgesprochen starke jahreszeitliche Bindung an den korrespondierenden Gang der relevanten Starkwinde. So fallen die SHW mit einer Ausnahme (Wendtorf-Orkan im August 1989) in die Zeit zwischen September und Mai mit dem Maximum im Dezember und Januar (45 %). SNW sind außer Juni in jedem Monat vorgekommen, jedoch fallen etwa 72 % in die Zeit zwischen Oktober und Januar (Maximum im Dezember).

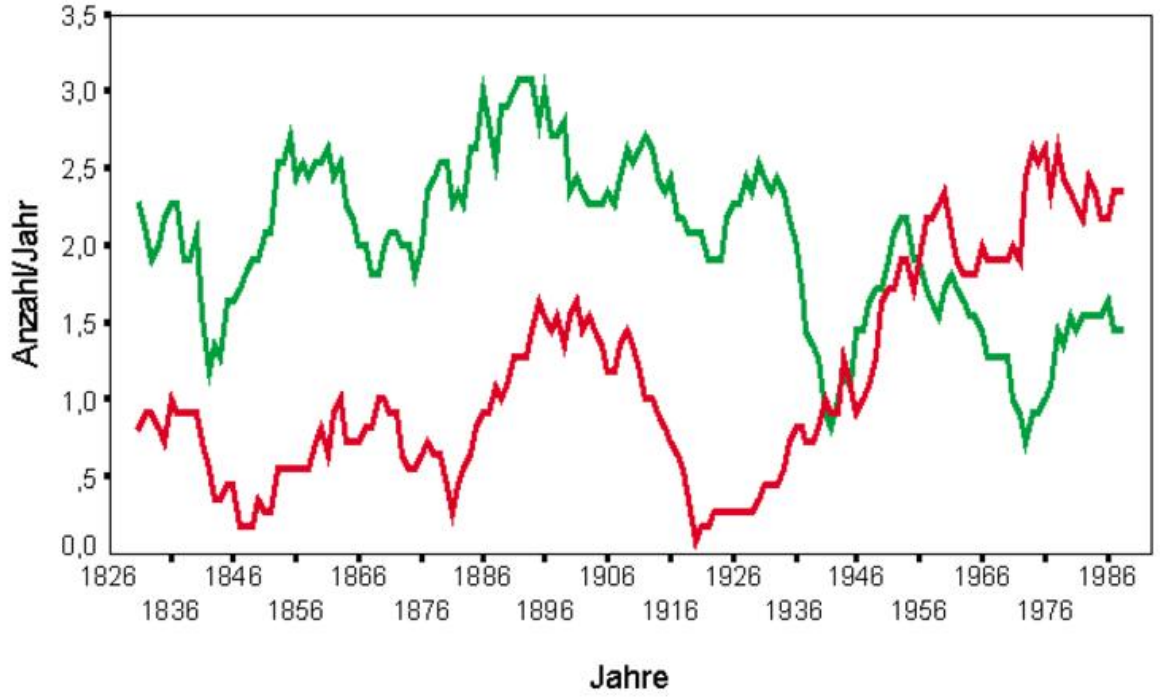


Abb. 1 Elfjährig übergreifend geglätteter Verlauf der Häufigkeit von Sturmfluten (rot) und von Sturmniedrigwasser (grün) zwischen 1831 und 2000 am Pegel Travemünde.

In Abb. 1 sind die geglätteten Gänge der Häufigkeit hoher und niedriger Wasserstände für Travemünde enthalten, entsprechende Dezennien-Zahlen können unter Berücksichtigung der Kategorie der Ereignisse der Tab. 1 entnommen werden. Es lassen sich sowohl für SFL als auch für SNW verschiedene Perioden verstärkter und abgeschwächter Aktivität erkennen. Auffallendes Kennzeichen für die SFL ist die langanhaltende Häufigkeitszunahme, für die SNW dagegen die sich unter Schwankungen vollziehende Häufigkeitsabnahme an diesem Pegel. Für die SFL ist dieses Verhalten für die gesamte Küste charakteristisch. Die linearen Trendkoeffizienten für 1901/90

liegen zwischen 0,7...3,1/100 Jahre (Travemünde 2,4/100 Jahre) und sind überwiegend signifikant von Null verschieden. Für die SNW-Häufigkeit findet man eine Zunahme der Ereignisse zwischen Flensburg und etwa Neustadt/Holstein (1,3...3,1/100 Jahre), östlich dagegen eine Abnahme (–1,4...-0,3/100 Jahre, Travemünde –1,4/100 Jahre). Eine genauere Analyse ergibt, dass die dargestellte Entwicklung vor allem durch die leichten Ereignisse, wenig durch die mittleren und kaum durch die schweren bzw. ausgeprägten Fälle hervorgerufen worden ist.

Die auffällige Zunahme der Zahl der SFL fällt in die Zeit verstärkter Zonalzirkulation im atlantisch-europäischen Raum, insbesondere im Winter. Das wirkte sich auch auf die regionalen Zirkulationsverhältnisse aus, was u.a. Beckmann (1997) anhand der Westwindentwicklung im 850 hPa-Niveau in Vorpommern (Radiosondenstation Greifswald), Bisolli (2000) für die Häufigkeit von Westwetterlagen in Mitteleuropa und Schmidt (2002) für den geostrophischen bodennahen Wind im Bereich der Deutschen Bucht nachwiesen. Beckmann (1997) zeigte darüber hinaus, dass im Winter positive NAO-Werte (verstärkte Zonalzirkulation) mit erhöhter Häufigkeit von SFL statistisch signifikant (r = 0,66) verbunden sind. Die Trends der SFL-Häufigkeit sind daher nicht auf signifikante Änderungen der Häufigkeit charakteristischer Sturmflutwetterlagen (mit starken NE-Winden über der Ostsee) zurückzuführen. Die häufigere Überschreitung der Schwelle 100 cm ü. NN und damit die Zählung einer leichten Sturmflut hat vielmehr die Ursache, dass im Fall verstärkter atmosphärischer Zonalzirkulation die Wasserfüllung der Ostsee und damit auch der mittlere Wasserstand an der deutschen Ostseeküste höher ist als normal. Das stimmt mit den Ergebnissen von Liebsch (2000) überein, nach denen am Pegel Warnemünde für den Zeitraum 1855 bis 1991 der Anstieg des mittleren Wasserstandes 1,18 mm/Jahr, für die Periode 1974 bis 1991 indes 5,43 mm/Jahr betrug. Wie spezielle Untersuchungen gezeigt haben, geht den SFL im allgemeinen unter dem Einfluss starker Winde aus westlichen Richtungen eine Phase erhöhten Einstroms in die Ostsee und damit eine Erhöhung des Füllungsgrades des Meeres voraus. Dabei können erheblich höhere Ausgangswasserstände erreicht werden als es der sehr langsam zunehmenden Mittelwasserhöhe entspricht. Mit diesen Befunden vereinbar ist auch die von Meinke (1999) festgestellte Abnahme der mittleren SFL-Scheitelhöhe in Warnemünde. So erweist sich der beobachtete Trend der SFL leichten Grades insofern als nur scheinbar, da er von der starren SFL-Schwelle abgeleitet wird, wodurch der Ausgangswasserstand unmittelbar vor einem Ereignis keine Berücksichtigung findet.

Hinsichtlich der korrespondierenden Langzeitveränderungen der Häufigkeit der SNW bedeuten häufigere Starkwinde aus W bis SW für die deutsche Ostseeküste generell die Tendenz zur Zunahme der Häufigkeit des Auftretens von SNW (Wasserabdrift-Effekt). Dem wirkt der mit der verstärkten Westwindzirkulation verbundene Effekt des beschleunigten Anstiegs des mittleren Wasserstandes entgegen (Anstiegs-Effekt).

Unter Berücksichtigung, dass die Schwelle, ab der ein SNW gezählt wird gemäß Festlegung konstant bleibt, kann die Schlussfolgerung gezogen werden, dass die vorwiegende Zunahme der Zahl der leichten SNW an der schleswig-holsteinischen Küste auf einem Überwiegen des Wasserabdrift-Effektes, die Abnahme an den östlicher gelegenen Pegelstationen dagegen auf einem Überwiegen des Anstiegs-Effektes beruht.

Kategorie: cm ü./u. NN	Sturmfluten				Sturmniedrigwasser			
	leicht 100-124	mittel 125-149	schwer = 150	Summe	leicht 100-124	mittel 125-149	ausgeprägt = 150	Summe
1831/1840	3	4	1	8	14	6	2	22
1841/1850	5	0	0	5	8	6	2	16
1851/1860	3	2	0	5	14	6	5	25
1861/1870	4	2	2	8	13	7	2	22
1871/1880	3	2	1	6	14	5	0	19
1881/1890	6	1	2	9	12	13	4	29
1891/1900	9	4	3	16	21	5	3	29
1901/1910	6	1	1	8	16	6	1	23
1911/1920	4	1	2	7	14	8	2	24
1921/1930	3	0	0	3	17	3	1	21
1931/1940	5	3	0	8	11	5	5	21
1941/1950	5	2	3	10	9	2	1	12
1951/1960	9	4	6	19	16	1	2	19
1961/1970	14	3	1	18	11	2	2	15
1971/1980	13	7	1	21	5	2	0	7
1981/1990	14	6	3	23	10	4	2	16
1991/2000 *)	10	1	2	12	14	1	2	17
1831 -2000	116	43	28	187	219	82	36	337
Mittl. Zahl/Jahr	0,7	0,25	0,2	1,1	1,3	0,5	0,2	2,0

*) bis 31.10.2000

Tab. 1 Häufigkeit extremer Wasserstände nach Kategorien und Dezennien für Travemünde.

Somit kann festgehalten werden, dass die Langzeitänderungen der Häufigkeit des Vorkommens von extremen Wasserstandsereignissen an der deutschen Ostseeküste mit den beobachteten Schwankungen der atmosphärischen Zonalzirkulation eng zusammenhängen.

Vorschau auf das letzte Drittel des 21. Jahrhunderts

Um abzuschätzen, wie sich das Hoch- und Niedrigwassergeschehen an der deutschen Ostseeküste in Zusammenhang mit einem anthropogenen Klimawandel im 21. Jahrhundert entwickeln könnte, ist es erforderlich, die entsprechenden Häufigkeiten durch Prädiktoren auszudrücken, die auch aus Klimamodelldaten entnommen werden können. Da die Extremwasserstände nicht nur, aber im wesentlichen Ausmaß durch die Luftdruckverhältnisse gesteuert werden, ist es daher notwendig, Beziehungen zwischen SFL- bzw. SNW-Häufigkeit und Luftdruckparametern aus Beobachtungen abzuleiten und die gefundenen Relationen auf Modelldaten anzuwenden. Baerens (1998) hat dazu verschiedene Varianten entwickelt und Daten des Klimamodells ECHAM4_OPYC gemäß dem Treibhausgasszenario IS92a (siehe Infobox) angewendet. Von den drei Methoden wird hier die der Zerlegung der beobachteten Luftdruckfelder im europäisch-atlantischen Raum in empirische Orthogonalfunktionen (EOF) mit der Bestimmung charakteristischer Muster (mit zugehörigen zeitabhängigen Koeffizienten) für Tage mit SFL und SNW vorgestellt. Die zeitliche Entwicklung dieser Muster in den Modelldaten lässt Rückschlüsse auf das künftige Vorkommen der Wasserstandskategorien zu. Die Untersuchungen wurden auf der Grundlage täglicher Wasserstandsdaten für Warnemünde und fünfjähriger Häufigkeiten von SFL und SNW durchgeführt.

ECHAM4/OPYC:
Globales Zirkulations- und Klimamodell des gekoppelten System Ozean (Modell OPYC, s. Oberhuber 1993) und Atmosphäre (ECHAM4, s. Roeckner et al., 1996) des Deutschen Klimarechenzentrums Hamburg.
IS92a:
IPCC-Szenario der weiteren Zunahme der Konzentration von Spurenstoffen (Treibhausgase, Aerosole) in der Atmosphäre ab 1990 (Houghton et al., 1992)

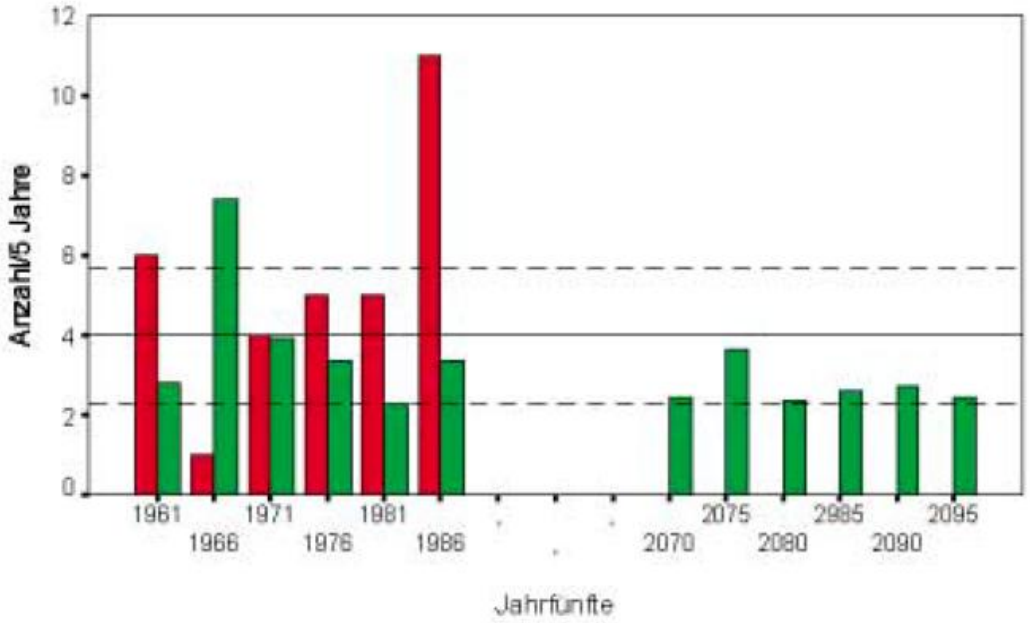


Abb. 2 Fünfjährig aufsummierte Häufigkeiten von Sturmfluten in Warnemünde nach Beobachtungen 1961-1990 (rot) und Modellierung der Modelljahre 1961-1990 sowie 2071-2099 /grün) nach der EOF-Methode, nach Baerens (1998).

Die Ergebnisse der Abschätzung für die SFL-Entwicklung sind in Abb. 2, die wesentlichen Zahlen für SFL und SNW in Tab. 2 wiedergegeben. Die verwendete Methode ergibt im Vergleich mit den Beobachtungen Werte gleicher Größenordnung, wobei beachtet werden muss, dass der Einfluss des mittleren Wasserstandes hier keine Berücksichtigung finden kann. Die Entwicklung der SFL wird im Mittel besser erfasst als die der SNW. Für die letzten 30 (Modell-)Jahre des 21. Jahrhunderts ergeben sich nach diesen Abschätzungen im Mittel leicht zurückgehende bis gleichbleibende mittlere Häufigkeiten der extremen Wasserstandsereignisse an der deutschen Ostseeküste.

	Beobachtung	Kontrolllauf		Szenario IPCC IS92a	
Jahre/Modelljahre:	1961-1990	1961-1990	2070-2099	1961-1990	2070-2099
Sturmflut-Häufigkeit in mittlere Anzahl/5 Jahre ± Standardabweichung					
EOF-Methode	5,3 ± 2,9	3,8 ± 1,0	3,6 ± 0,9	4,0 ± 1,7	2,8 ± 0,4
Sturmniedrigwasser-Häufigkeit in mittlere Anzahl/5 Jahre ± Standardabweichung					
EOF-Methode	2,7 ± 0,9	4,8 ± 3,4	4,6 ± 1,6	5,4 ± 2,9	4,1 ± 1,4

Tab. 2 Mittlere fünfjährige Häufigkeiten extremer Wasserstandsereignisse in Warnemünde nach Beobachtungen und nach den Ergebnissen des Klimamodells ECHAM4/OPYC auf der Grundlage der EOF-Methode, nach Baerens (1998).

Unter Berücksichtigung des fortschreitenden, vor allem erwärmungsbedingten weltweiten Anstiegs des mittleren Wasserstandes, der nach IPCC (2001) für den Zeitraum 1990-2100 zwischen 0,09 m und 0,88 m angenommen wird (der leichte Rückgang zu vorausgegangenen Abschätzungen wird auf den zu erwartenden geringeren Rückgang von Eis zurückgeführt), kann die Schlussfolgerung gezogen werden, dass an der deutschen Ostseeküste nicht etwa spektakulär veränderte Häufigkeiten des Auftretens extremer Wasserstände, sondern dieser langsame Prozess die Küstendynamik des 21. Jahrhunderts am stärksten bestimmen wird.

Entwicklung des Strandklimas

Die ufernahe Zone des Landes und des Meeres ist klimatisch ein wichtiger Übergangsbereich zwischen maritimem und kontinentalem Klima in der Bodenschicht der Atmosphäre. Die Ausprägung dieses Überganges hängt weitgehend unabhängig von der Jahreszeit vom Auftreten autochthoner Wärmehaushaltsbedingungen ab, insbesondere von einer möglichst ungestörten Insolation. Eine erhebliche Variabilität dieser Form des Lokalklimas ergibt sich unter der Einwirkung der Windstärke und vor allem der Windrichtung. Weht im Sommer unter Einstrahlungsbedingungen ablandiger Wind, dann unterscheidet sich das Strandklima nicht wesentlich von den Verhältnissen auch des weiter entfernten Hinterlandes, der klimatische Übergang erfolgt über See, die Wassertemperatur in der Badezone ist infolge Auftrieb von kühlem Tiefenwasser niedrig, der thermische Kontrast zwischen Luft und Wasser dagegen maximal. Bei auflandigem Wind im Sommer (bspw. im Ablauf der Land-Seewind-Zirkulation) herrscht am Strand Meeresluft und eine starke klimatische Differenzierung. Das gilt auch für die Badezone, in der das Wasser in Ufernähe wegen des gehemmten Wärmeabflusses relativ warm ist. Die Lufttemperatur unterscheidet sich dann nur wenig von der Wassertemperatur. Beide windabhängigen Zustände stellen ein Reizklima im bioklimatischen Sinn dar (Hupfer, 1984 Hupfer und Raabe, 1994).

Da der Strand im Sommer bevorzugt für die Erholung vieler Menschen genutzt wird, ist die Frage nach der Veränderung dieses Lokalklimas bei Veränderung des allgemeinen Klimas von Bedeutung. Um einen Einblick in erfolgte und möglicherweise zu erwartende Veränderungen des Strandbioklimas zu erhalten, wird hier der in der Bioklimatologie viel verwendete PMV-Wert herangezogen.

Bestimmung des PMV-Wertes

Unter dem „predicted mean vote" (= PMV) nach Fanger (1972) versteht man die mittlere Schätzung des thermischen Wirkungskomplexes auf einer psychisch-physischen Skala (Tab. 3) durch ein größeres statistisches Kollektiv von Personen. Der PMV hängt u.a. von den aktuellen synoptischen Bedingungen, der körperlichen Tätigkeit und der Bekleidung ab. Während man zur Bestimmung des eigentlichen PMV-Wertes eine bestimmte Bekleidung auswählt, die im Laufe der Berechnungen unverändert bleibt, wird in einer anderen, realistischeren Variante (PMVA-Wert) durch einen iterativen Prozess die Bekleidung im Zug der Berechnungen so verändert, dass möglichst ein Wert um Null (= thermischer Komfort) erreicht wird.

PMV:
„predicted mean vote“ Schätzung des thermischen Wirkungskomplexes auf einer psychisch-physischen Skala durch ein größeres statistisches Kollektiv von Personen (Fanger 1972) mit den Randbedingungen einer wählbaren körperlichen Tätigkeit (in dieser Arbeit: Gehen mit 4 km/h) und einer gleichfalls wählbaren Bekleidung (hier korrekter Straßenanzug)

PMVA: wie PMV, aber bei thermischen Diskomfort Anpassung der Bekleidung im Bereich von Sommer- bis Winterbekleidung mit dem Ziel, thermischen Komfort (PMV=0) zu erreichen

PMV	Thermisches Empfinden
< -1,0	Kältereiz
-1,0 bis -0,5	leicht kühl
-0,4 bis 0,5	behaglich
0,5 bis 2,0	leicht warm
> 2,0	Wärmebelastung

Tab. 3 Thermisches Empfinden des Menschen in Abhängigkeit vom Predicted Mean Vote.

Die Berechnung der PMV-Werte erfolgt mit dem in der Praxis des DWD eingesetzten Klima-Michel-Modell nach Jendritzky et al. (1979); zu dem verwendeten Verfahren siehe VDI (1997) und Tinz (2000). Bei diesem Modell handelt es sich um die Bestimmung der Wärmeabgabe eines Modellmenschen bestimmter Größe und Tätigkeit auf der Grundlage des PMV-Wertes. Für die nachfolgend vorgestellten Rechnungen wurde als Tätigkeit „Gehen mit 4 km/h” und eine mittlere Bekleidung („korrekter Straßenanzug”) ausgewählt. Beim PMVA-Wert kann der Klima-Michel seine Bekleidung im Bereich von Sommer – bis Winterbekleidung anpassen. Alle Berechnungen wurden auf der Basis der synoptischen Beobachtungen zum 12 Uhr UTC-Termin zwischen 1967 und 1998 für die Station Warnemünde durchgeführt. Unter Berücksichtigung der Eigenschaften des Strandklimas ist diese Station besonders geeignet, da sie unmittelbar am Strand im Dünenbereich liegt.

Mittlere Verhältnisse

Beide PMV-12 Uhr UTC-Kurven zeigen einen ausgeprägten Jahresgang, deren Schwankungsbreiten jedoch sehr unterschiedlich sind. Der Klima-Michel mit Straßenanzug (PMV) unterliegt im thermischen Empfinden einem starken Jahresgang. Zwischen November und April liegt die Kurve in der Zone des Kältereizes, im Juli und August dagegen im warmen Bereich. Der mittlere Jahresverlauf vollzieht sich unter Schwankungen, die sogar bekannte Witterungssingularitäten widerspiegeln. Das kann als Hinweis dafür gelten, dass im Fall der Mittelung der PMV-Werte über einen hinreichend langen Zeitraum diese der Lufttemperatur weitgehend proportional sind. Dieselben Aussagen können prinzipiell auch aus dem Jahresverlauf der PMVA-Werte getroffen werden. Die Kurve verläuft allerdings viel flacher zwischen „leicht kühl” und „leicht warm” infolge der Anpassungsmöglichkeit der Bekleidung des Klima-Michel. Singularitäten zuzuordnende Effekte im Jahresgang lassen sich auch in dieser Kurve erkennen. Die vom Jahresgang befreiten monatlichen Verläufe weisen zu den korrespondierenden Lufttemperaturen Pearsonsche Korrelationskoeffzienten zwischen 0,91 und 0,81 für den PMV- und zwischen 0,93 und 0,56 für den PMVA-Wert

auf (alle auf dem 5%-Niveau signifikant von Null verschieden). Für ausführlichere Darstellungen zu Mittelwerten, Häufigkeitsverteilungen usw. siehe Tinz (2000).

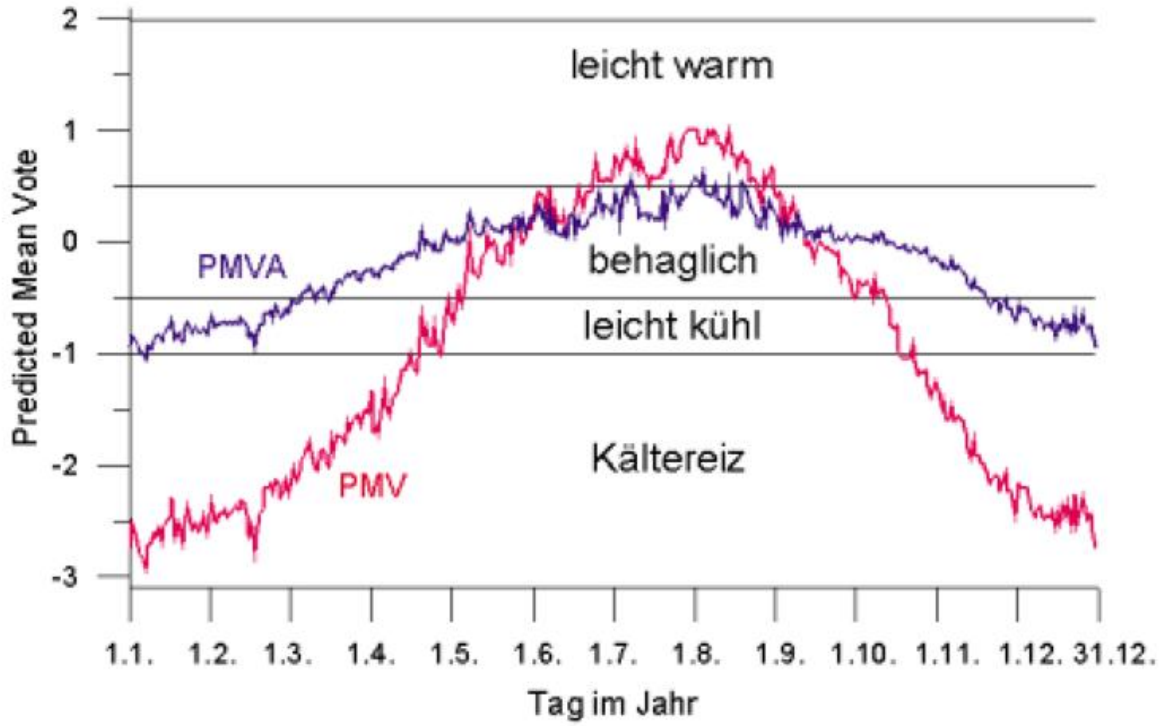


Abb. 3 Mittlere tägliche Werte von PMV und PMVA für Warnemünde zum 12 UTC-Termin im Zeitraum 1967-1998. Mit angegeben sind die Behaglichkeitsstufen gemäß Tab. 3.

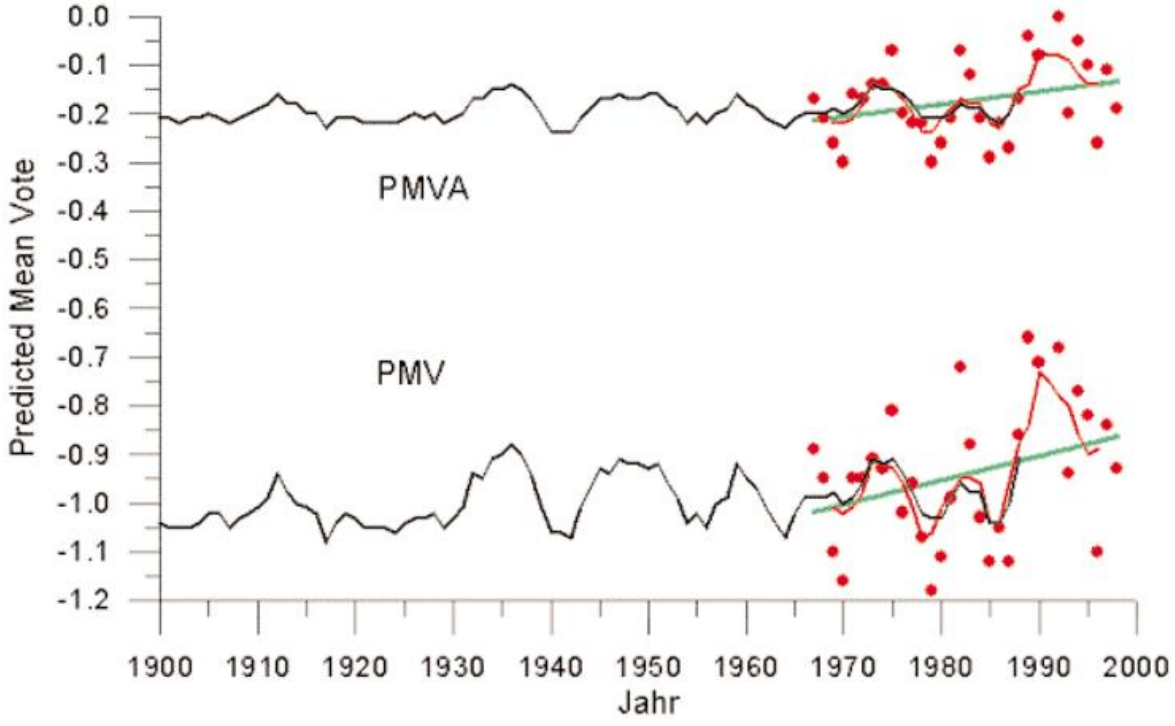


Abb. 4 Zeitliche Entwicklung des Jahresmittels von PMV und PMVA für Warnemünde zum 12 UTC-Termin. Punkte: OBS 1967-1998; rot: 5jährig übergreifendes Mittelwerte; grün: linearer Trend; schwarz: REG 1898-1990, 5jährig übergreifend gemittelt. Abkürzungen s. Infobox

Langzeitänderungen

Um zu zeigen, welche langzeitlichen Veränderungen der PMV-Werte grundsätzlich auftreten, werden hier nur die Veränderungen der Jahresmittelwerte behandelt (weitergehende Auswertungen siehe Tinz, 2000).

CTL:
Klimamodellexperiment (ECHAM4) mit konstanter Konzentration der Treibhausgase in der Atmosphäre auf dem Stand von 1990 (Kontrolllauf).

GHG:
Klimamodellexperiment (ECHAM4) mit Anstieg der Konzentration der Treibhausgase bis 1990 wie beobachtet und danach gemäß dem Treibhausgasszenario IS92a (Houghton et al. 1992).

OBS:
Beobachtete Werte der Temperatur sowie nach Beobachtungsdaten berechnete PMV-Werte.

REG:
Mit Regressionsgleichung aus der mittleren Lufttemperatur des Gitters 50-60° N, 5-15° E berechnete PMV-Werte .

SUL:
Wie GHG, aber mit zusätzlicher Berücksichtigung der direkten Wirkungen des Sulfat-Aerosols (Reflexion der Sonnenstrahlung).

Aus Abb. 4 sind die für Warnemünde aus den meteorologischen Beobachtungen berechneten und die mittels linearer Regression (s. Infobox) aus korrespondierenden Werten der regionalen Lufttemperatur abgeschätzten und geglätteten PMV-Werte zu ersehen. Man erkennt die gute Übereinstimmung der berechneten und mittels Regression abgeschätzten Werte im Überlappungsbereich. Der Verlauf ist durch Schwankungen gekennzeichnet, von denen die erhöhten, nur durch die Einsenkung infolge der kalten Winter zu Beginn der 1940er Jahre unterbrochenen Werte von den 1930er bis zum Beginn der 1950er Jahre besonders auffallen. Sie entsprechen dem ersten Maximum der globalen Lufttemperatur im 20. Jahrhundert. Eine trendartige, aber ebenfalls durch erhebliche Schwankungen charakterisierte Zunahme ist erst in den letzten Jahrzehnten auszumachen. Insgesamt ist für die PMVA-Kurve ein durchgängiges Verbleiben im behaglichen Bereich mit ansteigender Tendenz und für die PMV-Kurve eine Entwicklung von „Kältereiz" zu „leicht kühl" festzustellen.

Die Abb. 5 und die Angaben in Tab. 4 geben einen Überblick über die Entwicklung der PMV-Werte von der zweiten Hälfte des 19. bis zur Mitte bzw. bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Man sieht nicht nur, dass die auf Modellrechnungen und die auf Beobachtungen der Lufttemperatur beruhenden Kurvenabschnitte nicht signifikant voneinander abweichen, sondern auch, wie sich die Entwicklung in den kommenden

Jahrzehnten möglicherweise vollziehen kann. Während der PMVA-Wert weiter ansteigend im behaglichen Bereich verbleibt, ist die Zunahme des eigentlichen PMV-Wertes besonders stark ausgeprägt. Dieser Wert erreicht nach relativ schnellen Anstieg schon in wenigen Jahrzehnten den Behaglichkeitsbereich. Eine eingehende Analyse, u.a. auch von Monatswerten, gibt Tinz (2000).

Diese Ausführungen, die sich nur auf die Entwicklung der Jahresmittelwerte stützen, können nur verdeutlichen, dass das Bioklima des Strandes Langzeitveränderungen unterliegt und dass für den Fall einer globalen Erwärmung für die Ostseeküste mit einer deutlichen Verbesserung der thermischen Komforts am Strand gerechnet werden kann. Zusammen mit der gleichsinnigen Entwicklung der Wassertemperatur (siehe Hupfer und Tinz, 2001) kann das bedeuten, dass die Attraktivität der Ostseeküste für den Tourismus in Zukunft noch zunehmen wird.

PMV:		Kälte-reiz	leicht kühl	thermischer Komfort	leicht warm	Wärme-belastung
1967-1998	OBS	181	37	85	55	7
1967-1990	REG	179	39	83	57	7
1901-1990	REG	183	38	83	55	6
1901-1990	CTL	184	38	83	54	6
1901-1990	SUL	180	38	84	56	7
1901-1990	GHG	178	37	84	59	7
2040-2049	SUL	156	37	82	78	12
2040-2049	GHG	145	39	80	86	15
2090-2099	GHG	124	41	76	101	23
PMVA:		Kälte-reiz	leicht kühl	thermischer Komfort	leicht warm	Wärme. belastung
1967-1998	OBS	30	60	252	19	4
1967-1990	REG	30	57	254	19	5
1901-1990	REG	34	59	249	19	4
1901-1990	CTL	34	60	249	18	4
1901-1990	SUL	32	58	251	19	5
1901-1990	GHG	30	57	253	20	5
2040-2049	SUL	17	43	269	28	8
2040-2049	GHG	11	34	276	33	11
2090-2099	GHG	8	26	273	42	16

Tab. 4 Mittlere Anzahl der Tage pro Jahr mit thermischen Empfinden auf der Basis der Werte des PMV und des PMVA für Warnemünde zum 12 UTC-Termin. Abkürzungen s. Infobox

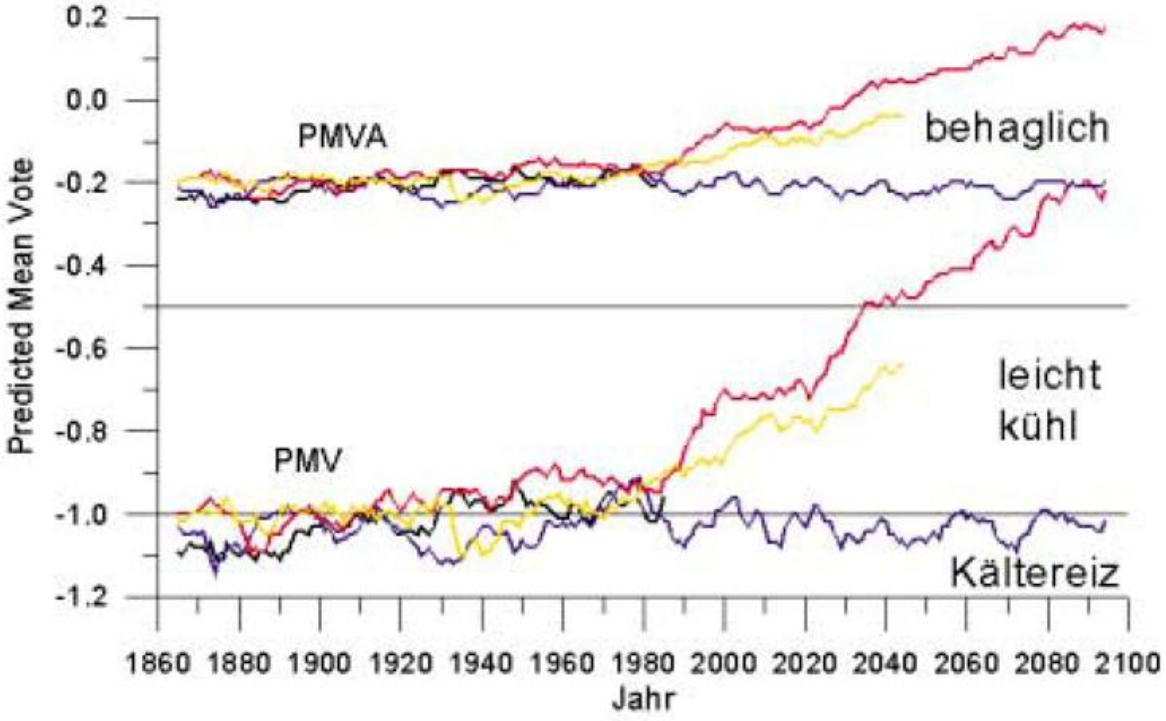


Abb. 5 Zeitliche Entwicklung der 11jährig übergreifend gemittelten Jahreswerte von PMV und PMVA von Warnemünde zum 12 UTC-Termin. Schwarz: mittels REG bestimmte Werte für 1860-1990; blau: CTL Modelljahre 1-240; gelb: SUL Modelljahre 1860-2049; rot: GHG Modelljahre 1860- 2099. Abkürzungen s. Infobox.

Anmerkungen

1) Dankbar wird hervorgehoben, dass die hier vorgestellten Arbeiten durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung unter dem Förderkennzeichen 01LK9304/3 unterstützt worden sind.

2) Die Daten wurden durch das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Rostock, die Wasser- und Schifffahrtsdirektion Nord, Kiel sowie das Wasser- und Schifffahrtsamt Lübeck in dankenswerter Weise Verfügung gestellt.

Literatur

Baerens, C., (1998): Extremwasserstandsereignisse an der deutschen Ostseeküste. Dissertation, Freie Universität Berlin, FB Geowissenschaften, Berlin, 163 S.

Beckmann, B.-R., (1997): Veränderungen in der Windklimatologie und in der Häufigkeit von Sturmhochwassern an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns. Wiss. Mitt. a. d. Inst. f. Meteor. der Univ. Leipzig u. d. Inst. f. Troposphärenforschung e.V. Leipzig 7, 1-93

Bisolli, P., 2000: Kommen Westwetterlagen häufiger vor als früher? Deutscher Wetterdienst, Klimastatusbericht 1999. DWD, Offenbach a. Main, 42-47

Fanger, P.O., (1972):Thermal Comfort. Analysis and Applications in Environmental Analysis. McGraw-Hill, New York, 244 pp.

Glaser, R., (2001): Klimageschichte Mitteleuropas. 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen. Primus-Verlag, Darmstadt, 227 S.

Houghton, J.T., Callander, B.A., Varney, S.K. (eds.),(1992): Climate Change 1992. The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. Cambridge University Press, Cambridge , 200 pp.

Houghton, J.T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, D. Xiaosu (eds.),(2001): Climate Change 2001. The Scientific Basis. Cambridge University Press, Cambridge , 944 pp.

Hupfer, P., (1984): Wechselwirkungen zwischen Meer und Atmosphäre in der ufernahen Zone der westlichen Ostsee. Geodät. u. Geo-phys. Veröff. Berlin, R. IV38, 3-21

Hupfer, P., Baerens, C., Kolax, M., Tinz, B., (1998): Zur Auswirkung von Klimaschwankungen auf die deutsche Ostseeküste. Spez.arb. a. d. Arb.gr. Klimaforschung d. Meteor. Inst. d. Humboldt-Universität zu Berlin Nr. 12, 1-202

Hupfer, P., Raabe, A., (1994): Meteorological transition between land and sea in the microscale. Meteor. Z., 3, 100-103

Hupfer, P., Tinz, B., (2001): Langzeitänderungen der Wassertemperatur an der deutschen Ostseeküste. Klimastatusbericht 2000, Deutscher Wetterdienst, Offenbach a. Main , 154-160

Jendritzky, G., Sönning, W., Swantes, H.J., (1979): Ein objektives Bewertungsverfahren zur Beschreibung des thermischen Milieus in der Stadt- und Landschaftsplanung ("Klima-Michel-Modell"). Beitr. Akademie f. Raumforschung und Landesplanung, Hannover , 85 S.

Liebsch, G., (2000): Die Reduktion langjähriger Wasserstandsmessungen an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns auf einen einheitlichen Höhenbezug. Die Küste H. 62, 3-28

Meinke, I.,(1999) : Sturmfluten in der südwestlichen Ostsee - dargestellt am Beispiel des Pegels Warnemünde. Marburger Geograph. Schriften 134 , 1-23

Oberhuber, J.M., (1993): Simulation of the Atlantic circulation with a coupled sea ice mixed layer-isopycnal general circulation model. J. Phys. Oceanogr. 22, 808-829

Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schlese, U., Schulzweida, U., (1996) :The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 218, Hamburg , 90 pp.

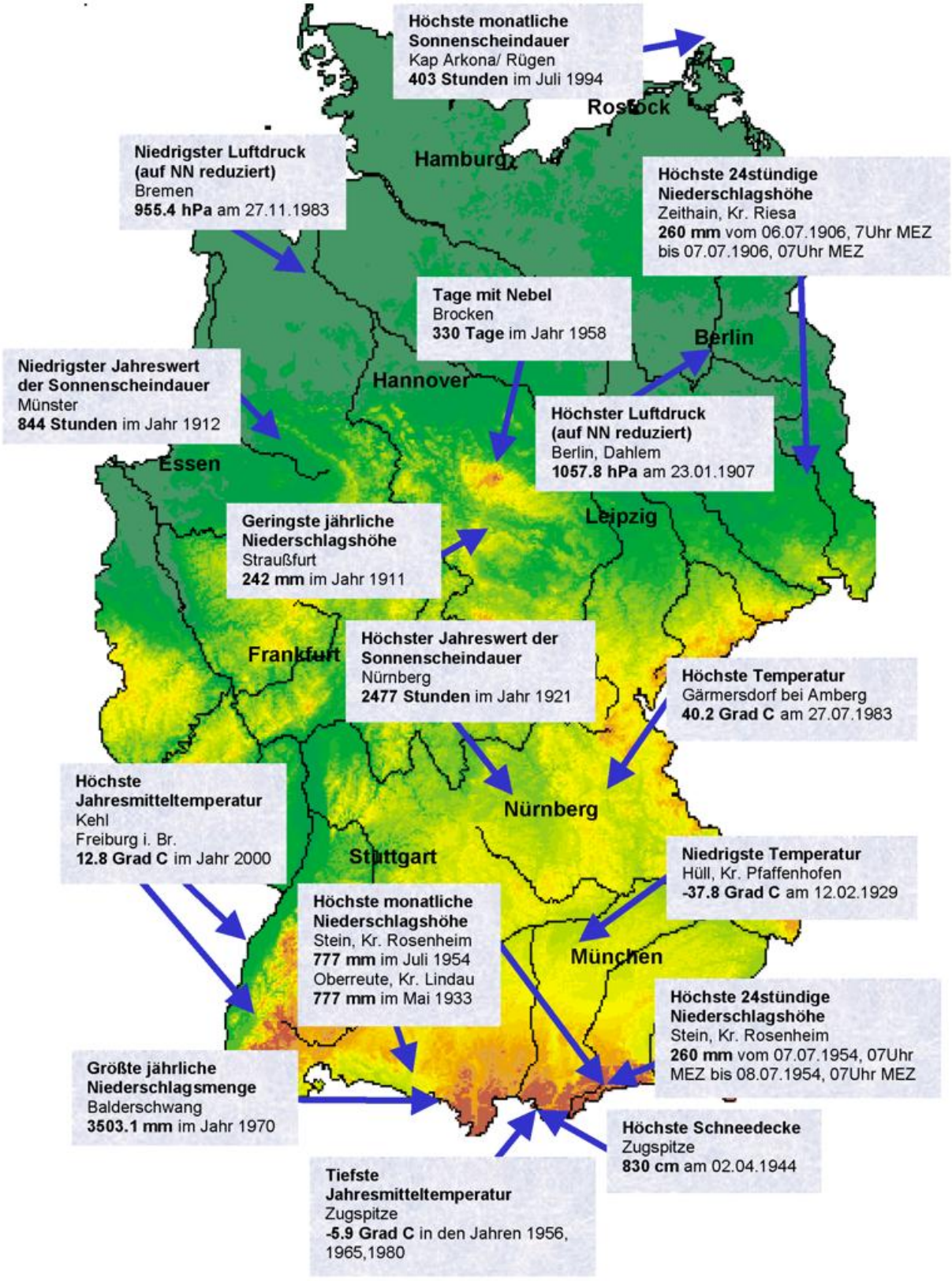
Schmidt, H.2002: Die Entwicklung der Sturmhäufigkeit in der Deutschen Bucht zwischen 1879 und 2000. Deutscher Wetterdienst, Klimastatusbericht 2001. DWD, Offenbach a. M.

Tinz, B., (1998): Sea ice winter severity in the German Baltic in a greenhouse gas scenario. Dt. Hydr. Z. 50, 33-45

Tinz, B., (2000): Der thermische Impakt von Klimaschwankungen im Bereich der deutschen Ostseeküste. Dissertation, Freie Univ. Berlin, FB Geowissenschaften 1999. Shaker-Verlag, Aachen , 172 S.

VDI,(1997) : Umweltmeteorologie. Methoden zur human-biometeorologischen Bewertung von Klima und Lufthygiene für die Stadt- und Regionalplanung. Teil 1: Klima. VDI-Richtlinie 3787 Blatt 2. VDI-Verlag, Düsseldorf

Extremwertkarte 20. Jahrhundert



Die eingetragenen Extremwerte beruhen auf Messungen. Im Einzelfall können noch stärkere Extreme aufgetreten sein, die von den Meßstellen nicht erfaßt wurden.

Lufttemperaturen über der Deutschen Bucht im 20. Jahrhundert

Ch. Lefebvre

Die Deutsche Bucht ist ein zur Bundesrepublik Deutschland gehörendes Seegebiet in der südöstlichen Nordsee, das im Süden und Osten durch die friesische Küste begrenzt wird. Sie wird durchquert von einem der frequentiertesten Schifffahrtswege, da über sie ein wichtiger Handelsweg zu den Welthäfen Hamburg, Bremen und einer Reihe wichtiger Umschlagplätze entlang der Küsten verläuft. Fahrende Handelsschiffe spielen nicht nur für die Wirtschaft, sondern auch für die Erhebung meteorologischer Daten auf See eine wichtige Rolle. Auf einigen Handelsschiffen wird von den Besatzungen auf freiwilliger Basis das Wetter beobachtet. Diese sog. Voluntary Observing Ships (VOS), von denen derzeit allein rund 750 vom Hafendienst des Deutschen Wetterdienstes betreut werden, stellen die Hauptquelle für in situ Daten auf See dar. Ihre Meldungen sind - anders als die von Landstationen - weder räumlich noch zeitlich homogen, was bei ihrer Bearbeitung berücksichtigt werden muss. Wettermeldungen dieser VOS werden in Echtzeit über das GTS (Global Telecommunication System) verbreitet sowie in Schiffstagebüchern oder zunehmend digital auf Disketten erfasst und im Deutschen Wetterdienst archiviert (Wagner, 2000).



Abb. 1 Lage der Stationen im Seegebiet Deutsche Bucht.

Neben der Datenerhebung auf Schiffen erfolgen in der Deutschen Bucht auch an einigen ortsfesten Wetterstationen Messungen (Abb. 1). So werden von der Insel Helgoland, Plattformen und von Bojen, die u.a. die früher im Einsatz befindlichen bemannten Feuerschiffe ersetzen, seit mindestens 10 Jahren (Helgoland seit 1981) sogar stündliche Wettermeldungen abgesetzt. Das Datennetz weist zwar immer wieder zeitliche und räumliche Lücken auf, bietet aber eine für Seegebiete vergleichsweise gute Grundlage für Auswertungen.

Die zweiseitige Begrenzung der Deutschen Bucht durch das Festland und der Übergang zum offenen Meer über das Gebiet der regelmäßig trocken fallenden Watten und der Friesischen Inseln bedingen über diesem Seegebiet einen ausgeprägten horizontalen Gradienten der Lufttemperatur, der besonders in den Wintermonaten stark ist und seine Richtung im Jahresverlauf ändert. Einen Eindruck verleiht die Abb. 2, die auszugsweise der Einzelveröffentlichung des Deutschen Wetterdienstes „Climate of the North Sea“ (Michaelsen, et al. 1998) für die Monate Januar, April, Juli und Oktober sowie für das Jahr entnommen sind. Diese Darstellung der mittleren Lufttemperatur über dem Nordseegebiet im Zeitraum 1981-1990 basiert auf einem numerischen Analyseverfahren mit objektiver Qualitätskontrolle und passt sich, wie der Vergleich der Mitteltemperaturen verschiedener Zeiträume (Abb. 3) zeigt, gut in das Gesamtbild ein.

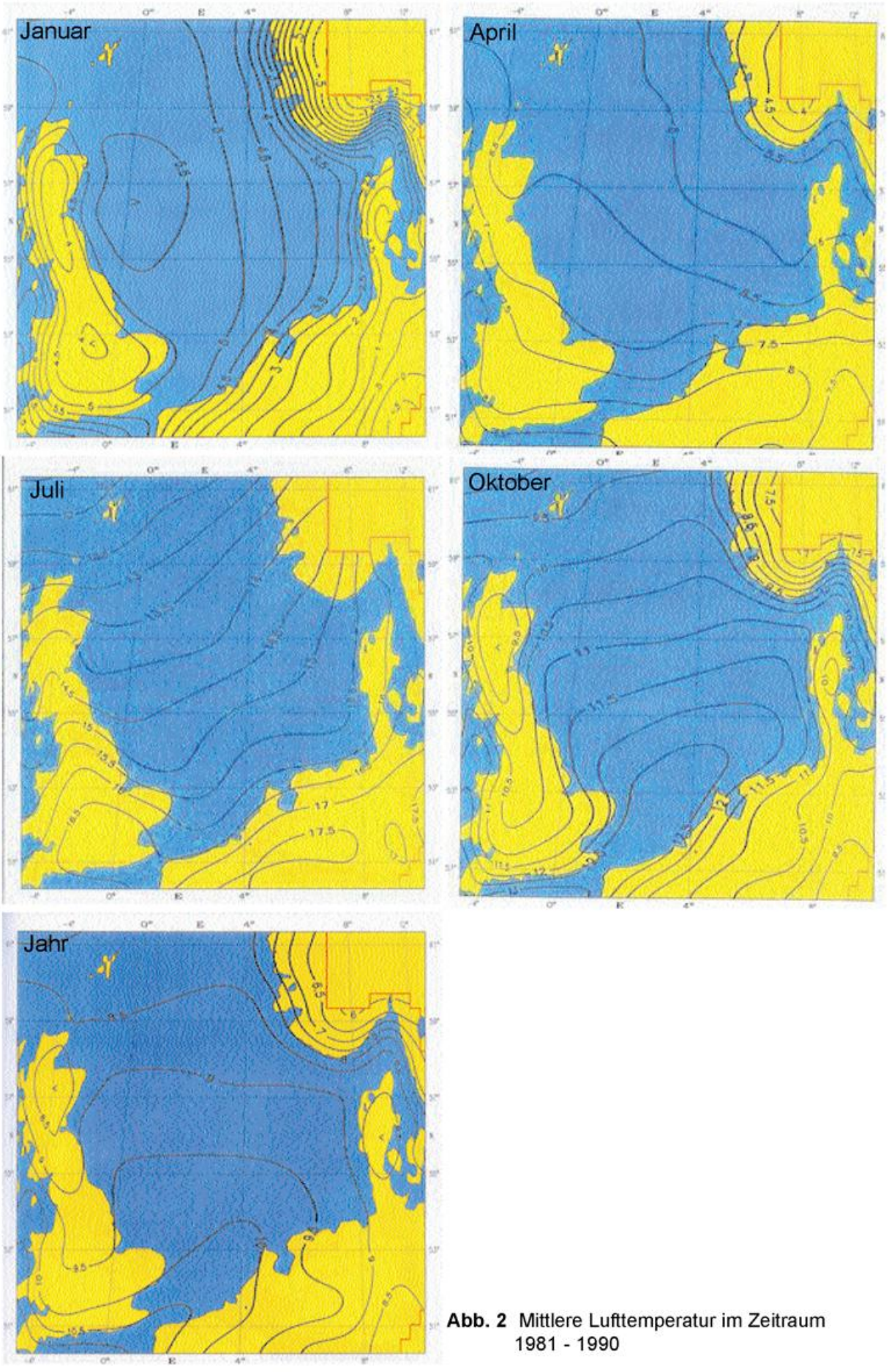


Abb. 2 Mittlere Lufttemperatur im Zeitraum 1981 - 1990

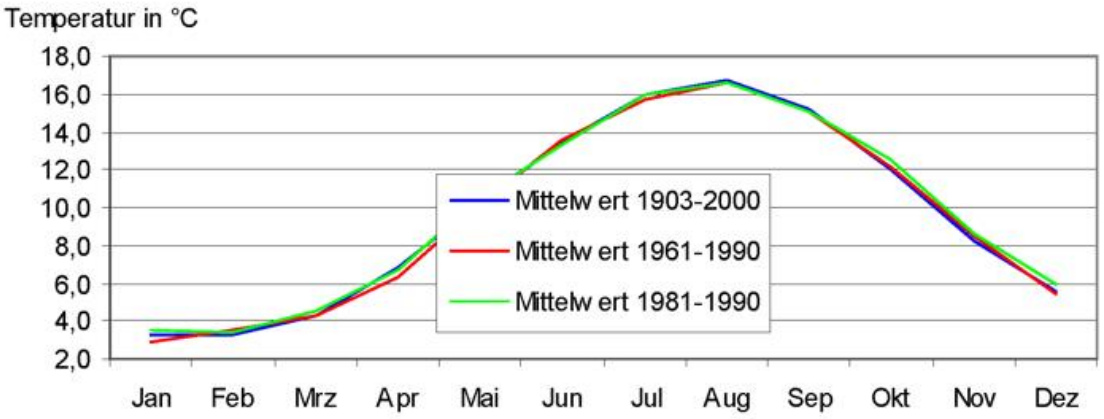


Abb. 3 Mittlerer Jahresgang der Lufttemperatur

Auch wenn über der Deutschen Bucht merkliche Temperaturunterschiede bestehen, so wurde in den Jahren 1989/1990 am damaligen Seewetteramt der Versuch unternommen, aus den archivierten Schiffsmeldungen eine für die Deutsche Bucht repräsentative Reihe der Lufttemperaturen des vergangenen Jahrhunderts zu erstellen. Für den Zeitraum Dezember 1902 bis Dezember 1987 wurden aus 228 808 geprüften und korrigierten Schiffsmeldungen im Gebiet 53°-55° Nord, 5°-9° Ost Monatsmittelwerte der Lufttemperatur berechnet (Baudner 1990). Diese Reihe wurde nun – trotz aller Problematiken, die sich mit dem Eingreifen in eine bereits bestehende Reihe ergeben – mit 22 896 weiteren, ebenfalls geprüften und korrigierten Schiffsmeldungen um den Zeitraum 1988 bis 2000 verlängert, wobei von Feuerschiffersatzsystemen und Schiffen, die zeitweise im Stundentakt meldeten, nur die Haupttermine 00, 06, 12 und 18 Uhr UTC Verwendung fanden. Zur Erstellung der Temperaturreihe wurden die gemessenen Lufttemperaturen zuerst zu Monatsmittelwerten zusammengefasst und dann auf einen gemeinsamen Schwerpunkt korrigiert, um scheinbare Trends, die sich aus der Verlagerung der Schiffsrouten ergeben können, zu eliminieren. Dazu wurde die Temperaturdifferenz, die sich ergibt, wenn der aktuelle monatliche Schwerpunkt der Meldungen mit dem vieljährigen monatlichen Schwerpunkt verglichen wird, als Korrekturfaktor angebracht. (Cadet, 1988).

Die in den beiden Weltkriegen vorhandenen Datenlücken wurden mit reduzierten Monatsmittelwerten der Inselstation Helgoland gefüllt (Baudner, 1990).

Um den jüngsten Zeitraum ohne Erzeugung einer Inhomogenität an die vorhandene Zeitreihe anschließen zu können, wurden nicht nur die Monatsmitteltemperaturen des Zeitraums 1988-2000, sondern auch die des Überlappungszeitraums 1961-1987 berechnet. Systematische Unterschiede zwischen beiden Temperaturreihen bestanden im wesentlichen in den sechziger Jahren und lassen auf einen den Küsten näheren Schwerpunkt der langen Reihe schließen. In den achtziger Jahren, für die nun ein höheres Datenaufkommen gegenüber dem früheren Bearbeitungszeitpunkt zur Verfügung steht, ergaben sich keine systematischen Abweichungen mehr, und die Differenzbeträge reduzierten sich auf überwiegend ±0.5 K. Da in den einzelnen Monatszeitreihen der Zeitpunkt, ab dem eine gute Übereinstimmung zwischen den bestehenden und den neu berechneten Temperaturmitteln herrschte, nicht gleich war, wurde die Ablösung der ‚Baudner-Reihe' durch die Neuberechnungen entsprechend individuell angepasst. In den neunziger Jahren wurde eine Verlagerung des

Schwerpunkts in Richtung Helgoland korrigiert.

Korrekturen systematischer Fehler, die sich aus der Änderung der Instrumentierung, der Größe und Schnelligkeit der Schiffe ergeben können, wurden nicht durchgeführt. Zum einen fehlten Informationen darüber, zum anderen konnten sie aus dem vorliegenden Datenmaterial nicht nachgewiesen werden (Baudner, 1990).

Zur Verifizierung, Homogenisierung und ggf. auch Korrektur der Temperaturmittel wurden neben der Station Helgoland, deren Daten seit 1952 zur Verfügung standen, vor allem die Meldungen der Feuerschiffe (FS) Borkumriff, Elbe1 und Dt. Bucht bzw. nach deren Einziehung 1988 die Bojendaten von FS Elbe1 und FS Dt. Bucht verwendet. Damit konnten die letzten 50 Jahre der Temperaturreihe recht gut abgesichert werden. Unsicherer ist dagegen der Verlauf der ersten Jahrhunderthälfte. Hier stand nur die Wetterstation Emden zur Verfügung, deren Werte aus der „Klimakunde des Deutschen Reiches Bd. II", herausgegeben 1939 vom Reichsamt für Wetterdienst, sowie Meldungen des Feuerschiffes Elbe1 (Abb. 4) und der Station Bremerhaven (1937-1984).



Abb. 4 Feuerschiff Elbe 1

Den Verlauf der ermittelten Jahresmitteltemperaturen über der Deutschen Bucht gibt Abb. 5 wieder, ebenso deren Mittelwert und den linearen Trend. Obwohl sich das Meer dämpfend auf die Lufttemperatur auswirkt, führt die Häufung milder Jahre in den neunziger Jahren zu einem leichten Anstieg der Jahrestemperatur, der aber nicht signifikant ist.

Wie sich die Jahresmitteltemperatur der Temperaturreihe Dt. Bucht zu ausgewählten Stationen verhält, zeigt Abb. 6. Bei diesem recht parallelen Verlauf überraschen dann die hoch signifikanten Korrelationskoeffizienten zwischen 0,82 zum FS Dt. Bucht und 0,96 zu Helgoland nicht.

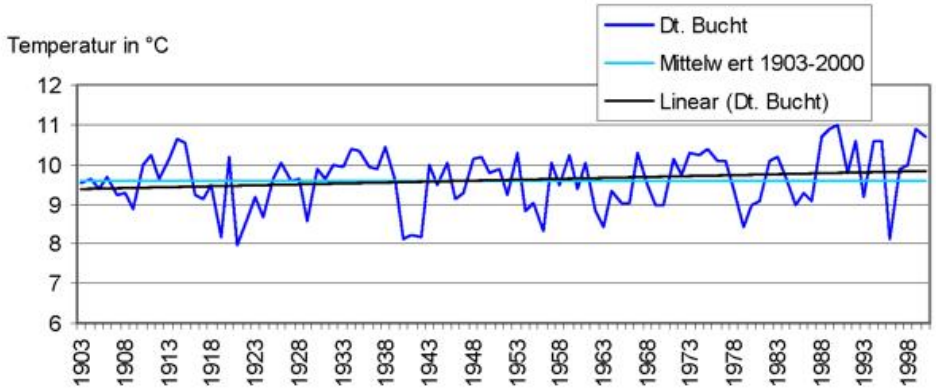


Abb. 5 Verlauf der Jahresmitteltemperatur mit Mittelwert und Trendlinie.

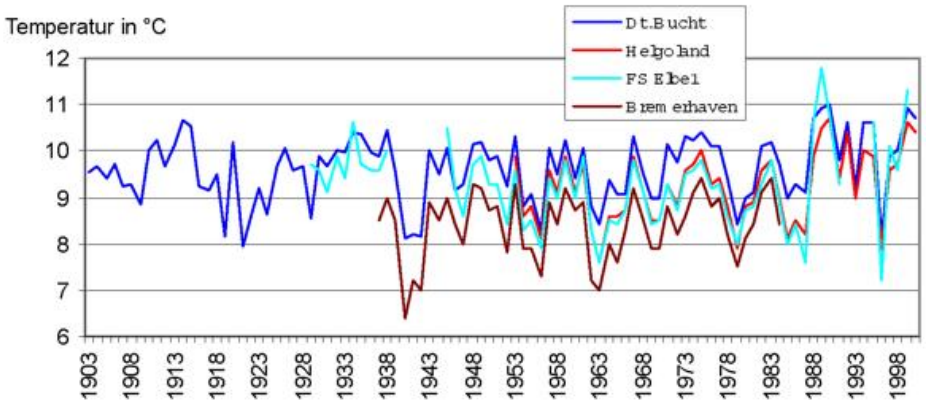
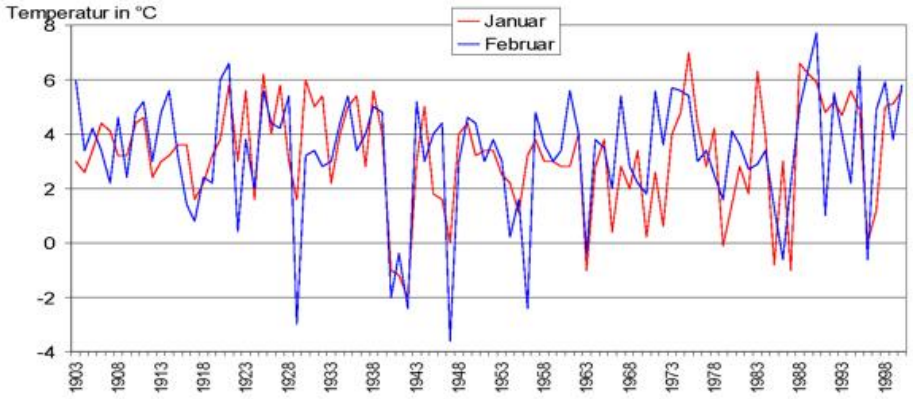
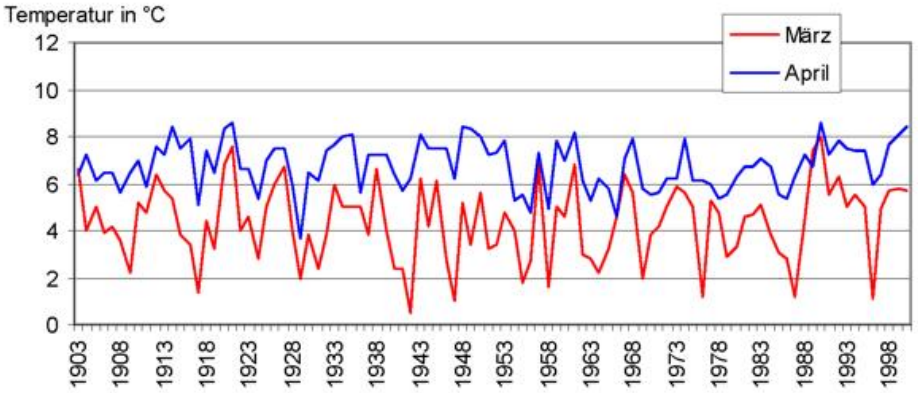


Abb. 6 Verlauf der Jahresmitteltemperatur an verschiedenen Stationen.

In den Abb. 7a-7f ist der Verlauf der einzelnen Monatsmittelwerte dargestellt. Beachtenswert sind hier die sehr kalten Wintermonate Februar 1929, Januar und Februar 1940-1942 und 1947. Der Eiswinter 1946/47 war im Nordseegebiet hinsichtlich Ausdehnung, Stärke und Andauer der Eisbedeckung der strengste seit Bestehen zuverlässiger Beobachtungen, obgleich meteorologische Kenngrößen wie Tagesmittel und Kältesummen nicht so extrem ausfielen wie in anderen Wintern. Bereits Anfang Januar war mit einer Vereisung bis auf die Höhe der friesischen Inselkette die maximal mögliche Vereisung erreicht. Weiter seewärts, wo die Nordsee wegen der Gezeitenbewegung, dem Warmwasserreservoir des mit ihr verbundenen Nordatlantiks, dem hohen Salzgehalt, der zunehmenden Tiefe und der Windeinwirkung nicht gefriert, gab es Treibeis wechselnder Intensität und Ausdehnung. Erst gegen Ende der 1. Märzdekade führte die Zufuhr milder Luftmassen durch Tiefdruckgebiete zum raschen Schmelzen (Blüthgen, 1948).





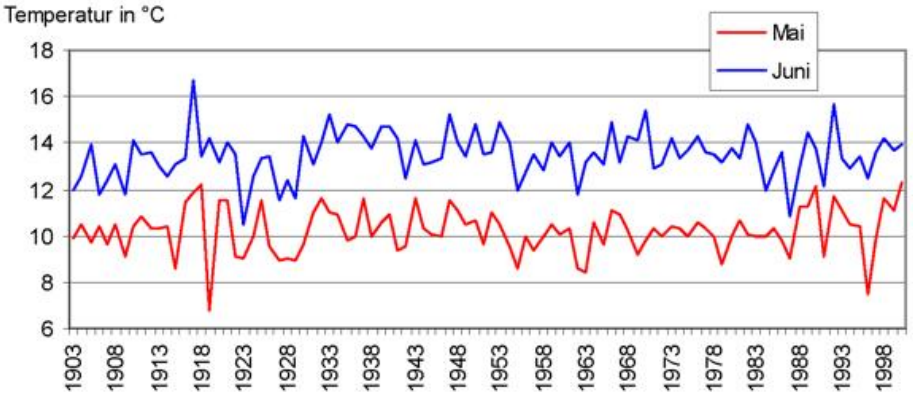


Abb. 7a-7c Verlauf der Monatsmitteltemperatur.

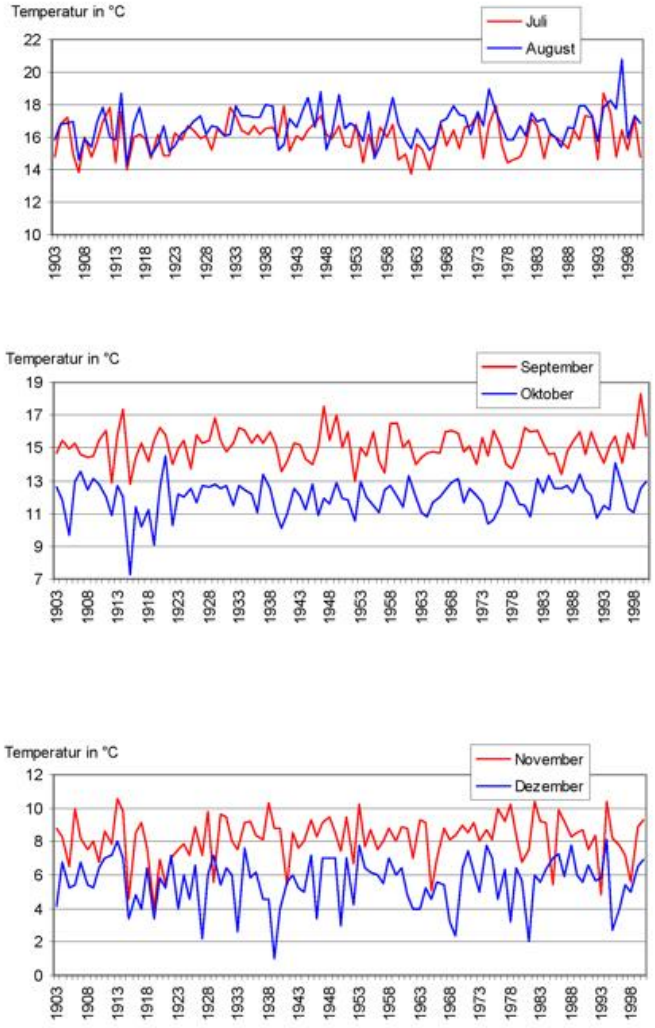


Abb. 7d-7f Verlauf der Monatsmitteltemperatur.

Abschließend sei angemerkt, dass im Rahmen des Projektes HISTOR (Aufbereitung historischer Daten) derzeit die in den Archiven des Deutschen Wetterdienstes in Hamburg lagernden Schiffsjournale aus der Segel- und Dampfschiffzeit ausgewertet und mit zugehörigen Metadaten digital erfasst werden. Diese Daten werden es u.a. in naher Zukunft ermöglichen, die Darstellung der Temperaturverhältnisse in der Deutschen Bucht zu Beginn des 20. Jahrhunderts besser abzusichern.

Literatur

Baudner, J., (1991): Zeitreihen der Lufttemperatur in der Deutschen Bucht von 1903-1990. Meteorologische Rundschau, Jg. 43, Heft 4,122-126,

Blüthgen, J. , (1948): Der Eiswinter 1946/47 in den deutschen Gewässern der Nord- und Ostsee. Zeitschrift für Meteorologie, Jg. 2, Heft 12, 353- 360

Cadet, D.L., Pafadnam, Y., (1988): Marine data sets and the shift of shipping routes. J.G.R. 93, No. C 12, 15639-15641

Michaelsen, K., Krell, U., Reinhardt, V., Graßl, H., Kaufeld, L., (1998): Climate of the North Sea. Deutscher Wetterdienst, Einzelveröffentlichung Nr. 118

Wagner, V.: Projekt für freiwillig wetterbeobachtende Schiffe (VOS), Projekt: Klima Auswahl (VOSCLIM). Klimastatusbericht 2000, Deutscher Wetterdienst.

Die Säkulare Klimareihe von Potsdam

A. Lehmann

Einleitung

Das Preußische Meteorologische Institut gründete 1892 auf dem Telegrafenberg in Potsdam ein Meteorologisch-Magnetisches Observatorium, dem – wie Süring anläßlich seines 50jährigen Bestehens 1943 ausführte – in Bezug auf die Meteorologie „von vornherein zwei Aufgaben vorgezeichnet" waren; „die Führung einer sogenannten meteorologischen Station erster Ordnung und die physikalische Erforschung der Naturvorgänge. Die erste Aufgabe schließt nicht nur die Sammlung und Bearbeitung des gesamten Beobachtungs- und Registriermaterials ein, sondern auch die Sorge dafür, daß dieses Material homogen bleibt oder daß die Instrumente und ihre Aufstellung – wenn Änderungen unvermeidbar sind – in sich vergleichbar bleiben. Das Observatorium soll mithin alle Bedingungen einer Säkularstation erfüllen". (Hoelper und Süring, 1943).

Am 1. Januar 1893 wurden die regelmäßigen meteorologischen Beobachtungen an der – wie man sich später gewöhnte zu sagen – Säkularstation Potsdam aufgenommen und bis heute unter weitestgehender Wahrung des Anspruchs unverändert am selben Standort und unter denselben Randbedingungen fortgeführt. Somit liegt heute ein mehr als 100jähriges Beobachtungsmaterial vor, das auf Grund seiner Komplexität und seiner Qualität wie kaum ein anderes geeignet ist, als Grundlage für Aussagen zu Status und Entwicklung des Klimas des 20. Jahrhunderts zu dienen.

Zur Lage der Station

Das Meteorologische Observatorium liegt im Südwesten der Stadt Potsdam außerhalb der bebauten Zone am Rande eines ausgedehnten Waldgebietes. Das Gelände steigt hier aus der Havel-Nuthe-Niederung mit dem Stadtgebiet zu einer Endmoränen-Hügelkette der letzten Eiszeit an, die im Süden Berlins und Potsdams verläuft. Das Meßfeld des Observatoriums befindet sich in einer Höhe von 81 m ü. NN am NW-Abfall dieser Hügelkette ungefähr 50 m über dem Havelniveau. Das Gelände ist nach Westen und Nordwesten offen, nach Süden steigt es weiter leicht an und erreicht in ca. 2 km Entfernung auf dem Kleinen Ravensberg eine Höhe von 116 m. Die unmittelbare Meßfeldumgebung ist flach mit mäßig geneigten Anteilen. Die Wuchshöhe der Bäume in der Umgebung beträgt heute etwa 15 bis 20 m.

Die Lage der Station bringt es mit sich, daß die meteorologischen Messwerte in kritischen Fällen – vor allem bei stark lokal geprägtem Hochdruckwetter mit geringem Austausch – nicht für die umgebenden Niederungsgebiete zutreffen. Wie zahlreiche Untersuchungen nachgewiesen haben, sind die Messungen aber im regionalen Scale als repräsentativ für den größten Teil des nordostdeutschen Binnentieflandes anzusehen.

Beobachtungsprogramm und säkularer Datenspeicher

Die Zugehörigkeit der Station zum Meteorologischen Observatorium bedeutete, daß das Beobachtungsprogramm von vornherein ungewöhnlich breit angelegt war. Über den Rahmen der üblichen 3terminigen Klimabeobachtungen hinaus wurden für die wichtigsten meteorologischen Größen Lufttemperatur, Relative Luftfeuchte, Luftdruck, Windrichtung und -geschwindigkeit, Sonnenscheindauer und Niederschlag Analogregistrierungen vorgenommen. Spezialmessungen bzw. -beobachtungen ergänzten dieses Programm:

- 1894 wurden Beobachtungen des Bedeckungsgrades des Himmels mit Wolken in zweistündigem Abstand aufgenommen,
- Zwischen 1894 und 1896 begannen Messungen der Bodentemperatur in den Tiefen 2, 5, 10, 20 und 50 cm, 1, 2, 4, 6 und 12 m, die z. T. mehrmals täglich ausgeführt wurden.
- Ab 1937 kamen Routinemessungen der Strahlungsgrößen dazu.

Weitere über viele Jahre durchgeführte spezielle Messungen, die aber heute nicht mehr zum Beobachtungsprogramm der Station gehören, sind hier nicht aufgeführt.

Nach dem 2. Weltkrieg wurde die Säkularstation in das Stationsnetz des Meteorologischen Dienstes (MD) der DDR eingegliedert und 1960 dem Haupamt für Klimatologie unterstellt. Sie hatte damit die Beobachtungsprogramme einer normalen Synopstation und einer Klimastation zu erfüllen. Die säkulare 3terminige Klimareihe blieb davon unberührt. Sie wurde parallel zu den netzüblichen Beobachtungen („Neue Klimareihe") weitergeführt. Auswirkungen hatte dieser neue Status der Station jedoch z.T. auf die Art und Weise der Gewinnung und Auswertung von Stundenwerten (Analogregistrierungen) durch den Einsatz neuer Technik (AFMS) und durch die Einführung neuer Maßeinheiten (Wind, Bedeckungsgrad), da hier ein Parallelbetrieb die verfügbare Personalkapazität an der Station bei weitem überfordert hätte.

Im allgemeinen Datenspeicher des DWD sind für die Station Potsdam die netzüblichen Beobachtungen gespeichert.

Um eine Vermengung der Beobachtungsdaten der säkularen Reihe mit denen der Neuen Klimareihe zu vermeiden und alle relevanten Daten beieinander zu haben, wurde an der Säkularstation ein separater Datenspeicher auf Workstation-Basis eingerichtet. Tab. 1 informiert über die in diesem Datenspeicher enthaltenen Dateien.

Sieht man von einer gewissen experimentellen Phase zu Beginn der regelmäßigen Beobachtungen ab, sind die Methodik der meteorologischen Beobachtungen an der Säkularstation und das klassische Instrumentarium bis heute weitgehend unverändert beibehalten worden. Zwangsweise sind damit Abweichungen gegenüber den mehrfach den Bedürfnissen angepaßten netzüblichen Verfahren entstanden. Im folgenden sollen nur die Besonderheiten des Beobachtungsprogramms und des eingesetzten Instrumentariums hervorgehoben werden:

TAGESWERTE Art	METEOROLOGISCHE GRÖSSE	MASSEINHEIT
Mittel, Maximum, Minimum	Lufttemperatur	°C
Minimum	Temperatur in 5 cm über Grund	°C
Mittel	Windgeschwindigkeit	m/s
Mittel	Relative Luftfeuchte	%
Mittel	Dampfdruck	hPa
Mittel	Luftdruck in Barometerhöhe (99.6 m ü. NN)	hPa
Mittel	Bedeckungsgrad	%
Summe	Sonnenscheindauer relative Sonnenscheindauer	h %
Summe	Globalstrahlung Himmelsstrahlung Sonnenstrahlung	J/cm² J/cm² J/cm²
Summe	Potentielle Verdunstung reale Verdunstung	mm mm
Summe	Niederschlagshöhe Niederschlagsart	mm
TERMIN- und STUNDENWERTE		
7, 14, 21 Uhr MOZ	komplette Klimabeobachtung	
Terminwerte	Bodentemperatur	°C
7-Uhr-Wert	Schneehöhe Neuschneehöhe Wasseräquivalent	cm cm mm
14-Uhr-Wert	Sättigungsdefizit	hPa
Stundenwerte	Lufttemperatur	°C
Stundenwerte	Relative Luftfeuchte	%
Stundenwerte	Dampfdruck	hPa
Stundensummen	Sonnenscheindauer	min
Stundensummen (und Tagessummen)	Niederschlagshöhe	mm
Stundenmittel	Windrichtung Windgeschwindigkeit	 m/s
Stundensummen	Globalstrahlung	J/cm²
Stundensummen	Himmelsstrahlung	J/cm²
Stundensummen	Sonnenstrahlung	J/cm²
3stündliche Werte	Luftdruck	hPa
2stündliche Werte	Bedeckungsgrad	Zehntel / Achtel
SAISONWERTE		
Wintersumme	Kältesumme	°C

Tab. 1 Säkulare Datenspeicher.

- Die dreiterminigen Klimabeobachtungen werden bis zum heutigen Tage nach mittlerer Ortszeit MOZ – für Potsdam h + 8 min – durchgeführt. Das unterscheidet sie von den Beobachtungen an allen anderen deutschen Klimastationen.

- Die klassischen Klimabeobachtungen werden bis heute in einer Holzhütte vorgenommen, während sonst im allgemeinen Plasthütten im Einsatz sind.

- Die Lufttemperatur wird mit einem unbelüfteten Glasthermometer gemessen. Das ist zwar hinsichtlich der Realitätstreue der Messungen ungünstiger als eine

Messung mit Zwangsventilation, aber die Reihe ist dadurch in sich homogen gehalten und somit für Trenduntersuchungen bestens geeignet.

- Die Bodentemperatur wird auf einem 3 m x 6 m großen Meßfeld gemessen, das 6 m tief ausgecovert und mit reinem Sand künstlich geschüttet wurde. Es ist unbewachsen und wird im Winter schneefrei gehalten. Die Messungen erfolgen bis 20 cm Tiefe mit abgewinkelten Glasthermometern, in größeren Tiefen mit Glasthermometern unterschiedlicher Trägheit am Ende von Holzstangen, die in Neusilberrohren stecken und zum Ablesen herausgezogen werden. Die Bodentemperaturmessungen bis in eine Tiefe von 12 m sind ein absolutes Unikat.

- Die Sonnenscheindauer wird bei vollkommener Horizontfreiheit mit einem Sonnenscheinautographen nach Campbell-Stokes mit gelber Kugel gemessen.

- Die Windmessung erfolgt auf dem großen Turm des Observatoriums in ca. 40 m ü. G. . Die Auswertung der Registrierungen wurde 1972 von der 32teiligen auf die 36teilige Skala umgestellt (Stundenwerte).

- Die Windstärkeangaben in Bf zu den Terminen sind auf der Basis von Meßwerten (m/s) bestimmt. Die Windrichtung wird nach der 32teiligen Skala angegeben.

- Ein weiteres Unikat stellen die zweistündlichen Schätzungen des Bedeckungsgrades dar, die bis 1971 in Zehntel, seither in Achtel vorgenommen werden. Die Terminwerte des Bedeckungsgrades mit und ohne Cirren werden nach wie vor in Zehntel geschätzt.

Im übrigen Beobachtungsnetz des Meteorologischen Dienstes (MD) der DDR wurde in zwei Etappen 1957 und 1962 die Mitteleuropäische Zeit MEZ als Beobachtungszeit eingeführt. Synop- und Klimatermine wurden zusammengelegt. In Abhängigkeit von der geografischen Lage der Stationen bedeutete das eine Vorverlegung der Beobachtungszeiten bis zu 40 Minuten. In der warmen Jaheszeit ergaben sich durch diese Verschiebung der Beobachtungszeiten mittlere Änderungen in den Beobachtungswerten um bis zu –1K zum Frühtermin und bis zu +0.5K zum Abendtermin. Wenn auch das Tagesmittel vergleichsweise wenig im Mittel nur um 0.1 K – beeinflußt ist, ist die Qualitätseinbuße der Datenreihen speziell für Trenduntersuchungen nicht zu übersehen. An allen hauptamtlichen Klimastationen des MD der DDR wurde 1967 das Beobachtungsregime auf 4 Termine 01, 07, 13, 19 Uhr MEZ umgestellt, was einen weiteren Bruch in den Datenreihen bedingte. Die Wiedervereinigung brachte 1990 eine erneute Verwerfung der Reihen in den Neuen Bundesländern: Die Beobachtungstermine wurden auf die Mannheimer Stunden zurückgesetzt, die Beobachtungszeit netzeinheitlich auf h+ 30 min festgesetzt, wie bis dahin schon in den Alten Bundesländern üblich. Die säkulare Klimareihe ist somit in den neuen Bundeskändern die einzige Klimareihe mit durchgängig 3terminigen Beobachtungen zu den Mannheimer Stunden und bundesweit die einzige Klimareihe mit von Beginn an unveränderten Beobachtungszeiten nach MOZ.

- Einige Besonderheiten gegenüber netzüblichen Verfahren bestehen heute in den Eintragungsvorschriften für den Witterungsverlauf und in der Definition einiger Ereignistage (Wind).

Im Zusammenhang mit dem 100jährigen Bestehen der Säkularstation wurde eine detaillierte Dokumentation aller Änderungen der Beobachtungs- und Auswertevorschriften und des eingesetzten Intrumentariums erstellt, die allerdings bisher nicht veröffentlicht ist.

Zu Vollständigkeit und Qualität des Beobachtungsmaterials

Mit den Potsdamer meteorologischen Beobachtungen steht ein einzigartig komplexes und vollständiges Datenmaterial zur Verfügung. Die klassischen dreiterminigen Beobachtungen weisen so gut wie keine Ausfälle auf. In den anderen Reihen sind, bedingt durch Personaleinschränkungen und Geräteausfall (z.B. Windmessgerät), einige Lücken zu verzeichnen, die allerdings weitgehend ergänzt wurden.

Die nachhaltigsten Störungen der Reihen ergaben sich in der Folge der beiden Weltkriege. Personaleinschränkungen führten z.B. über längere Zeit zu einer Reduzierung der täglichen Beobachtungstermine für die Bodentemperaturen und den Bedeckungsgrad des Himmels mit Wolken sowie zum zeitweiligen Wegfall der 21-Uhr-Beobachtungen und der ersatzweisen Verwendung von Registrierauswertungen. Aber selbst, als am Ende des 2. Weltkrieges das Kampfgeschehen Potsdam direkt erfaßte, wurden die Beobachtungen am Meteorologischen Observatorium nur 3 Tage total unterbrochen. In der kritischen Zeit wurde der Beobachtungsdienst von dem damals schon hoch betagten Geheimrat Süring persönlich wahrgenommen.

Die unveränderte Lage der Station und der gleich gebliebene Charakter ihrer näheren Umgebung – sieht man von der Zunahme der Wuchshöhen der benachbarten Vegetation ab – sowie die weitestgehend konservativ gehaltene Beobachtungsmethodik machen es sehr wahrscheinlich, dass sich in den meisten Mess- und Beobachtungsdaten der Säkularstation wirklich nur die tatsächliche Variabilität der meteorologischen Verhältnisse abbildet und auftretende Änderungen klimatischen Ursprungs sind und nicht durch Fremdeinwirkungen hervorgerufen wurden. Dieser Umstand und die Komplexität und die Vollständigkeit des Datenmaterials machen die Daten zu einem besonders wertvollen Fundus für die Klimaforschung.

Ausgewählte Auswertungen

Nachfolgend einige wenige Beispiele möglicher Auswertungen aus dem breiten Spektrum der Beobachtungen:

Analysiert man Monatswerte der Beobachtungsdaten im Hinblick auf ihre mögliche Veränderung im Verlaufe des Jahrhunderts, so stellt man fest, dass

- die Änderung der beobachteten Werte in den Monaten nach Betrag und Richtung unterschiedlich ist,

- die Änderung sich in Schwingungen unterschiedlicher Amplitude und mit einer Andauer von einem oder mehreren Jahrzehnten darstellt. Während vielfach die Beobachtungswerte in mehr oder weniger ausgeprägten Wellen um ein Langzeitmittel pendeln, ist in einigen wenigen Monaten eine gerichtete Änderung zu erkennen. Die Angabe eines linearen Trends ist in aller Regel eine starke Vereinfachung und oftmals nur geeignet, den momentan erreichten Abstand der Beobachtungen vom Ausgangsniveau zu beschreiben.

Die Abb. 1a bis 1c zeigen Beispiele der 100jährigen Entwicklung von Lufttemperatur, Luftdruck und Bedeckungsgrad für ausgewählte Monate mit Tiefpaßfilterung über 30 Jahre (in Anlehnung an die international übliche Länge der Normalwertperioden), in denen ein Trend erkennbar ist. Obwohl in Abb. 1c eine Zunahme der Bedeckung aufgezeigt wird, ist zeitgleich keine Abnahme der Sonnenscheindauer (Abb. 1d) nachzuweisen. Den Ursachen müßte durch eine Detailanalyse nachgegangen werden.

Lufttemperatur

In Abb. 1a ist die Entwicklung des Tagesminimums der Lufttemperatur im August und Oktober beispielhaft für die eingeschlossenen Monate dargestellt. Es zeigt sich eine eindeutige Temperaturzunahme. Mit >= 1K ist sie beim Tagesminimum besonders stark ausgeprägt und deutlicher als bei der Tagesmitteltemperatur.

Trenduntersuchungen lohnen sich auch für feiner aufgelöste Beobachtungsdaten. Abb. 2 demonstriert, daß durch die Zusammenfassung der Tage zu Monaten Strukturen verwischt werden. Während z.B. im Monatsmittel der Februar und abgeschwächt auch Januar und März kaum Unterschiede der Lufttemperatur zwischen den Normalwertzeiträumen 1901/30 und 1961/90 aufweisen, sieht man bei Betrachtung der Tageswerte – hier 5tägig übergreifend gemittelt – deutliche Änderungen im Verlaufe des Jahrhunderts, die eine Umbildung der Lage und Ausprägung der winterlichen Kälteperioden anzeigen. (Siehe dazu auch die Änderungen der winterlichen Luftdruckverhältnisse auf Tageswertbasis.)

Eine eindrucksvolle Demonstration der Aussagekraft fein aufgelöster Beobachtungen gibt Abb. 3, in der die mittlere Abweichung der Stundenwerte der Lufttemperatur in Potsdam im Zeitraum 1961/90 vom 100jährigen Mittelwert wiedergegeben ist. In Übereinstimmung mit Abb. 1a sieht man eindeutig, dass die beobachtete Erwärmung hauptsächlich in den Nachtstunden auftritt, während in den Tagesstunden die Erwärmung zumindest abgeschwächt ist, teilweise aber sogar eine Abkühlung beobachtet wird (vgl. auch Beobachtungen zum Bedeckungsgrad).

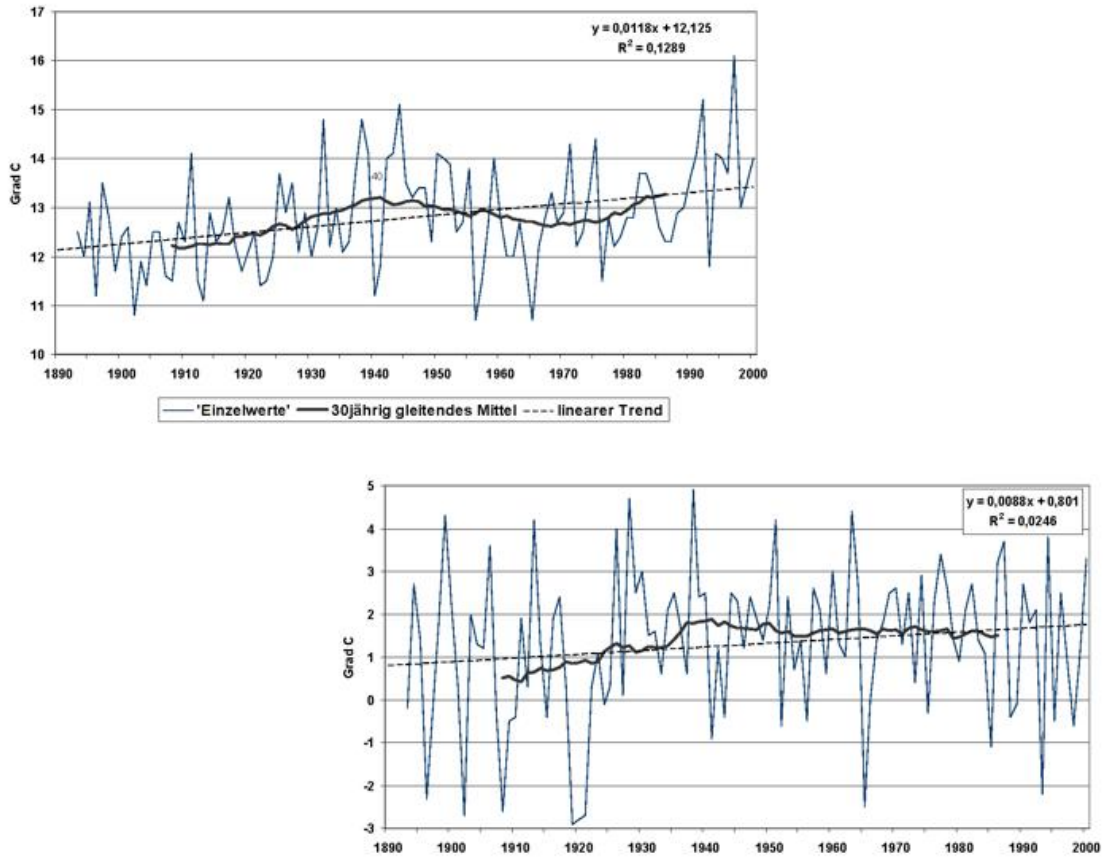


Abb. 1a Mittleres tägliches Minimum der Lufttemperatur im August und November.

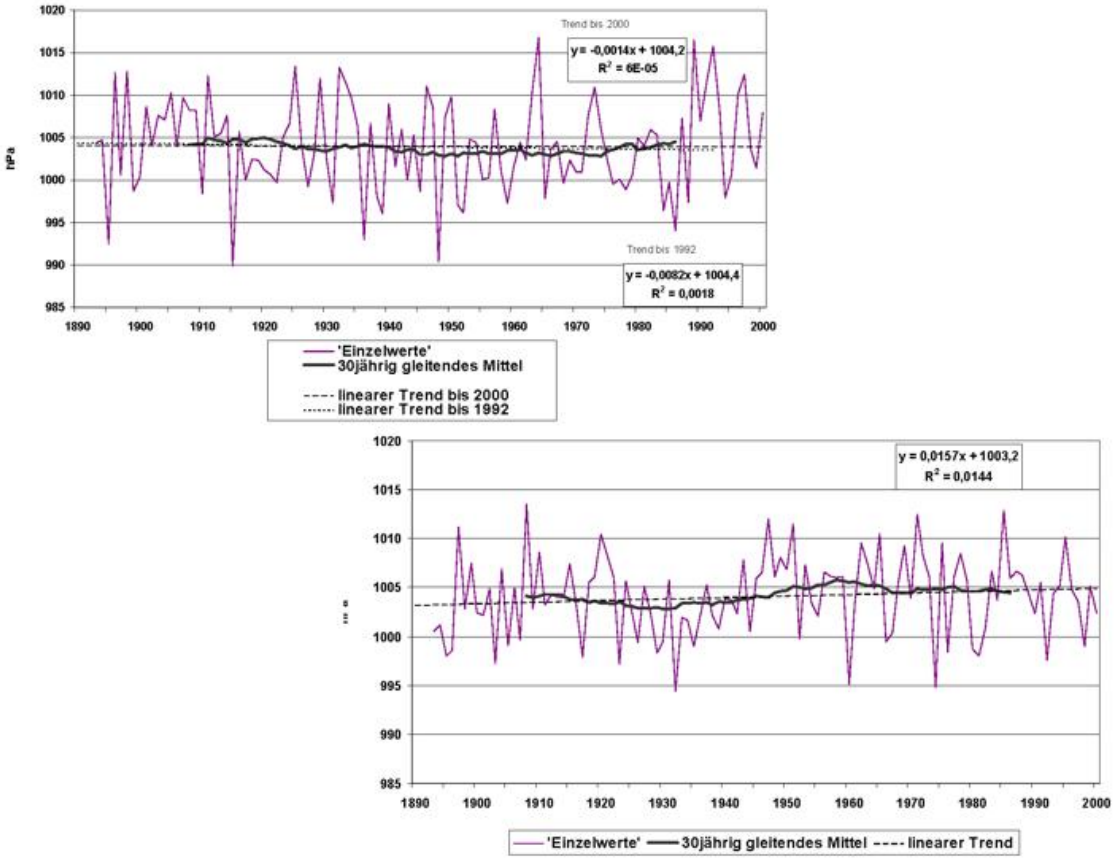


Abb. 1b Mittlerer Luftdruck in Stationshöhe im Januar und Oktober.

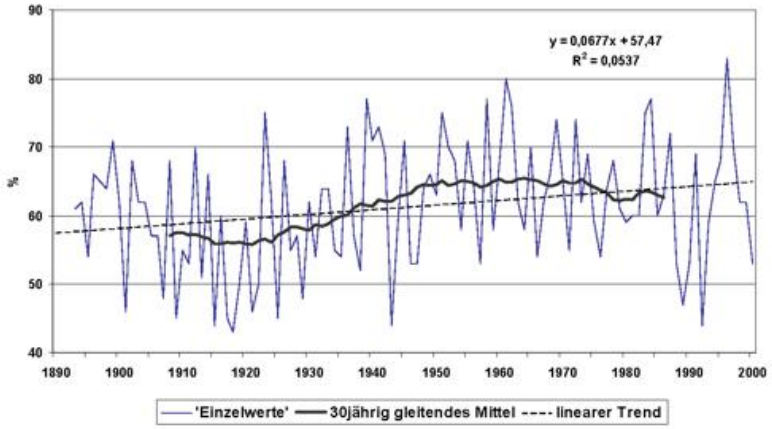


Abb. 1c Mittlere Bedeckung im Mai.

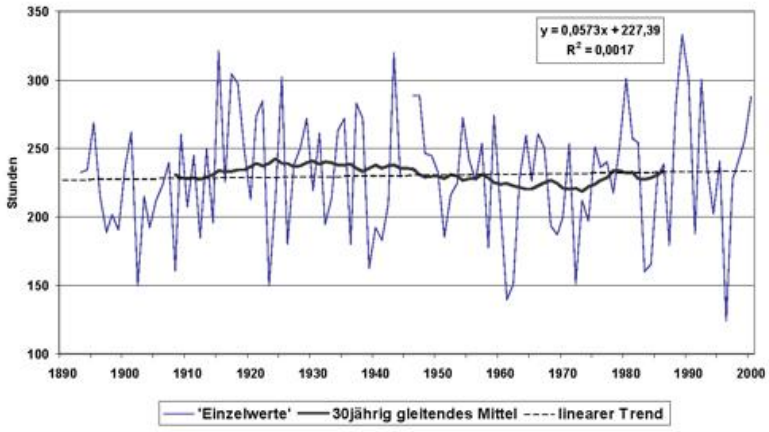


Abb. 1d Sonnenscheindauer im Mai.

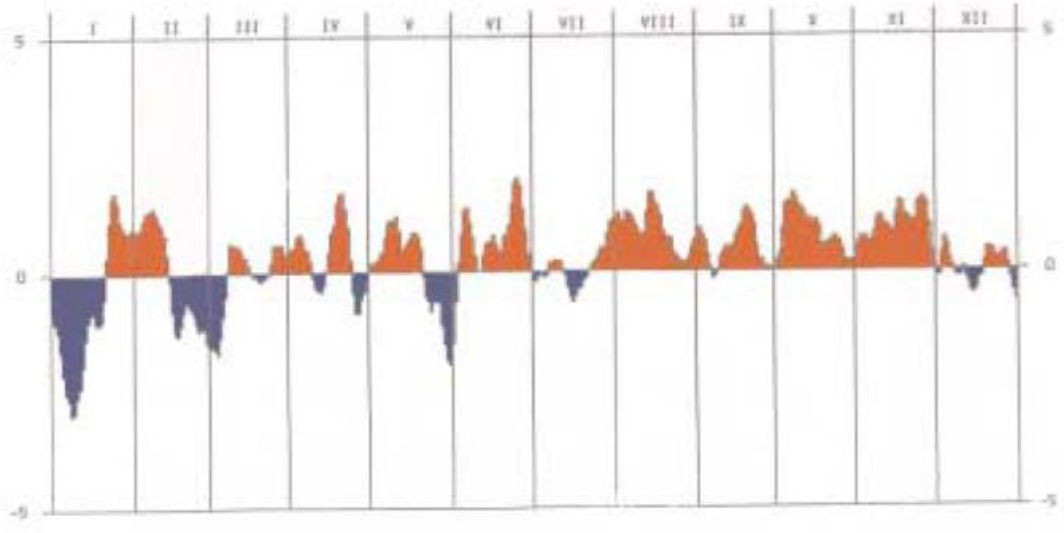


Abb. 2 Tagesmittel der Lufttemperatur in Potsdam. Mittlere Differenzen 1961/90 - 1901/30, 5tägig geglättet.

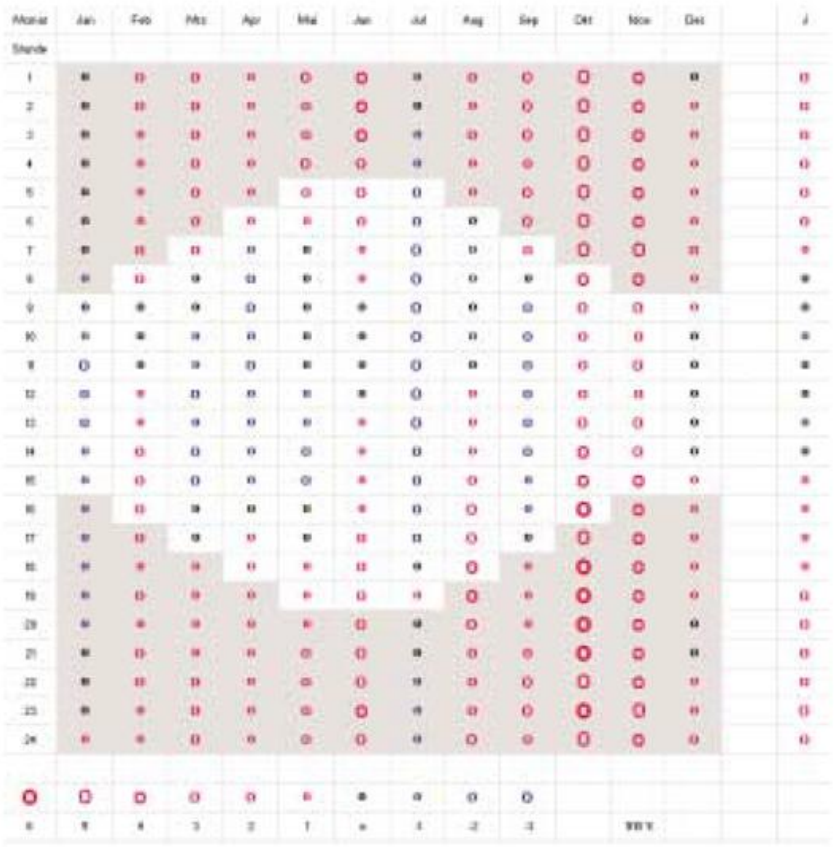


Abb. 3 Stundenwerte der Lufttemperatur in Potsdam. Mittlere Abweichung im Zeitraum 1961/90 vom 100jährigen Mittel 1893/1992.

Luftdruck

Die Langzeitentwicklung des Luftdrucks in Potsdam ist vorwiegend durch Schwingungen mit z.T. ausgeprägter Amplitude charakterisiert, die in den meisten Monaten nur schwache gerichtete Änderungen erkennen lassen (Abb.1b). Interessant sind jedoch die Auswirkungen dieser schwachen langzeitigen Änderungen auf den Jahresgang des Luftdrucks. In Abb. 4 sind für 30jährige Zeiträume im 10-Jahres-Abstand die Jahresgänge dargestellt. Die jeweilige Grundlinie bezeichnet 1000 hPa, der Abstand zwischen den Linien 5 hPa. Zu Beginn des Beobachtungszei-traumes war der Jahresgang durch 2 fast gleich große Maxima im Januar und im September gekennzeichnet, zwischen denen im Mai ein drittes, schwächeres Maximum auftrat. Der Rückgang des mittleren Luftdrucks von Januar zum Hauptminimum im April war mit 4,5 hPa im Zeitraum 1901/30 besonders prägnant. Mit den Jahren schwächten sich sowohl das Wintermaximum als auch das Frühjahrsminimum ab und wiesen 1961/90 gerade noch die Hälfte des ursprünglichen Unterschieds auf. Das Herbstmaximum dehnte sich unter Verstärkung auf den Oktober aus, so daß der durch eine Doppelwelle gekennzeichnete Jahresgang sich nunmehr wesentlich ausgeglichener als zu Jahrhundertbeginn darstellt. Auf Grund der schwachen, z.T. nicht signifikanten Änderungen in den Einzelmonaten muß aber angenommen werden, dass der derzeitige Jahresgang ein Durchgangsstadium darstellt

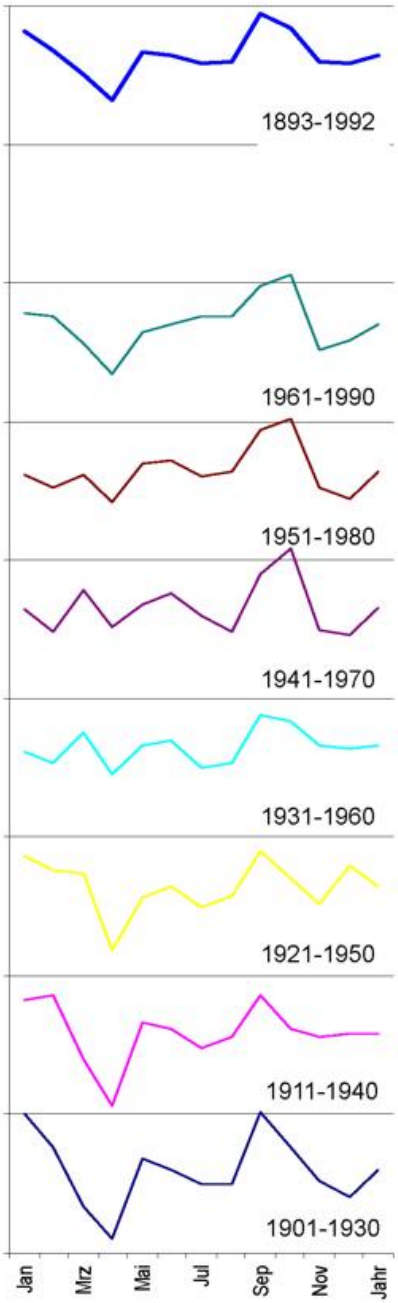


Abb. 4 Mittlere Monats- und Jahresmittel des Luftdrucks in Barometerhöhe in Potsdam.

Eine noch interessantere Entwicklung bietet der in Tageswerte aufgelöste Jahresgang des Luftdrucks, in Abb. 5 fünftägig gleitend gemittelt. Betrachtet werden sollen nur die Monate Januar bis März und die Standardzeiträume 1901/30 und 1961/90. Sichtbar ist eine markante Umbildung der winterlichen Strukturen mit einer Vorverlegung des Hochwinters um ca. 2 Wochen von der zweiten auf die erste Januarhälfte und der Ausbildung einer Doppelgipfligkeit der Periode sowie der Ausbildung einer ebenfalls doppelgipfligen Hochdruckperiode Ende Februar/Anfang März. Man beachte die damit korrespondierende Veränderung des Lufttemperaturganges in diesen Monaten.

Bedeckungsgrad

Eine ausgeprägte Zunahme des Bedeckungsgrades (aus 3 Terminwerten) ist nur im Mai nachweisbar (Abb. 1c), wobei für diesen Monat keine Entsprechung in der Langzeitentwicklung der Sonnenscheindauer gegeben ist (Abb. 1d). Insgesamt hat in den 100 Beobachtungsjahren die Anzahl der trüben Tage zu- und die der heiteren Tage abgenommen, jeweils um ca. 10 Tage/Jahr (Abb. 6d).

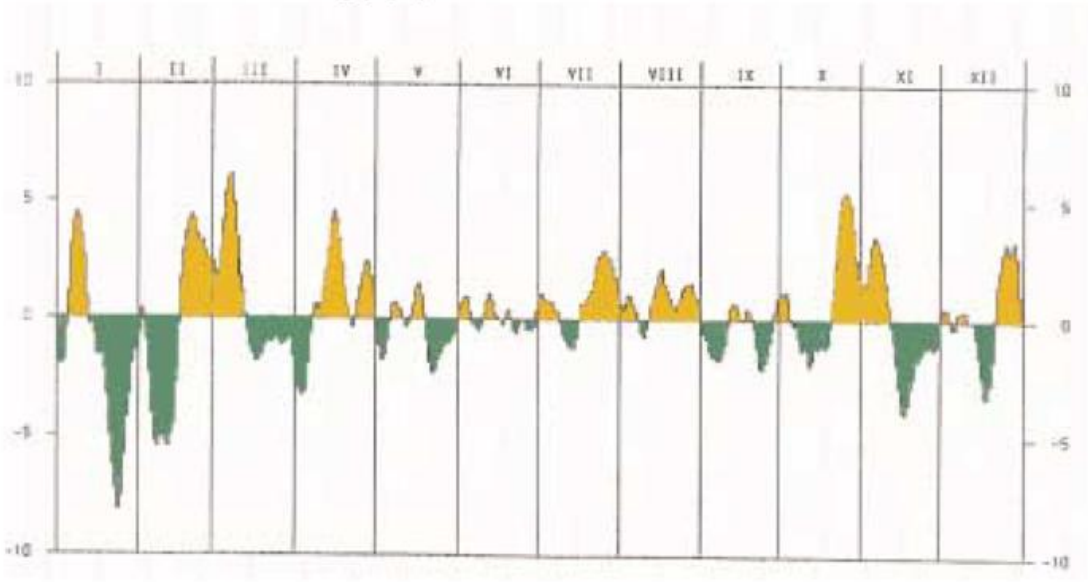
Definition:
heiterer Tag = Tagesmittel des Bedeckungs-grades (arithmetisches Mittel aus 3 Ter-minen) < 20 %

trüber Tag = Tagesmittel des Bedeckungsgrades > 80 %

Beim Bedeckungsgrad lohnt sich ein Vergleich der aus 3 Terminbeobachtungen und aus zweistündlichen Werten abgeleiteten Schwellenwert unter- oder -überschreitungshäufigkeiten (Ereignistage). Es ist festzustellen, dass die Häufigkeit von Tagen mit starker Bedeckung bei 3terminigen Beobachtungen z.T. erheblich überschätzt wird, im Sommer wegen des allgemein ausgeprägteren Tagesganges des Bedeckungsgrades stärker als im Winter. Im Jahr betragen die Unterschiede im Mittel bis zu +10 Tagen für die Anzahl der trüben Tage (Abb. 6b). Überraschend ist die Feststellung, daß die Unterschiede im Laufe des Jahrhunderts zugenommen haben (Abb. 6c). Ein Hinweis auf die Ursache ergibt sich aus der Zunahme des Bedeckungsgrades in den Mittagsstunden im Jahresmittel. Diese wiederum stützt die

Beobachtung, daß die allgemeine Erwärmung nicht oder nur abgeschwächt in den Tagesstunden erfolgte (vgl. Abb. 3). Eine detailliertere Untersuchung würde sich lohnen!

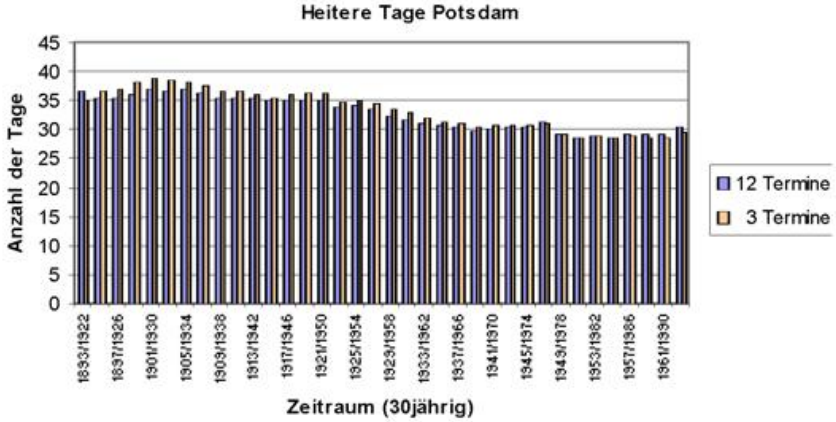
Abb. 5 Mittlere Tagesmittel des auf NN reduzierten Luftdrucks in Potsdam 1901/30 und 1961/90 und ihre Differenzwerte, 5tägig geglättet.

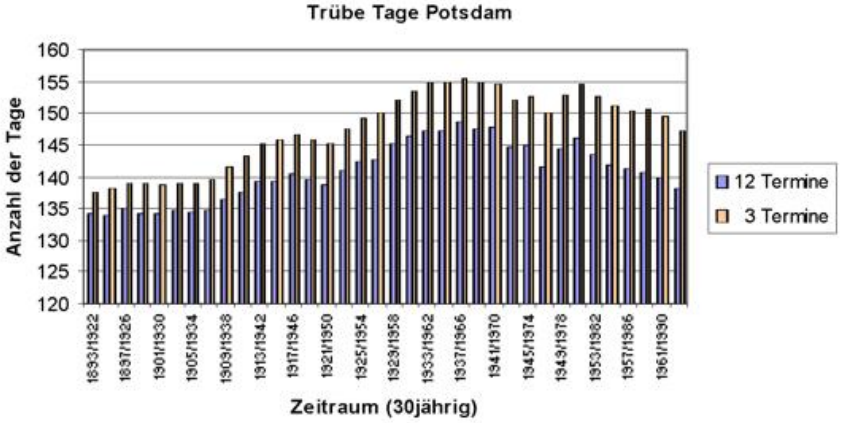


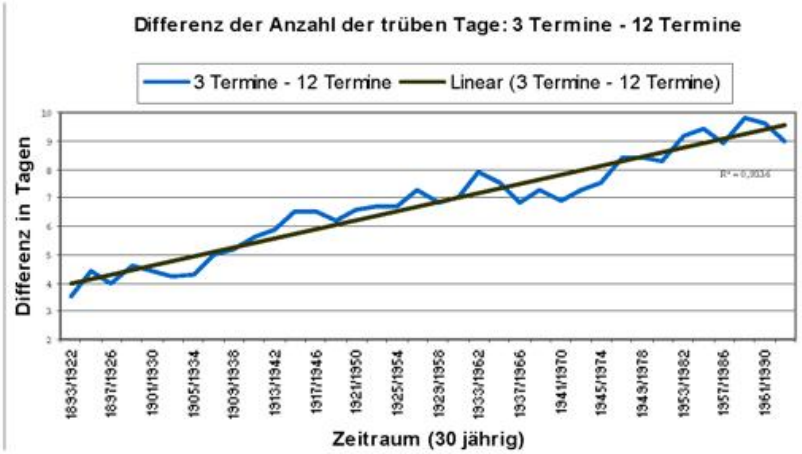
Bodentemperatur

Die Bodentemperatur weist einen ausgeprägten Jahresgang auf, dessen Amplitude mit der Tiefe abnimmt und phasenverschoben ist. Erst in 0,5 bis 1 m Tiefe ist die Spannweite der Monatsmittel im Jahr mit der der Lufttemperatur vergleichbar. In Abb. 7 sind mittlere Zustandskurven der Temperaturverteilung im Boden (Temperaturprofile) für die Monate dargestellt, die anschaulich die jahreszeitlichen Anderungen der Temperaturschichtung und die Höhenverschiebung relativ warmer und kalter Horizonte zeigen. Interessanterweise ist diese prinzipielle Struktur des Bodentemperaturfeldes auch in den extremen Werten der Monatsmittel erhalten, wobei die Verteilung für die tiefsten Monatsmittel ausgeprägt linksschief, für die höchsten Monatsmittel ausgeprägt rechtsschief ist.

Eine Trendanalyse zeigt übrigens eine Zunahme der Bodentemperatur im Sommer und Herbst ist bis in eine Tiefe von 4 m, wobei der Anstieg sich vor allem in der ersten Hälfte des Jahrhunderts vollzieht. Zum Teil übersteigt er den der Lufttemperatur beträchtlich. Er beträgt z.B. in 1 m Tiefe im August 1,5 K (ohne Abbildung).







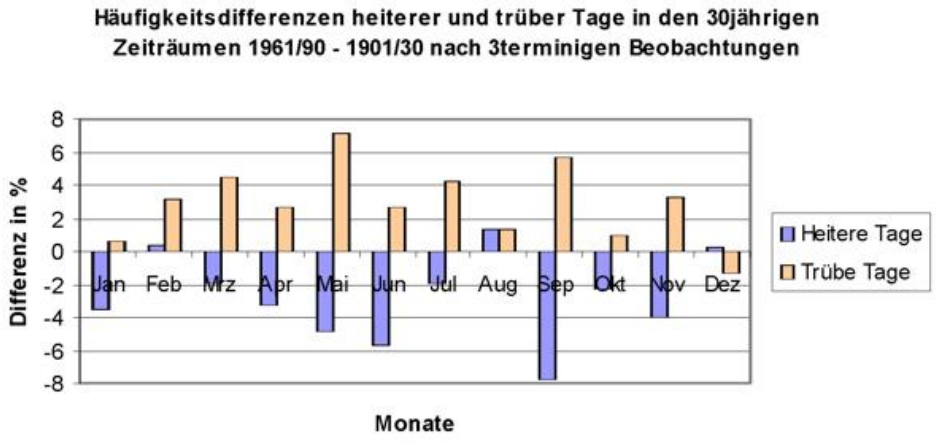


Abb. 6 Mittlere Anzahl der heiteren und trüben Tage in Potsdam pro anno in 30 Jahres-Perioden und monatlichen Differenzen 1961/90 - 1901/30.

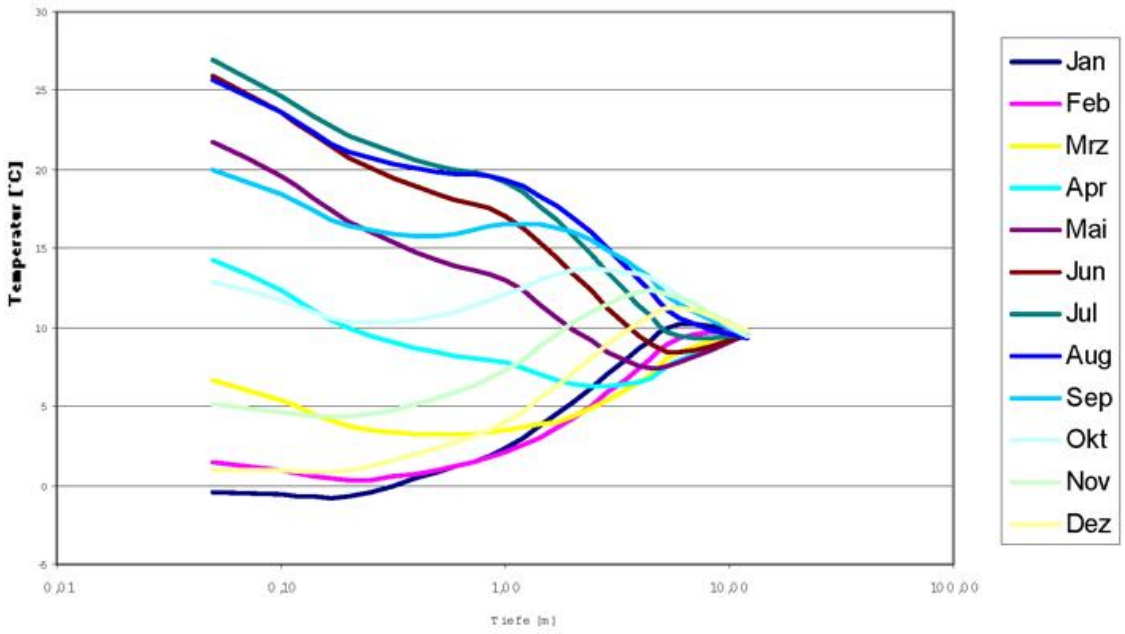


Abb. 7 Monatsmittel der Bodentemperaturprofile in Potsdam 1961/90.

Zusammenfassung

Die meteorologischen Beobachtungen an der Säkularstation stellen für die Klimaforschung ein einmalig umfassendes, vollständiges und qualitativ hochwertiges Datenmaterial dar. Die angeführten Beispiele können nur andeutungsweise zeigen, wie vielfältig und detailliert die Daten ausgewertet werden können. Obwohl die Potsdamer Daten in der Vergangenheit Grundlage für eine große Vielzahl wissenschaftlich-klimatologischer Arbeiten zu unterschiedlichen Problemstellungen waren, sind viele Fragen speziell hinsichtlich der Klimaentwicklung bisher ungeklärt, und der Forschung bietet sich hier auch in Zukunft noch ein fast unbegrenztes Betätigungsfeld. Insbesondere ist die Bedeutung der Station als Klimareferenzstation zu unterstreichen. In Verantwortung für die Absicherung auch der zukünftigen Bereitstellung tragfähiger Daten für die Klimaforschung kann nur der Hoffnung Ausdruck gegeben werden, daß tragfähige Lösungen gefunden werden, die die Arbeit der Säkularstation auch in Zukunft sicherstellen. Schließlich hat schon 1905 die in Innsbruck tagende internationale meteorologische Direktorenkonferenz den meteorologischen Zentralanstalten die Empfehlung gegeben, Säkularstationen langzeitig zu betreiben (Knoch, 1929).

Literatur

Hoelper, O. und R. Süring, (1943): Die geschichtliche Entwicklung des Meteorologischen Observatoriums Potsdam Meteorol.Z. 60, S. 3-15

Knoch, K.,1929: Die Säkularstationen im norddeutschen Beobachtungsnetz Tätigkeitsbericht des Preuß. Meteor. Inst. für das Jahr

Das Klima der Stadt Halle (Saale) nach den Wetterbeobachtungen 1901 bis 2000

U. Wendling

Zum Klima der Stadt Halle (S.) gibt es keine neueren Veröffentlichungen. Eine ältere Arbeit bezog sich auf die Klimabeobachtungen in Halle (S.) von 1901-1950 bzw. 1851-1950 (Hoelscher, 1954). In den „Klimadaten von Deutschland, Zeitraum 1961-1990" (Müller-Westermeier, 1996) fehlt die Station Halle (S.). Die „Klimatologischen Normalwerte 1951-80" (MD der DDR, 1987) weisen die Klimastationen Leipzig-Schkeuditz (ab 1.5.1972) und Halle-Kröllwitz (ab 1.8.1953, vorher Halle-Passen-dorf) aus, von ihnen sind dort monatliche Normalwerte (Lufttemperatur, Luftfeuchte, Sonnenscheindauer und Niederschlag) veröffentlicht. Detailliertere Angaben zu den Standorten der Wetterbeobachtungen im Bereich der Stadt Halle (S.) finden sich bei Wendling (1984). Danach wurde die erste Klimastation vom 1. Januar 1851 bis zum Jahr 1900 auf dem Gelände des heutigen Elisabeth-Krankenhauses an der Mauerstraße betrieben. Am 1.4.1899 begann eine Klimastation im Garten der Landwirtschaftlichen Fakultät der Universität Halle (S.) an der Ludwig-Wucherer-Straße zu arbeiten (Station Halle-Stadt, 51°29‘ n.Br., 11°59‘ ö.L., 104 m ü. NN, Klimastation Nr. 3218). Die Beobachtungen wurden über viele Jahre vom Agrarmeteorologischen Institut der Universität betreut und ausgewertet, sie mussten am 31.12.1972 eingestellt werden. Der Standort ist als Innenstadt zu charakterisieren, umgeben von durchweg mehrstöckigen Wohn-, Büro- und Geschäftshäusern aus der Zeit um 1900. Der Garten zwischen den Fakultätsgebäuden mit Bäumen und Gewächshäusern ist nicht sehr groß. Die Bebauung dieses Stadtteils änderte sich im Laufe der 20. Jahrhunderts nicht wesentlich.

Im August 1946 wurde von der damaligen Landeswetterwarte Sachsen-Anhalt auf dem Gelände des Flugplatzes in Halle-Passendorf eine Meteorologische Station eingerichtet, die nach Aufgabe des Flugplatzes am 1. August 1953 um ca. 4 km nach Norden, in den Stadtteil Halle-Kröllwitz, Dölauer Straße verlegt wurde. Dort erfolgten die Beobachtungen bis zum 30.4.1971 durch Mitarbeiter des Meteorologischen Dienstes der DDR (MD).

Im November 1959 bezog das Forschungsinstitut für Agrarmeteorologie des MD sein Gebäude in Halle-Kröllwitz und errichtete dort auf dem ca. 1,5 ha großen Messfeld am Donnersberg eine Klimastation. Die Messungen begannen am 1.1.1960 und liefen zunächst parallel zu denen der ca. 1,2 km entfernten Wetterstation Dölauer Straße. Im Mai 1971 wurden beide Stationen zusammengelegt und seitdem am heutigen Standort als Station Halle-Kröllwitz betrieben. Das Messfeld liegt am nordwestlichen Stadtrand in einem Siedlungsgelände, unbeeinflusst von Gebäuden. Die Mess- und Beobachtungsprogramme der Klimastation wurden bis 30.4.1977 in konventioneller Form durchgeführt, ab 1.5.1977 als Registrierstation mit automatischer Datenerfassung (Messanlage AFMS-1), ab 1.3.1983 als Meteorologische Nebenstation und ist jetzt Automatische Wetterstation (AFMS-2, Stationskennziffer 10 466, Klimastation Nr. 3196). Die geographischen Daten sind gegeben durch: 51°31‘ n.B., 11°57‘ ö.L., 96 m ü. NN. An diesem Standort liegen kontinuierliche Klimabeobachtungen seit 1960 vor und damit auch für die Bezugsperiode 1961-1990. In der Zeit ist keine Änderung

das Standortes erfolgt, wohl aber der Messtechnik, was bei der Homogenisierung der Reihe (Herzog et al., 1998) berücksichtigt worden ist.

Für die Homogenisierung der hundertjährigen Klimareihe von Halle (S.) ist es von Vorteil, dass die genannten Stationen über längere Zeit parallel betrieben worden sind. Die Ergebnisse des Vergleichs von Lufttemperatur, Niederschlagshöhe und Sonnenscheindauer der Station Halle-Stadt mit dem jetzigen Standort Halle-Kröllwitz zeigt Tab. 1. Danach wirkt sich der Stadteinfluss in allen Jahreszeiten durch einen Temperaturanstieg aus, der im Sommer am stärksten ist. Bedingt durch die Dunstglocke ist die Sonnenscheindauer in der Stadt meist geringer als am Stadtrand mit einer Reduzierung um 3–5 %, das sind im Frühling und Herbst etwa 15 min/Tag. Die im Sommer wenig erhöhte Sonnenscheindauer (etwa 5 min/Tag) ist nicht relevant. Die insgesamt etwas höheren Niederschlagswerte in der Stadt dürften aus der dort sehr geschützten Aufstellung des Niederschlagsmessers im Vergleich zur offenen Fläche des Messfeldes der Station Halle-Kröllwitz resultieren.

		Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
Lufttemperatur	°C	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6
Niederschlagshöhe	%	0,9	-3,6	6,8	8,8	2,8
Sonnenscheindauer	%	-4,1	1,4	-4,6	-3,0	-1,2

Tab. 1 Mittlere Differenzen der Messergebnisse zwischen den Klimastationen Halle-Stadt und Halle-Kröllwitz während der Parallelmessungen in den Jahren 1961 bis 1966.

Mit den homogenisierten Klimadaten der Station Halle (S.), bezogen auf den jetzigen Standort (Herzog et al., 1998), sind nach Ausfüllen einiger Datenlücken und der Ergänzung durch die Messungen 1991-2000 Aussagen zum Trend der wichtigsten Klimaelemente möglich. In Abb. 1 sind die Reihen der mittleren jährlichen Lufttemperatur, der Niederschlagshöhe und der Sonnenscheindauer dargestellt. Bei den Temperatur- und Niederschlagswerten ist in den 100 Jahren kein genereller Trend zu erkennen, sie schwanken um ihre vieljährigen Mittel von ca. 9°C bzw. 450 mm. Erst ab 1985 zeigt sich in den geglätteten Kurven ein leichter Anstieg der beiden Größen. Bei der Sonnenscheindauer ist in den 50er Jahren ein markanter Rückgang zu verzeichnen, der erst ab etwa 1980 langsam wieder in einen Anstieg übergeht, ohne aber die hohen Werte vor 1950 zu erreichen. Das ist möglicherweise als ein typischer Effekt der Industrialisierung in der DDR auf der Basis der Energiegewinnung aus den mitteldeutschen Braunkohlenvorkommen mit hoher Luftverschmutzung zu erklären. Diese Tendenz ist gemäß Abb. 2 auch in den Beobachtungsergebnissen der Station Jena zu erkennen (Kluge et al., 2000), aber auch in abgeschwächter Form in Potsdam (Lehmann et al., 1993). Dieser Sachverhalt würde sich für eine genauere Untersuchung lohnen.

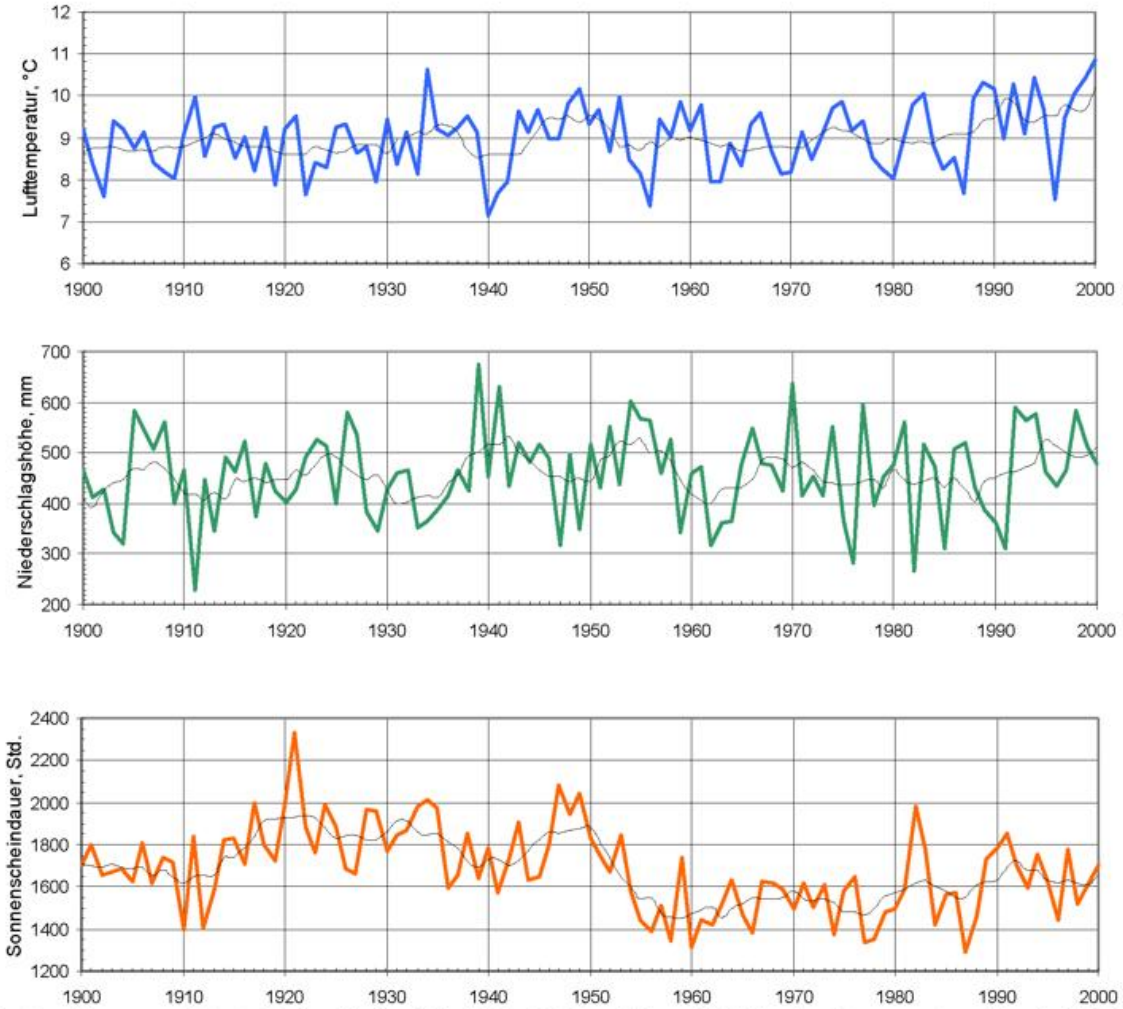


Abb. 1 Homogenisierte Reihe Halle (S.) 1901-2000, mittlere jährliche Lufttemperatur (blau), jährliche Niederschlagshöhen (grün) und jährliche Sonnenscheindauer (rot),7-jährig geglättete Werte (schwarz).

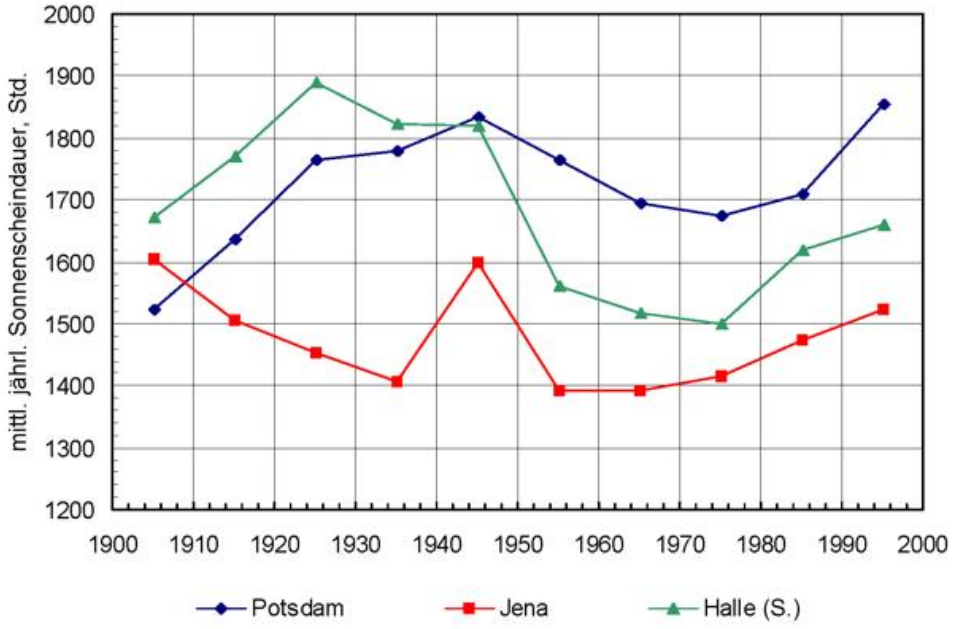


Abb. 2 Vergleich der 10-jährigen Mittel der Sonnenscheindauer an den Stationen Potsdam (blau), Jena (rot) und Halle (S.) (grün).

Obwohl ein durchgehender Trend in den 100-jährigen Messreihen nicht deutlich erkennbar ist, ergeben sich rechnerisch lineare Trendwerte für die Jahreszeiten und das Jahr, wie sie die Tab. 2 enthält. Sie sind für Niederschlag und Sonnenscheindauer auch in Prozent des 100-jährigen Mittels angegeben, bei der Temperatur ist das wegen der Winterwerte um 0°C nicht sinnvoll. Zum Vergleich ist in der Tabelle die natürliche Schwankung in den 100 Jahren durch die Standardabweichung angegeben. Die Temperaturzunahme beträgt weniger als 1K in 100 Jahren, liegt aber in der Größenordnung der Standardabweichung der Jahreszeiten- bzw. Jahresmittel. Beim Jahresniederschlag dagegen ist die Zunahme von 6% in 100 Jahren weit niedriger als die Standardabweichung. Die schon erwähnte starke Abnahme der Sonnenscheindauer im Zusammenhang mit steigender Luftverschmutzung seit 1950 ergibt einen negativen Trend, der insbesondere im Winter und Frühjahr in den 100 Jahren bis 20% erreicht und beim Jahreswert die Standardabweichung übersteigt.

	Lufttemperatur		Niederschlagshöhe			Sonnenscheindauer		
	Trend	Standard-abw.	Trend		Standard-abw.	Trend		Standard-abw.
	°C/Jahr	°C	mm/Jahr	%/Jahr	%	Std./Jahr	%/Jahr	%
Frühjahr	0,006	1,1	0,15	0,13	37	-1,03	-0,20	15
Sommer	0,008	0,9	-0,11	-0,06	33	-0,88	-0,13	14
Herbst	0,008	1,1	0,04	0,04	36	-0,44	-0,13	19
Winter	0,005	2,0	0,18	0,26	33	-0,30	-0,17	25
Jahr	0,007	0,8	0,26	0,06	19	-2,66	-0,16	12

Tab. 2 Lineare Trends von Lufttemperatur, Niederschlagshöhe und Sonnenscheindauer sowie Standardabweichungen für die meteorologischen Jahreszeiten und das Jahr, homogenisierte Reihe 1901-2000, Station Halle (S.).

Besonderes Interesse finden die Extreme in den langen Klimareihen. Sie lassen sich teilweise schon aus der Abb. 1 erkennen. Detaillierte Angaben sind in Tab. 3 enthalten. Der Sommer 1947 mit dem absoluten Temperaturmaximum sowie der sehr heiße Juli 1994 sind zu erkennen, das wärmste Jahr 2000 wie auch der kalte Winter 1929 mit dem absoluten Minimum und dem niedrigsten Monatsmittel der Temperatur im Februar. Auch das extreme Trockenjahr 1911 sowie das besonders sonnige Jahr 1921 und das sehr trübe Jahr 1987 sind verzeichnet.

Lufttemperatur (°C)	Maximum	Monat	Jahr	Minimum	Monat	Jahr
Extremwert	37,5	Jul	1947	-27,1	Feb	1929
Monatsmittel	22,5	Jul	1994	-11,0	Feb	1929
Jahresmittel	10,9	-	2000	7,2	-	1940
Niederschlagshöhe (mm)	**Maximum**	**Monat**	**Jahr**	**Minimum**	**Monat**	**Jahr**
Monatssumme	178	Jul	1955	1	Dez	1972
Jahressumme	676	-	1939	229	-	1911
Sonnenscheindauer (Std.)	**Maximum**	**Monat**	**Jahr**	**Minimum**	**Monat**	**Jahr**
Monatssumme	367	Jun	1917	7	Dez	1969
Jahressumme	2332	-	1921	1293	-	1987

Tab. 3 Extreme der homogenisierten Reihe 1901-2000 der Station Halle (S.).

Die homogenisierte Reihe der Station Halle (S.) ermöglicht die Ergänzung der vom DWD veröffentlichten Klimadaten von Deutschland 1961-1990 (Müller-Westermeier, 1996) um die Station Halle-Kröllwitz. Das schließt eine Lücke, die aus der Karte zu

obiger Veröffentlichung deutlich wird. Im Bereich der Halle-Leipziger Tieflandsbucht ist keine Station in die Bearbeitung einbezogen, die benachbarten Stationen Artern am Nordrand des Thüringer Beckens, Wittenberg und Magdeburg in der Elbniederung in 50 bis 80 km Entfernung sind für die Stadt Halle und ihre Umgebung nicht repräsentativ. Die Region im Umfeld der Großstädte Halle (S.) und Leipzig mit dem Flughafen bei Schkeuditz und dem Industriegebiet zwischen Merseburg und Weißenfels im Süden sowie Bitterfeld im Norden ist in der Ausdehnung etwa dem Frankfurter Raum zwischen Wiesbaden, Mainz und Hanau vergleichbar, wo fünf Klimastationen in der Bezugsperiode 1961-1990 zur Verfügung standen. Die Klimadaten von Halle-Kröllwitz der Bezugsperiode 1961-1990 sind in Tab. 4 zusammengestellt. Dabei wurde genau die Tabellenform wie in der angegebenen DWD-Veröffentlichung gewählt. Da jedoch Angaben zur Bewölkung fehlten, sind an dieser Stelle ergänzend zur monatlichen Sonnenscheindauer die monatlichen Relativwerte dieser Größe in % angegeben. Sie sind bezogen auf die maximal messbare Sonnenscheindauer (>3° Sonnenhöhe), die täglich um etwa eine Stunde kürzer ist als die astronomisch mögliche Sonnenscheindauer. Maximal wurden Tageswerte der Sonnenscheindauer von 15,5 Stunden gemessen, gleichzeitig ergibt die astronomisch mögliche Sonnenscheindauer 16,4 bis 16,7 Stunden.

Station HALLE – KRÖLLWITZ (homogenisierte Reihe)

Breite: 51 Grad 31 Min. N
Länge: 11 Grad 57 Min. E
Höhe: 96 m über NN
Zeitraum 1961 – 1990, Zahl der verwendeten Jahre: 30

Monat	LUFTTEMPERATUR							LUFTFEUCHTE		NIEDERSCHLAG			SONNENSCHEIN	
	mittl. Tagesmittel	mittl. tägl. Max.	mittl. tägl. Min.	abs. tägl. Max. (Jahr)	abs. tägl. Min. (Jahr)	mittlere Zahl der			mittl. Dampfdruck	mittl. relative Feuchte	mittl. Niederschlagshöhe	mittlere Zahl der Tage mit mindestens		mittlere Sonnenscheindauer	
						Eistage	Frosttage	Sommertage				1 mm	10 mm		
	(°C)					(Tage)			(hPa)	(%)	(mm)	(Tage)		(Std.)	(%)
Jan	0,0	2,5	-2,2	13,2 (83)	-24,2 (87)	8	17	-	5,2	84	24	7	0	44	19
Feb	0,8	3,4	-1,8	18,2 (90)	-21,1 (86)	7	16	-	5,2	82	18	6	0	69	27
Mrz	4,2	8,2	1,1	24,7 (68)	-15,1 (71)	1	11	-	6,1	76	25	6	0	113	32
Apr	8,3	12,8	4,2	31,1 (68)	-4,8 (86)	0	3	0	7,8	72	32	7	1	152	38
Mai	12,7	17,8	8,5	30,2 (71)	-1,5 (78)	-	0	3	9,9	70	53	9	1	207	45
Jun	16,2	21,3	11,7	33,1 (64)	0,6 (75)	-	-	7	13,1	71	53	9	1	207	44
Jul	17,8	22,9	13,2	36,5 (84)	5,3 (64)	-	-	10	13,7	70	65	9	2	209	44
Aug	17,5	22,9	12,9	35,8 (74)	3,6 (80)	-	-	9	14,2	71	58	9	2	198	46
Sep	14,1	19,4	10,4	32,3 (73)	0,0 (90)	-	-	4	12,5	79	34	7	1	145	41
Okt	9,8	13,2	6,5	28,1 (85)	-3,1 (71)	0	2	0	9,7	81	39	7	1	107	35
Nov	4,7	7,6	2,5	21,6 (68)	-15,7 (65)	1	8	-	7,2	83	27	7	0	55	23
Dez	1,4	3,7	-0,7	15,8 (61)	-21,7 (69)	6	15	-	6,0	86	25	7	0	38	18
Jahr	9,0	13,0	5,5	36,5	-24,2	23	72	33	9,2	77	453	90	9	1544	37

Erläuterungen: Bei der mittleren Zahl der Tage eines Elements bedeuten - : in dem Monat in keinem der 30 Jahre aufgetreten;
0 : in dem Monat an weniger als 15 Tagen in den 30 Jahre aufgetreten.
Bei der Sonnenscheindauer ist die Angabe in % auf die maximal messbare Sonnenscheindauer (>3° Sonnenhöhe) des jeweiligen Monats bezogen.

Tab. 4 Klimadaten der Stadt Halle-Kröllwitz der Bezugsperiode 1961-1990 als Ergänzung zu „Klimadaten von Deutschland, Zeitraum 1961 - 1990" (Müller-Westermeier, 1996).

		Artern	Magdeburg	Halle-Kröllwitz	Wittenberg
Höhe über NN	m	164	79	96	105
mittl. jährl. Lufttemperatur	°C	8,5	8,7	9,0	8,7
Eistage		28	24	23	26
Frosttage		83	81	72	86
Sommertage		35	37	33	40
mittl. jährl. Niederschlagshöhe	mm	455	494	453	563
mittl. jährl. Sonnenscheindauer	Std.	1459	1609	1544	1630

Tab. 5 Vergleich ausgewählter Klimadaten 1961 – 1990 der Station Halle-Kröllwitz mit denen benachbarter Station, entnommen aus Müller-Westermeier, (1996).

Der Vergleich der Klimadaten der Nachbarstationen Artern (50 km südwestlich), Magdeburg (80 km nördlich) und Wittenberg (60 km nordöstlich) lässt deutliche Unterschiede erkennen (s. Tab. 5). Der Stadteinfluss von Halle (S.) macht sich im Jahresmittel der Temperatur mit 0,3 bis 0,5 °C bemerkbar, aber auch durch deutlich weniger Eis- und Frosttage. Die Zahl der Sommertage ist allerdings geringer. Die Niederschlagshöhe ist ist in Halle-Kröllwitz noch deutlich vom Regenschatten des Harzes bestimmt mit vergleichbar niedrigen Werten wie in Artern, während in Wittenberg über 100 mm mehr Niederschlag fällt. Die Sonnenscheindauer ist in Artern um 6% geringer und in Magdeburg bzw. Wittenberg um 4-6% höher als in Halle-Kröllwitz.

Von Interesse dürfte es auch sein, wie die vielfach verwendeten 30-jährigen Klimadaten der Bezugsperiode 1961-1990 die Klimaverhältnisse 100-jährige Beobachtungsreihe repräsentieren, was in Abb. 3 dargestellt ist. Bei Temperatur und Niederschlag besteht eine gute Übereinstimmung zwischen den Werten der 100-jährigen Reihe und denen der 30-jährigen Reihe (blau bzw. rot dargestellt). Das gilt jedoch nicht für die Sonnenscheindauer, sie ist in der Periode 1961-1990 in allen Monaten deutlich niedriger als im 100-jährigen Mittel. Es zeigt sich aber, dass die Mittel des Dezenniums 1991-2000 bei der Sonnenscheindauer wieder gut mit dem Mittel der 100 Jahre übereinstimmen, während bei Temperatur und Niederschlag die Werte des letzten Dezenniums des 20. Jahrhunderts deutlich höher liegen.

In Tab. 6 sind, ergänzend zu Abb. 3, die mittleren Monatswerte von Temperatur, Niederschlag und Sonnenscheindauer der 100-jährigen Periode und auch die entsprechenden Mittel des letzten Dezenniums des vergangenen Jahrhunderts eingetragen..

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Lufttemperatur, °C													
1901-2000	0,2	0,8	4,3	8,5	13,0	16,2	18,0	17,5	14,1	9,4	4,4	1,4	9,0
1991-2000	1,4	2,1	5,3	9,5	13,9	16,7	18,9	18,8	14,3	9,4	4,4	1,7	9,7
Niederschlagshöhe, mm													
1901-2000	24	19	27	33	53	53	66	58	35	38	27	26	459
1991-2000	25	24	44	34	46	55	74	52	43	34	32	35	498
Sonnenscheindauer, Std.													
1901-2000	54	77	124	172	228	226	225	205	156	114	60	42	1683
1991-2000	59	82	112	162	226	219	223	210	150	113	52	52	1660

Tab. 6 Mittlere monatliche und jährliche Klimadaten der Station Halle (S.), homogenisierte Reihe.

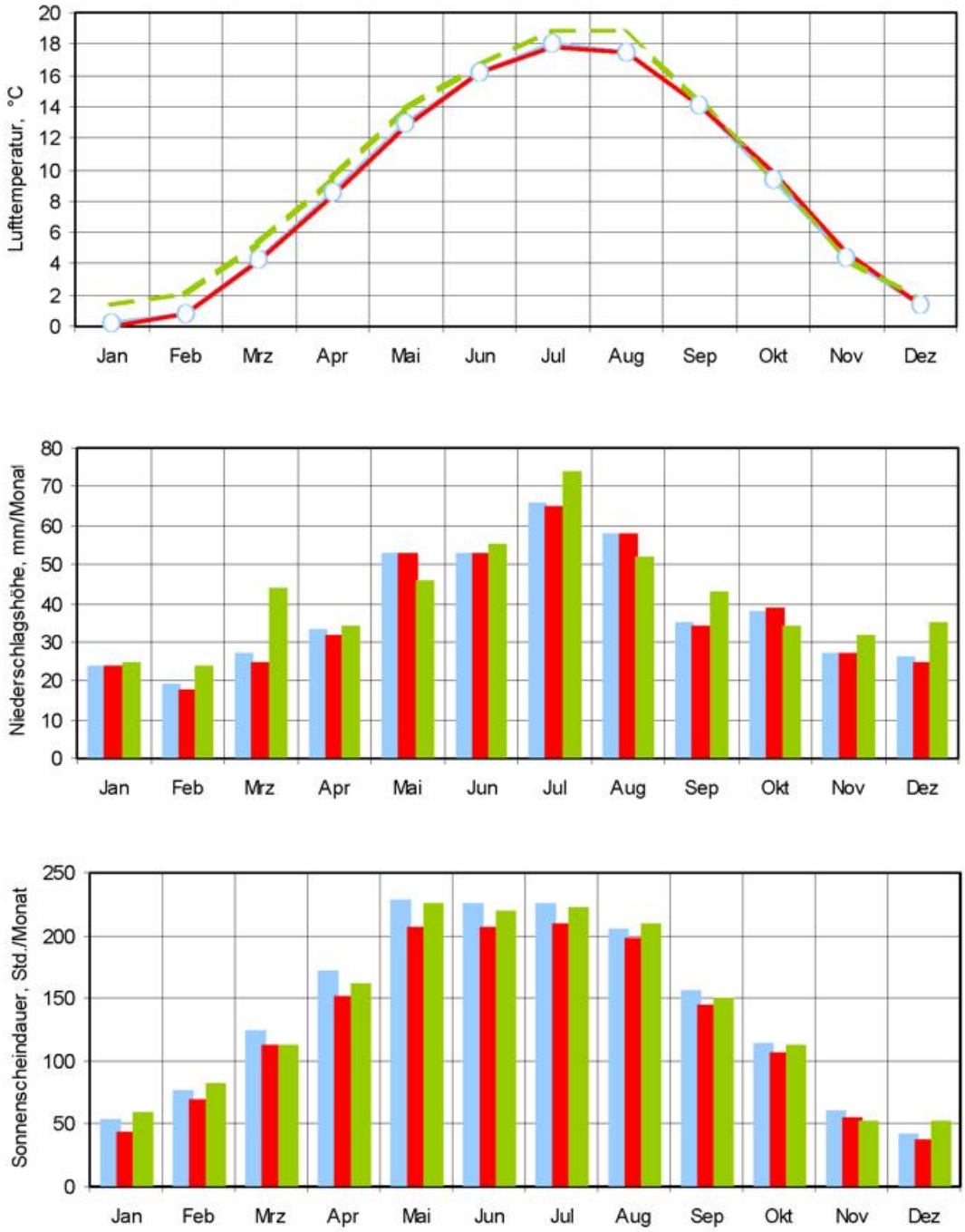


Abb. 3 Vergleich der Monatsmittel von Lufttemperatur, Niederschlag und Sonnenscheindauer derPerioden 1901-2000 (blau), 1961-1990 (rot) und 1991-2000 (grün), homogenisierte Reihe Halle (S.).

Die Erhöhung der Temperatur, aber auch der Sonnenscheindauer und des Niederschlages, macht sich z. B. bemerkbar in der jährlichen Pflanzenentwicklung. Obwohl die phänologischen Beobachtungsreihen des DWD für das Gebiet von Halle (S.) noch keine 100 Jahre zurück reichen, sind hier Aussagen möglich. Man kann die Mittelwerte ausgewählter phänologischer Phasen in einer sogenannten phänologischen Uhr – einem kreisförmigen Kalender – darstellen und die Jahreszeiten zusätzlich nach der Pflanzenentwicklung einteilen. Biologisch ist der Frühlingsbeginn

kein fester Kalendertag, sondern von der Witterung abhängig und definiert als Termin der Blüte des Haselstrauches. So kann man mit den Entwicklungsterminen weiterer Pflanzen, den phänologischen Phasen, auch Sommer, Herbst und Winter biologisch festlegen und – analog zu den Monaten – die Jahreszeiten noch in drei Etappen einteilen. Der Sommer beginnt dann mit der Blüte und endet mit der Fruchtreife des Schwarzen Holunders (= Herbstbeginn). Da der Winter nicht unterteilt wird, ergeben sich auf diese Weise zehn phänologische Jahreszeiten. Für das Gebiet der Stadt Halle (S.) ist die phänologische Uhr in Abb. 4 dargestellt, gemittelt aus sechs phänologischen Beobachtungspunkten. Die Darstellung besteht hier aus zwei Ringen, der äußere gilt für die mittleren Verhältnisse der Jahre 1966-1990, der innere für 1991-2000. Es wird deutlich, dass bis 1990 der mittlere Frühlingsbeginn etwa am 1. März lag, übereinstimmend mit dem Frühjahrsbeginn der meteorologischen Jahreszeiten. In der letzten Dekade des 20. Jahrhunderts ist jedoch eine Verschiebung zu beobachten, d. h. eine Verfrühung des mittleren Frühlingsbeginns um ca. 10 Tage. Diese Verschiebung bleibt im Jahresverlauf mehr oder weniger erhalten und so ist auch der mittlere Winterbeginn, gekennzeichnet durch die Phase „Auflaufen des Winterweizen" etwa 10 Tage früher.

Hier wird nur an einem Beispiel gezeigt, wie sich der dargestellte Klimatrend auswirken kann. Sicher sind weitere Auswirkungen zu erwarten, in der Wasserwirtschaft, bei Erträgen in der Landwirtschaft, bei der Verteilung von Pflanzengesellschaften usw., die letztlich alle in ökonomische Fragen einmünden: sind die Auswirkungen positiv oder negativ, begünstigend oder schädigend? Damit eröffnet sich ein weites Feld der Klimafolgenforschung.

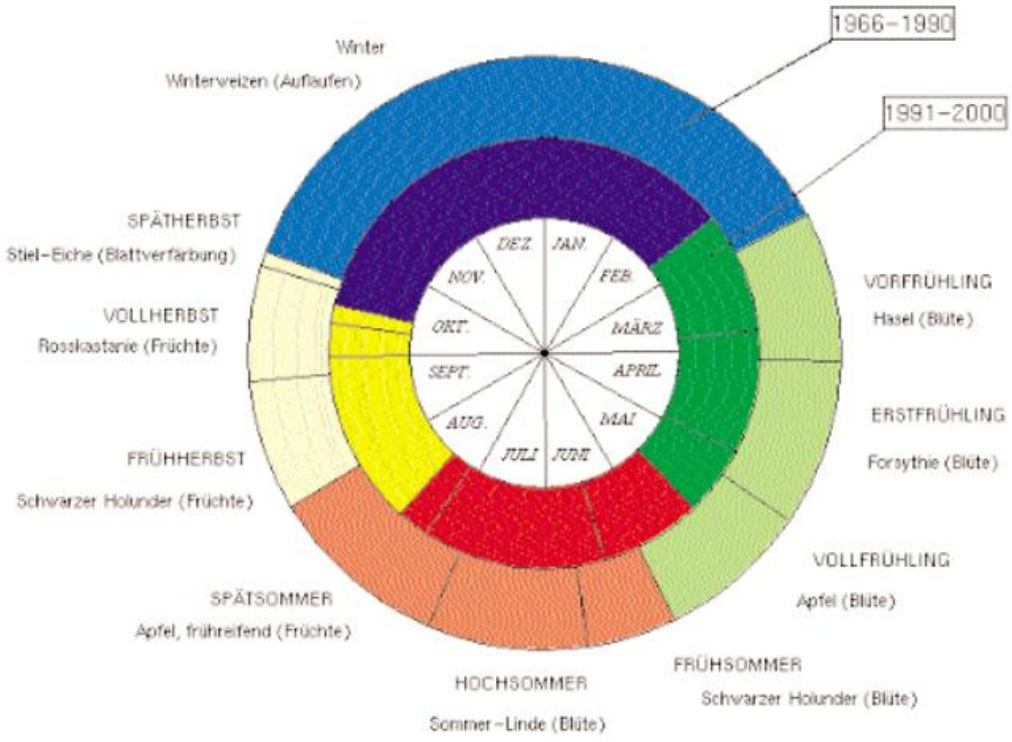


Abb. 4 Phänologische Uhr für das Stadtgebiet von Halle (S.), mittlerer Beginn der phänologischen Jahreszeiten, gekennzeichnet durch phänologische Phasen (Hasel-Blüte, Forsythie-Blüte, Apfel-Blüte ...), getrennt für die Perioden 1966-1990 und 1991-2000

Literatur

Herzog, J. u. G. Müller-Westermeier, (1998) : Homogenitätsprüfung und Homogenisierung klimatologischer Meßreihen im Deutschen Wetterdienst. Berichte DWD 202, Offenbach am Main

Hoelscher, L.,(1954): Beiträge zur Kenntnis des Klimas von Halle/S. 1851 bis 1950 bzw. 1901 bis 1950. Abh. MD der DDR Nr. 24 (Bd. III), Berlin , 80 S.

Kluge, G. u. G. Müller-Westermeier, (2000): Das Klima ausgewählter Orte der Bundesrepublik Deutschland – Jena. Berichte DWD 213, Offenbach am Main

Lehmann, A. u. M. Kalb, (1993) : 100 Jahre meteorologische Beobachtungen an der Säkularstation Potsdam 1893-1992. Offenbach am Main , 32 S.

MD der DDR, (1987): Klimadaten der DDR, ein Handbuch für die Praxis, Reihe B, Bd. 14 „Klimatologische Normalwerte 1951/80", Potsdam , 111 S.

Müller-Westermeier, G., (1996): Klimadaten von Deutschland, Zeitraum 1961 - 1990 (Lufttemperatur, Luftfeuchte, Niederschlag, Sonnenschein, Bewölkung), Offenbach am Main , 431 S.

Wendling, U.,(1984) : Das Klima von Halle (S.) 1951 bis 1980. Forschungsinstitut für Agrarmeteorologie Halle des MD der DDR, 25 S., unveröff.

Wendling, U., Fuchs, P. u. Müller-Westermeier, G., (1997): Modellierung des Zusammenhangs von Globalstrahlung, Sonnenscheindauer und Bewölkungsgrad als Beitrag zur Klimaüberwachung. DWD, GB Forschung und Entwicklung, Arbeitsergebnisse Nr. 45 , 29 S.

Betrachtungen zum Klimawandel am Hohenpeißenberg

W. Fricke, M. Kronier

Einleitung

Der Hohenpeißenberg im oberbayerischen Alpenvorland nimmt unter den Klimastationen in Deutschland aus mehreren Gründen eine besondere Stellung ein. Hier werden seit 1781 ununterbrochen meteorologische Messungen und Beobachtungen durchgeführt. Damit ist der Hohenpeißenberg die älteste Bergwetterstation der Erde. Außerdem ist das Observatorium als Bergstation in knapp 1000 m Höhe stärker der Atmosphäre und weniger bodennahen Einflüssen ausgesetzt als die meisten anderen Stationen. Durch diese Lage halten sich auch Einflüsse auf die Messungen durch zunehmende Bebauung im näheren Umkreis in Grenzen, die schleichende Trends verursachen und zu Fehlinterpretationen führen können. Der Hohenpeißenberg ist daher besonders gut für Messungen geeignet, die für ein größeres Umfeld repräsentativ sind. Schließlich ist der Hohenpeißenberg durch seine Lage am Nordrand der Alpen ein empfindlicher Indikator für Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation. Dies wird besonders bei der Hauptwindrichtung WSW deutlich, wo bereits geringfügige Richtungsänderungen genügen, um Wetterlagen mit Staucharakter in solche mit Föhncharakter zu verwandeln.

Im Folgenden werden einige Aspekte der Klimaentwicklung am Hohenpeißenberg diskutiert. Entsprechend dem Schwerpunktthema dieses Berichtes werden die Betrachtungen weitgehend auf das letzte Jahrhundert beschränkt. Für eine ergiebige Zusammenstellung und Auswertung wird auf Attmannspacher(1981) verwiesen, wo der Gesamtzeitraum bis 1980 berücksichtigt ist. Neuere Ergebnisse können Müller-Westermeier(1992) und Fricke (1997) entnommen werden. Informationen zur Instrumentierung, Datenqualität, und Homogenität der Messreihen sind bei Grunow (1957), Grebe(1957) und Hommel(1952) zu finden.

Temperatur

Der Verlauf der Jahresmittelwerte der Temperatur am Hohenpeißenberg seit Beginn der Messungen im Jahr 1781 ist bei Müller-Westermeier in diesem Bericht dargestellt. Die Jahresmittel korrelieren im vergangenen Jahrhundert sehr gut mit der Gebietsmitteltemperatur für Deutschland (82% erklärte Varianz), zeigen aber einen stärkeren Trend: Während die Temperatur in diesem Zeitraum im Mittel über Deutschland um 0.6° gestiegen ist, nahm sie am Hohenpeißenberg um 1° zu. Da es am Hohenpeißenberg kälter ist als im Durchschnitt über Deutschland, sind die mittleren Temperaturen dadurch ähnlicher geworden.

Schlüsselt man die Daten nach Jahreszeiten auf (Winter = Dez.-Feb. usw.), so zeigt sich, dass die Temperaturverläufe am Hohenpeißenberg dem Gebietsmittel in Deutschland im Frühjahr und Herbst am ähnlichsten sind. Im Winter sind sie erwartungsgemäß am unterschiedlichsten, weil das Temperaturfeld dann infolge stabilerer Schichtung räumlich viel variabler ist. Dies wirkt sich besonders bei Bergstationen

aus, wo die Temperaturen während Inversionswetterlagen von denen in tiefer gelegenen Gegenden entkoppelt sind.

	D	Hp
Frühjahr	(0.4)	(0.7)
Sommer	0.7	0.9
Herbst	0.7	1.3
Winter	(0.4)	1.2
Jahr	0.6	1.0

Tab.1 Jahreszeitliche Trends (°C) der mittleren Temperatur (1901-2000) am Hohenpeissenberg (Hp) und im Gebietsmittel von Deutschland (D). Trends in Klammern nicht signifikant.

Die jahreszeitlichen Trends am Hohenpeißenberg und für das Gebietsmittel von Deutschland im vergangenen Jahrhundert sind in Tab. 1 zusammengestellt.

Sie sind im Herbst sowohl am Hohenpeißenberg als auch im Gebietsmittel von Deutschland am größten. In beiden Fällen beruht dies vor allem auf einer raschen Erwärmung während der Herbst-monate in den 20er Jahren (s. Müller- Westermeier in diesem Bericht). Nahezu genauso groß ist die Erwärmung am Hohenpeißenberg im Winter, während sie dann in Deutschland am kleinsten und nicht signifikant ist. Ebenfalls nicht signifikant ist die Erwärmung im Frühling, sowohl im Gebietsmittel als auch am Hohenpeißenberg. Die Erwärmung während der Sommermonate ist in Deutschland fast genauso groß wie im Herbst, am Hohenpeißenberg wird nach dem Frühling die zweitschwächste, aber ebenfalls signifikante Erwärmungsrate beobachtet. Hierzu tragen vor allem die warmen Sommer in den 90er Jahren bei.

Im Durchschnitt waren die 90er Jahre in Deutschland das wärmste Jahrzehnt im 20. Jahrhundert (s. Bissolli in diesem Bericht). Mit einer Wahrscheinlichkeit zwischen 90 und 99% war dieses Jahrzehnt auch global das wärmste Dezennium seit 1861 (IPCC, 2001). Am Hohenpeißenberg wurde sogar seit Beginn der Messungen im Jahr 1781 kein so warmes Jahrzehnt beobachtet. Die Durchschnittstemperatur lag hier um deutliche 0.3 Grad über den bisher wärmsten Dezennien 1791-1800, 1801-1810 und 1981-1990. Dabei ist zu bedenken, dass die hohen Temperaturen in den beiden Jahrzehnten um 1800 sehr wahrscheinlich nur regional auftraten.

Es erscheint zunächst naheliegend, aus den hohen Durchschnittstemperaturen in den 90er Jahren zu folgern, dass auch die Temperaturmaxima in diesem Dezennium am höchsten waren. Wenn dies so wäre, müssten in der Extremwertstatistik, die für alle Kalendertage eines Jahres geführt wird, die 90er Jahre besonders häufig auftreten. Um dieser Frage nachzugehen, wurden die höchsten bisher beobachteten Temperaturen für jeden Kalendertag dem Jahrzehnt zugeordnet, in dem sie aufgetreten sind. Das Ergebnis ist in Abb. 1 als Balkendiagramm dargestellt. Da das Temperaturmaximum an 2 Kalendertagen aus dem Jahr 1880 stammt, ergibt die Summe über alle Balken nicht 366, sondern nur 364 Tage.

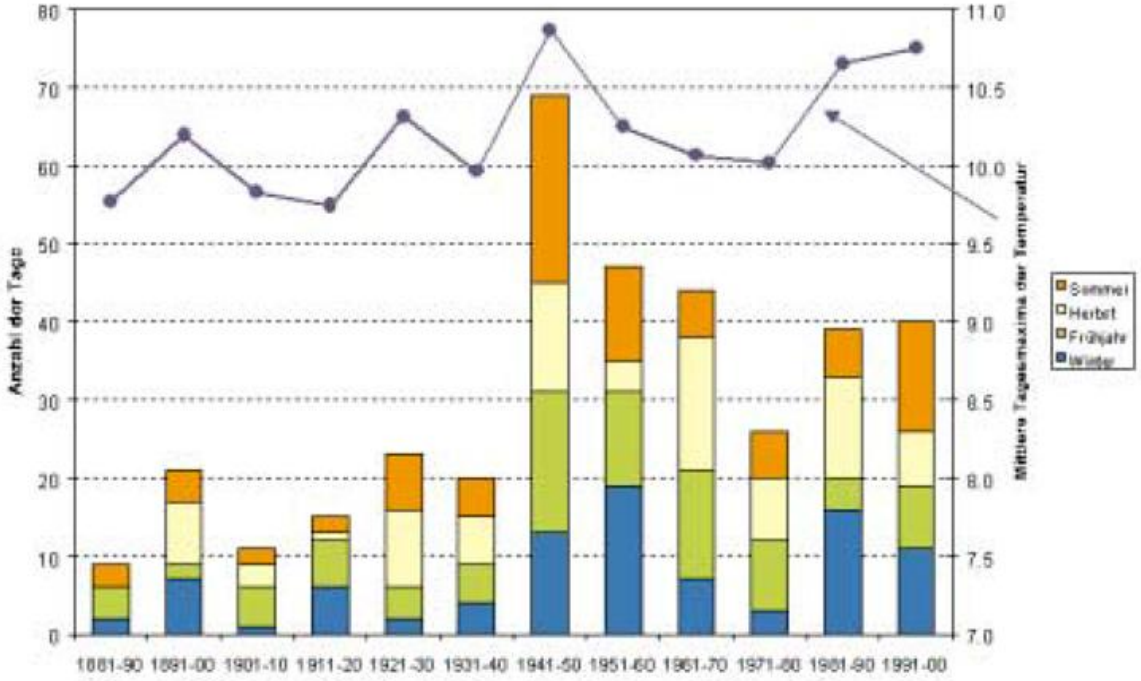


Abb. 1 Temperaturmessungen am Hohenpeißenberg. Säulen: Nach Jahreszeiten differenzierte Anzahl pro Dezennium der Ende 2000 gültigen absoluten Höchsttemperaturen für jeden Kalendertag. Linie: Dezennienmittel der täglichen Temperaturmaxima.

Die Abbildung zeigt, dass zwar deutlich mehr Temperaturrekorde aus der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts datieren, die mit Abstand meisten Temperaturmaxima aber auch heute noch aus dem Jahrzehnt 1941-1950 stammen. In diesen Zeitraum fällt zwar der „Jahrhundertsommer" 1947, er trägt aber nur mit 4 zu den insgesamt 70 Fällen bei. Stärker vertreten ist der Frühling 1945, der Herbst 1942 und 1947, der Winter 1947/48 und der Sommer 1950. Es ist überraschend, dass die damaligen Temperaturrekorde noch heute stehen, waren doch die 90er Jahre um 0,4 Grad wärmer als die 40er Jahre. Die Auftrennung der Daten nach Jahreszeiten verdeutlicht eine weitere Besonderheit in den 40er Jahren: Sie sind das einzige Jahrzehnt, in dem sich die Temperaturextreme gleichmäßig auf alle Jahreszeiten verteilen, alle anderen Dezennien zeigen zum Teil erhebliche Differenzen in der Anzahl der Fälle zwischen den einzelnen Jahreszeiten. Dies könnte auf einen Bruch in der Messreihe hindeuten. Tatsächlich ist die Temperaturmessung am Hohenpeißenberg Ende der 30er Jahre vom Gipfel des Hohenpeißenbergs in das neu geschaffene Messfeld im Observatoriumsgelände um etwa 150 m nach Westen verlegt worden. Zweijährige Vergleichsmessungen ergaben damals eine Temperaturzunahme um durchschnittlich 0,07 Grad, während die Maxima im Durchschnitt um 0,2 Grad anstiegen (Hommel 1952). Diese Änderung ist jedoch in den Daten berücksichtigt, kann also auf die in Abb. 1 dargestellten Ergebnisse keinen Einfluss haben. Um sicher zu gehen, wurde ein Sensitivitätstest durchgeführt. Dazu wurden alle täglichen Temperaturmaxima ab 1940 zusätzlich um 0.2 Grad abgesenkt. Es zeigte sich, dass sich dadurch die in Abb. 1 dargestellten Gesamt-Häufigkeiten nur um durchschnittlich einen Fall pro Dezennium änderten. Auch ein Vergleich der Temperaturdaten mit denen der Zugspitze, wo der Messort nicht verlegt worden ist, ergab keine Hinweise auf einen Bruch in der Messreihe am Hohenpeißenberg. Die Ergebnisse in Abb. 1 sind nach diesen Tests folglich als belastbar anzusehen.

Die Erklärung für die große Zahl von bis heute unerreichten Extremwerten in den 40er Jahren besteht darin, dass zwar die Durchschnittstemperaturen während der 90er Jahre höher waren als damals, die Maxima jedoch nicht. Dies geht aus der Temperaturlinie in Abb. 1 hervor. Sie zeigt die zehnjährigen Mittelwerte der täglichen Maxima. Sie waren in den 90er Jahren um 0,2 Grad niedriger als in den 40er Jahren. Der Mittelwert der Temperatur ist also stärker angestiegen als die Maxima. Der Grund hierfür liegt in dem deutlichen Anstieg der Temperaturminima. Die tägliche Temperaturamplitude ist dadurch signifikant um 0,6 Grad zurückgegangen. Die Häufigkeitsverteilung der Temperaturen ist also schmaler als früher, die Standardabweichung der Einzelwerte kleiner. Eine naheliegende Erklärung hierfür könnte die Zunahme des Einflusses von zyklonalen Westwetterlagen sein. Da allerdings auch die täglichen Amplituden der Temperatur für Westwetterlagen im gleichen Zeitraum im gleichen Ausmaß kleiner geworden sind, ist diese Begründung wahrscheinlich nicht stichhaltig. Der Frage ist deshalb noch weiter nachzugehen.

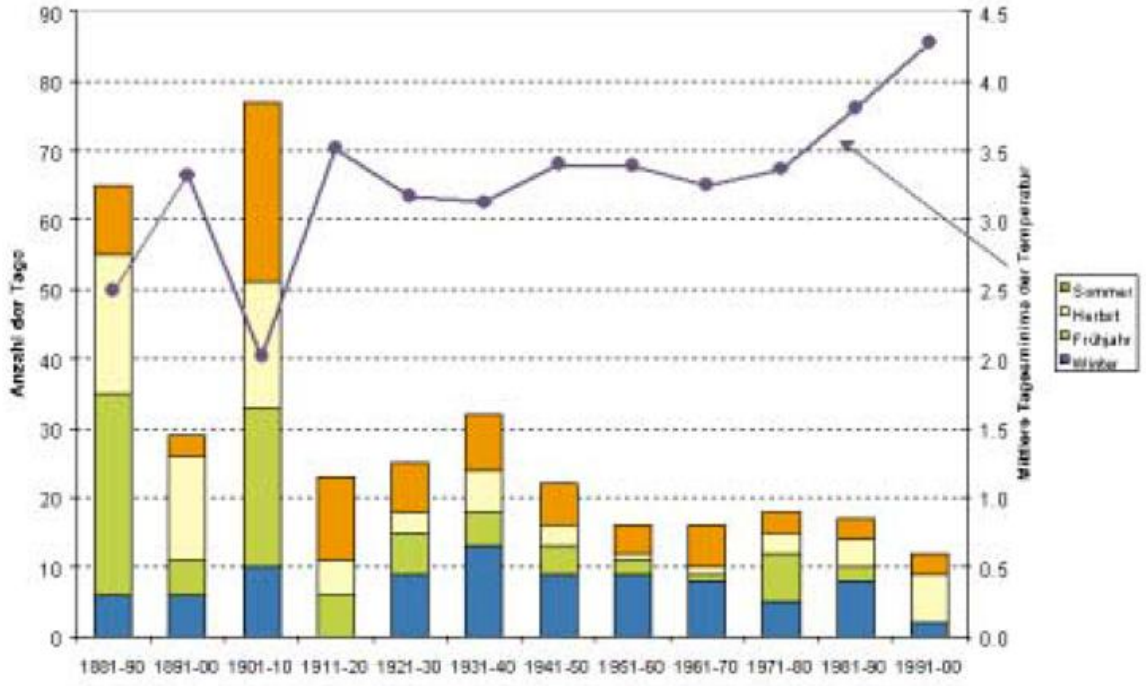


Abb. 2 Wie Abb. 1, aber für absolute Tagesminima der Temperatur.

Abb. 2 zeigt die der Abb. 1 entsprechende Darstellung für die Temperaturminima. Erwartungsgemäß stammen die meisten der heute noch gültigen Extremwerte aus den beiden kältesten Dezennien 1881-90 und 1901-10. Dabei sind vor allem die Fälle im Frühjahr und Herbst bis jetzt nicht unterboten worden, aus 1901-10 auch die Sommerwerte (vor allem wegen des Sommers 1903), während die Minima während der Wintermonate vor allem aus den 20er und 30er Jahren (insbes. von 1929 und 1940) noch heute gültig sind. Mit dem Anstieg der Temperatur in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts traten neue Rekordminima erwartungsgemäß immer seltener auf.

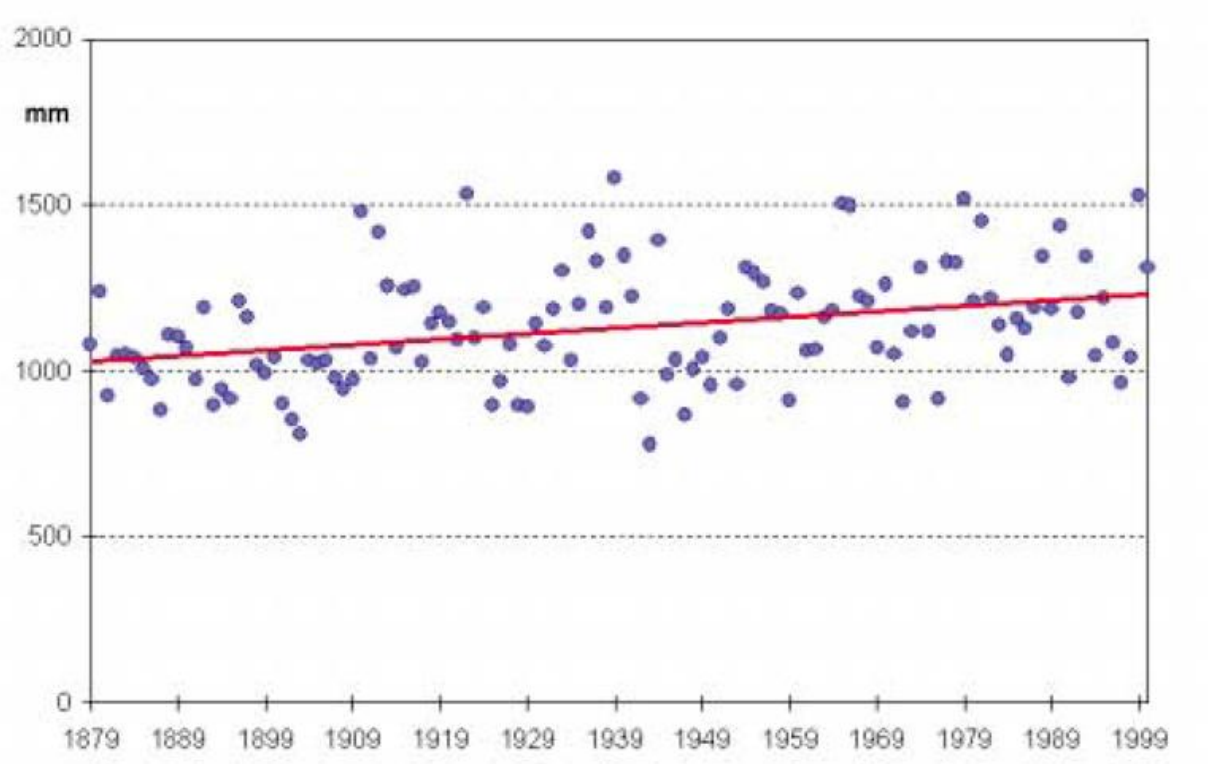


Abb. 3 Jährliche Summe der Niederschlagshöhen [mm] am Hohenpeißenberg seit 1879, mit linearer Trendlinie.

Niederschlag

Sind die steigenden Temperaturen am Hohenpeißenberg mit einer Änderung der Niederschlagsmengen verbunden? Die Jahressummen des Niederschlags seit 1879, dem Beginn täglicher Messungen, sind in Abb. 3 dargestellt. Es zeigt sich ein ansteigender Trend, der durch die lineare Regressionslinie verdeutlicht ist. Eine Zunahme des Niederschlags mit steigenden Temperaturen ist allerdings nicht unbedingt zu erwarten. Zwar bestätigen die Beobachtungen am Hohenpeißenberg, dass in diesem Zeitraum die Verdunstung und damit die absolute Feuchte der Luft gerade um so viel angestiegen ist, dass die relative Feuchte konstant blieb. Der Niederschlag ist jedoch mit der lokalen Verdunstung zeitlich und räumlich nur schwach gekoppelt, da er vornehmlich durch großräumige, synoptische Prozesse beeinflusst wird. Die lokale Verdunstung spielt am ehesten im Sommer, wenn Konvektionsniederschläge ihr Maximum haben, eine Rolle für die Niederschlagsmengen. Tatsächlich ist die gemessene Zunahme der Niederschläge im Sommer am stärksten.

Wie Abb. 4 schematisch anhand einer Normalverteilung veranschaulicht, hat eine relativ kleine Änderung der Mittelwerte einer Messgröße bei gleichbleibender Variabilität bereits relativ große Änderungen in der Häufigkeit von Ereignissen oberhalb eines gegebenen Schwellwertes an den Rändern einer Verteilung zur Folge. Das gleiche gilt für logarithmische Normalverteilungen, wie sie die täglichen Niederschlagshöhen zeigen. Das bedeutet z.B., dass die Häufigkeit von Starkniederschlägen bei einer leichten Zunahme der mittleren Niederschlagshöhe und gleichbleibender Streubreite deutlich stärker ansteigt. Sie nimmt prozentual um so mehr zu, je höher der Schwellwert gewählt wird. Die Daten in Abb. 5 zeigen, dass dieser Effekt

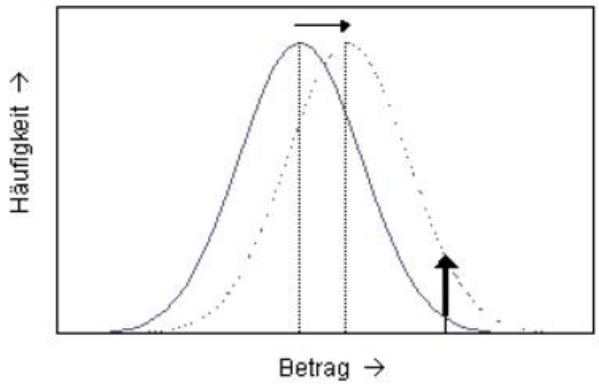


Abb. 4 Eine kleine Änderung des Mittelwertes einer normalverteilten Messgröße hat bei gleichbleibender Streuung an den Rändern der Häufigkeitsverteilung erhebliche Änderungen zur Folge.

am Hohenpeißenberg tatsächlich beobachtet wurde. Dargestellt ist die jährliche Zahl der Tage mit Niederschlagshöhen von 30 mm und mehr. Dies entspricht einem starken Gewitterschauer oder einem kräftigen, anhaltenden Landregen (98% aller täglichen Niederschlagsmengen sind kleiner als 30 mm). Wie die Abbildung anhand der Trendlinie zeigt, hat sich die jährliche Zahl dieser Tage seit 1879 von 2.8 auf 5.2 nahezu verdoppelt. Während es früher häufiger Jahre gab, in denen nur einmal eine Tagesmenge von 30 mm überschritten wurde, war es seit 1953 mindestens zweimal pro Jahr und dies auch nur dreimal. 89% der Fälle treten zwischen April und September auf, 41% allein im Juni und Juli. Entsprechend ist der Trend im Juli am ausgeprägtesten.

Da Starkniederschläge selten auftreten, sind Trendaussagen im Hinblick auf Veränderungen im atmosphärischen Geschehen statistisch unsicherer als für durchschnittliche Niederschlagsmengen. Wenn sich aber die Häufigkeit von Starkniederschlägen stark ändert, ist dies ein deutliches Zeichen für Wandel im Klima.

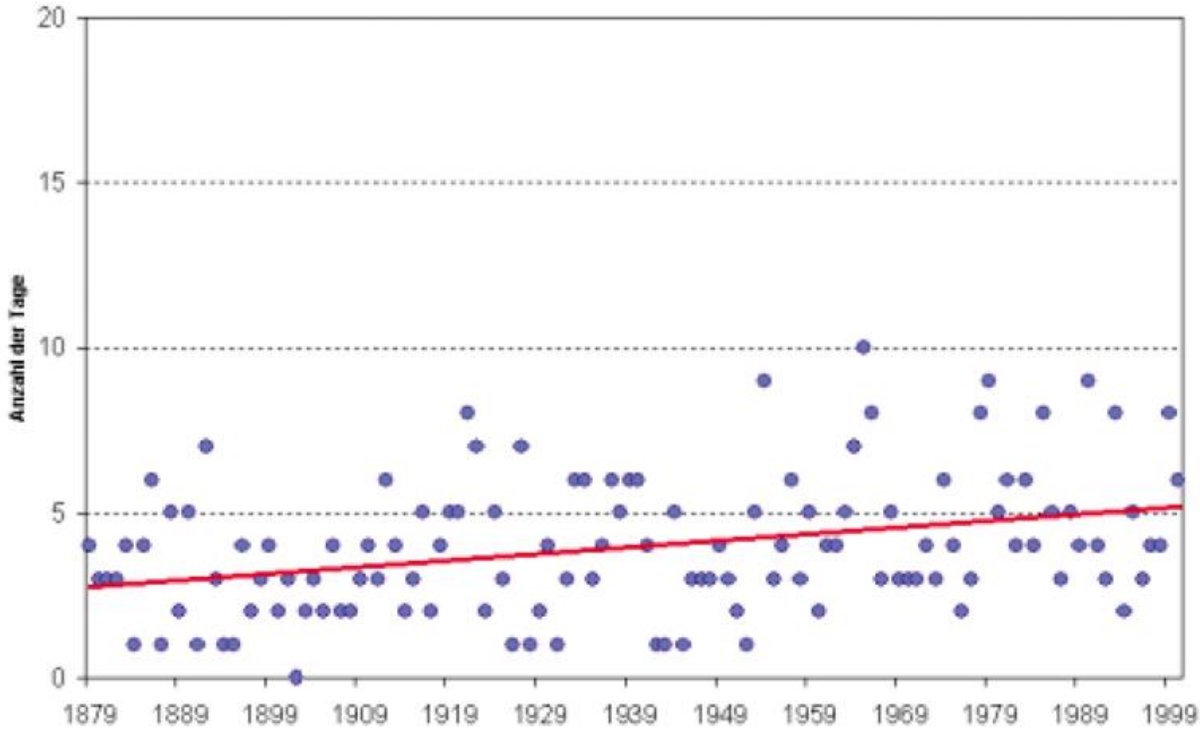


Abb. 5 Trend der Anzahl der Tage pro Jahr mit mehr als 30 mm Niederschlag am Hohenpeißenberg.

Schneefall

Veränderungen in der Häufigkeit von Schneefall sind ein empfindlicher Indikator für Temperaturänderungen, aber auch von Änderungen der Niederschlagsmengen. Die folgenden Ausführungen verdeutlichen abschließend die besonderen Verhältnisse am Hohenpeißenberg in den 90er Jahren.

Die Statistik der monatlichen Neuschnee-Summen beginnt am Hohenpeißenberg im Jahr 1947. Sie zeigt, dass die Gesamt-Neuschneemengen in den 90er Jahren um 20% kleiner waren als in den 60er Jahren. Dieser Rückgang erfolgte im wesentlichen im Hochwinter, während sich die Früh- und Spätwinter im Neuschneeverhalten nicht so stark verändert haben (Abb. 6).

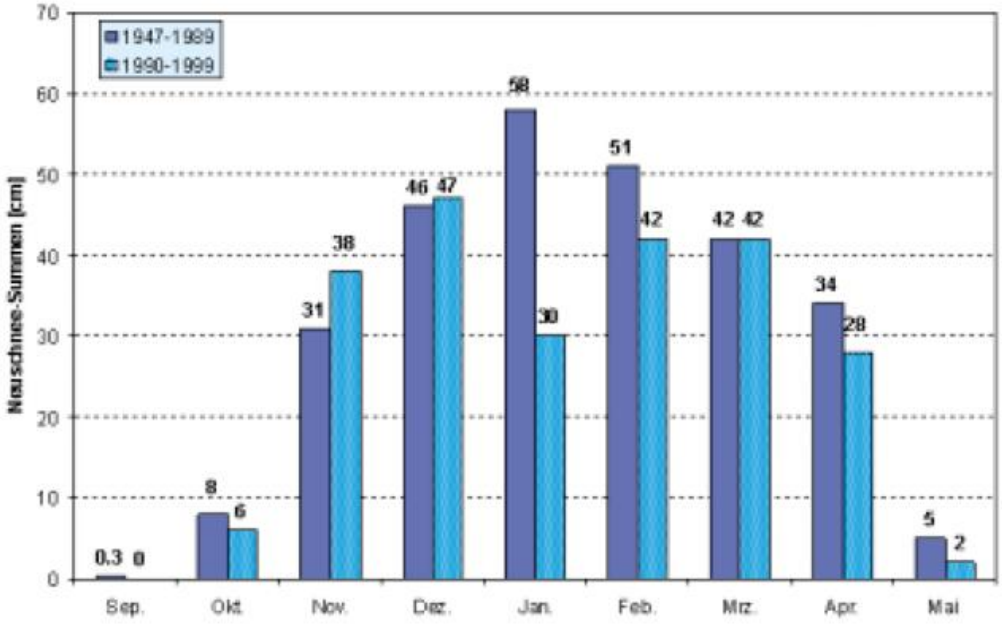


Abb. 6 Vergleich der durchschnittlichen monatlichen Neuschnee-Summen am Hohenpeißenberg zwischen 1947-1989 und 1990-1999.

Besonders stark war die Abnahme der Neuschneemengen in den Januarmonaten der 90er Jahre: Statt zuvor 58 cm fiel mit 30 cm Neuschnee nur noch gut die Hälfte der Menge. Dies ist zu fast 90% darauf zurückzuführen, dass die Januare zwischen 1991 und 2000 erheblich trockener waren als früher: Drei der fünf trockensten Januare des 20. Jahrhunderts fielen in die 90er Jahre: 1992, 1996 und 1997; letzterer war mit 1,8 mm zugleich der trockenste Monat seit Beginn der täglichen Niederschlagsmessungen im Jahr 1879. Der Anstieg der Januar-Mitteltemperatur am Hohenpeißenberg von -1,8° (1947-89) auf +0,1° (1990-99) mag erklären, dass ein größerer Anteil des Niederschlags als Regen gefallen ist.

Ausblick

Mit diesem Beitrag sollten einige ausgewählte Aspekte der Klimaentwicklung am Hohenpeißenberg dargestellt werden. Die Klimadaten des Observatoriums bieten bei sorgfältiger Bearbeitung eine Fülle von Möglichkeiten für weitere Auswertungen. Seit

über drei Jahrzehnten sind die Ozonmessungen, ab 1994 eine Vielzahl weiterer luftchemischer Messungen im Rahmen des „Global Atmosphere Watch"-Programms der Weltorganisation für Meteorologie hinzugekommen. Dies ermöglicht weitergehende Analysen der vielfältigen Prozesse, mit denen Spurenstoffe in der Atmosphäre und Klima miteinander in Verbindung stehen.

Literatur

Attmannspacher, W. (1981): 200 Jahre meteorologische Beobachtungen auf dem Hohenpeißenberg, 1781-1980. Ber. des DWD Nr. 155, Selbstverlag des Dt. Wetterdienstes, Offenbach am Main.

Fricke, W. (1997): Langfristige Klimabeobachtungen am Observatorium Hohenpeißenberg. promet 26, 1/2, 2-7.

Grebe, H. (1957): Temperaturverhältnisse des Observatoriums Hohenpeißenberg. Ber. des DWD Nr. 36, 12-39. Selbstverlag des Dt. Wetterdienstes, Offenbach am Main.

Grunow, J. (1957): Geschichte des Observatoriums Hohenpeißenberg. Ber. des DWD Nr. 36, 4-11. Selbstverlag des Dt. Wetterdienstes, Offenbach am Main.

Hommel, Kh. (1952): Der Anschluß der alten Hohenpeißenberger Beobachtungsreihe an die Messungen bei der Aufstellung auf Grund zweijähriger Vergleichsablesungen. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 42, 57-62.

IPCC (2001): Climate Change 2001. Univ. Pr., Cambridge.

Müller-Westermeier, G. (1992): Untersuchung einiger langer deutscher Temperaturreihen. Meteorol. Z., N.F. 1, 155-171.

Evapotranspirations- und Versickerungsverhalten sowie Häufigkeit von Bodendürren im Mitteldeutschen Trockengebiet unter Berücksichtigung von Substrat und Bewuchs.

J. Müller, P. Jörn, A. Schumann, H. Schellin

Insbesondere in niederschlagsärmeren Gebieten oder in Trockenjahren allgemein macht sich auf den landwirtschaftlichen Nutzflächen der Bodenfeuchtemangel negativ auf den Pflanzenproduktionsprozess bemerkbar. Durch die Bereitstellung von Zusatzwassergaben zum rechten Zeitpunkt kann man Ertragseinbußen weitgehend entgegenwirken. Die Bemessung der Wassergaben erfordert jedoch detaillierte Kenntnisse über den Wasservorrat in der Ausschöpfungsschicht der Kulturpflanzenbestände. Der Wasserbedarf eines Bestandes hängt von Art und Entwicklungsstand seiner Pflanzen, aber auch von der Jahreszeit ab. Etwa 98% des über die Wurzeln aufgenommenen Wassers gelangen durch Transpiration wieder in die Atmosphäre. Eine Maispflanze verbraucht in der Vegetationsperiode etwa 200 Liter Wasser, während eine Birke ungefähr 7000 Liter und eine 100jährige Buche etwa 9000 Liter dem Boden im Verlauf der Vegetationsperiode entziehen (aus: Kleine Enzyklopädie Natur, Leipzig 1966). Nach Müller jun. und Müller (1978), Müller jun. und Hickisch (1982), Hickischet al. (1984) sowie Müller (1985) liegt das Optimum der Bodenfeuchte für die Aktivität der Bodenorganismen zwischen 60 und 80% der Feldkapazität. Dieser Wert wird in trockenen Perioden vor allem in den Sommer- und Herbstmonaten häufig unterschritten. Während kurze und schwächer ausgeprägte Trockenperioden meist nur Hemmungen im Wachstum und eine veränderte Pflanzenentwicklung zur Folge haben, muss bei langanhaltenden extremen Dürren mit Schädigungen irreversibler Natur bis hin zum Absterben der Pflanzen gerechnet werden. Das ist immer dann der Fall, wenn der Wasservorrat in der als Ausschöpfungszone bezeichneten Bodenschicht bis in den Welkepunktbereich oder darunter abnimmt. Wie häufig so etwas im Mitteldeutschen Trockengebiet vorkommen kann, war Gegenstand vorliegender Untersuchung.

Wie schon der Name aussagt, gilt das Mitteldeutsche Trockengebiet als eine der niederschlagsärmsten Regionen Deutschlands. Die Ursache dafür bildet in erster Linie das an seiner westlichen Begrenzung gelegene Bollwerk des Harzes (höchste Erhebung: der Brocken mit 1141 m), das sich vor den vom Atlantik heranströmenden feuchten Meeresluftmassen auftürmt. Die im Stau an der Westabdachung des Harzes zum Aufsteigen gezwungene wolkenreiche Luft verliert dort bereits einen Großteil ihrer Niederschlagsfracht. Dadurch gelangt bei den vorwiegend regenträchtigen Westwinden nur sehr wenig Niederschlag in die östlich davon gelegene fruchtbare Schwarzerde-Ebene. Südwestlich davon verstärken einige kleinere durch die Goldene Aue und das Unstruttal vom Harz getrennte Höhenzüge diesen Effekt noch. Zu ihnen gehören neben dem Kyffhäuser (457 m) auch Windleite, Hainleite, Schmücke, Schrecke und Finne. Nach Osten hin beginnt das Leipziger Tiefland mit den Flussauen von Weißer Elster und Pleiße, bis das Trockengebiet durch die wieder etwas mehr vom Niederschlag begünstigte Dübener Heide seine Begrenzung erfährt. In nördlicher Richtung umranden Fläming und Colbitz-Letzlinger Heide das Gebiet. Südlich schließt sich ein im Zentrum des Thüringer Beckens gelegenes kleineres Trockenareal an, das mit gleicher Berechtigung zum mitteldeutschen Trockengebiet

gezählt wird, wenn es auch nur mittelbar mit dem östlichen Harzvorland verbunden ist (siehe auch Schumann und Müller 1995).

Prägendes Klimaelement für den mitteldeutschen Raum östlich des Harzes, in dessen Zentrum das Gebiet um Halle/Saale mit seinen Schwarz- und Braunerden liegt, das durch intensive landwirtschaftliche Nutzung geprägt wird, stellt nach DÖRING et al. (1995) die im Vergleich zu anderen Regionen Deutschlands relative Niederschlagsarmut mit Jahressummen von 450 bis 500 mm dar.

Aus dem Niederschlagsmangel resultieren Besonderheiten in bezug auf das Verdunstungs-, Bodenfeuchte- und Versickerungsverhalten. Auf der Grundlage des in den letzten Jahren unter ökoagrarmeteorologischen Gesichtspunkten weiter verbesserten Wasserhaushaltsmodells von J. und G. Müller (Müller und Müller 1987, 1988 a, b; 1989 a,b; Müller et al. 1991,1992) wurden für den Saalkreis diese wichtigen Komponenten des Wasserkreislaufes in Tagesschritten bestimmt und untersucht. Als meteorologischen Input benötigt das Modell Tagesmitteltemperatur sowie Tagessumme der Niederschlagshöhe und der Sonnenscheindauer. Für die Simulationsrechnungen wurden die halleschen Datenreihen aus dem Zeitraum 1901 bis 2000 genutzt. Das Modell von J. und G. Müller stellt ein Einschicht-Bodenfeuchtemodell mit zwei Sektoren, einem Entzugssektor und einem Nachlieferungssektor dar, welches nicht nur die Durchwurzelungszone, sondern die gesamte Ausschöpfungszone einbezieht, wobei für die Reduktion der potentiellen Evapotranspiration lediglich der Wasservorrat im Entzugssektor Bedeutung erlangt.

Die reale (aktuelle) Evapotranspiration einer Vegetationsdecke innerhalb eines Zeitintervalls setzt sich aus 3 Komponenten, der Evaporation unmittelbar aus dem Erdreich, der stomatären und cuticulären Transpiration der Pflanzen und der Interzeptionsverdunstung (Verdunstung von Benetzungswasser) zusammen. Das Verhältnis von Transpiration der Pflanzen zu Evaporation aus dem Boden wird im wesentlichen durch die Bestandesentwicklung bestimmt die Berechnung des gemeinsamen Anteils dieser beiden Komponenten (ET) wurde der Ansatz

$ET = R_K \,.\, PET$

mit dem korrigierten Reduktionsfaktor

$$R_k = \frac{(W^* + \beta)W^*}{1+\beta} + \frac{1 - \frac{W^*(W^* + \beta)}{1+\beta}}{4}$$

zugrunde gelegt. Dabei entspricht PET der potentiellen Evapotranspiration, W* dem Verhältnis von tatsächlichem pflanzennutzbaren zu maximal möglichem pflanzennutzbaren Wasservorrat in der Durchwurzelungsschicht, ß einem biologisch-physiologischen Parameter und der Ausdruck W* . (W*+ ß) / (1+ß) dem von Antal(1968) entwickelten Reduktionsfaktor R, der durch Müller (1987) eine additive Korrektur um (1-R)/4 erfahren hat. Bei der Bestimmung der realen (aktuellen) Evapotranspiration wurde angenommen, dass die Verdunstung des nach Niederschlägen auftretenden Interzeptionswassers pro Zeiteinheit um 30 % über der potentiellen Evapotranspira-

tion nach TURC liegt. Es kann davon ausgegangen werden, dass während der Verdunstung von Interzeptionswasser, bei der ein hoher Prozentsatz der vorhandenen Energie aufgebraucht wird, der Anteil der pflanzlichen Transpiration und der Evaporation aus dem Erdreich vernachlässigbar klein ist. Die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration, die für die landwirtschaftlichen Kulturpflanzenbestände um 15% erhöht wird, erfolgt auf der Grundlage von Lufttemperatur und Sonnenscheindauer nach dem TURC-Verfahren (siehe Wendling und Schellin1986). Beim Input Niederschlag sieht das Modell von J. und G. Müller Korrekturen nach Richter (1981) vor. Dieser schlug vor, bei flüssigem Niederschlag eine Korrektur von +10 % an der gemessenen Niederschlagsmenge anzubringen und bei festem Niederschlag (Schnee), den Messwert um +30% zu korrigieren. Neuere, von Richter (1995) für den östlichen Teil des Norddeutschen Tieflandes durchgeführte Untersuchungen bestätigen die Richtigkeit der Korrekturannahmen. Modellintern wurde bei Tagesmitteln der Lufttemperatur unter dem Gefrierpunkt Niederschlag in fester Form angenommen. Das Modell von J. und G. Müller berücksichtigt die im Jahresverlauf veränderliche Interzeptionskapazität, die effektiv wirksame Durchwurzelungsschichtdicke und den bei Posza und Stollar (1983) beschriebenen bestandsspezifischen biologisch-physiologischen Parameter als pflanzlichen Input (siehe auch Müller et al. 1992).

Die mit dem Modell für Gras simulierten Tagessummen der realen (aktuellen) Evapotranspirationshöhe und der Tagesraten der Versickerung wurden zu Monats- und Jahressummen zusammengefasst und die sich dabei im Verlauf von 1901 bis 2000 ergebenden Veränderungen untersucht. Dabei zeigte sich sowohl bei den Jahressummen der realen (aktuellen) Evapotranspiration als auch bei den Jahressummen der Versickerung ein abnehmender Trend. Das gleiche gilt für die Jahressummen der korrigierten Niederschlagshöhe, für die als 50jähriger Mittelwert für die erste Hälfte des zu Ende gegangenen Jahrhunderts 564 mm berechnet worden sind, während das Mittel für die zweite Hälfte mit 523 mm um immerhin 41 mm niedriger lag. Wie nicht anders zu erwarten, besteht zwischen den Jahresraten der Versickerung und den Jahressummen der korrigierten Niederschlagshöhe ein statistischer Zusammenhang. Dieser wurde mit dem bei Taubenheim (1969) beschriebenen Vierfeldertest-Verfahren für den Fall eines reinen, mit Gras bewachsenen Lößbodens, der dem Substratflächentyp 61 entspricht, untersucht. Dabei hat sich als Quadrantenverhältnis q = 0,44 ergeben, während für die Testgröße X^2 der Wert 19,36 errechnet worden ist. Da X^2 die Signifikanzschwelle von $g^2_{0,001}$ = 10,83 überschreitet, gilt die betrachtete Korrelation mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 0,1 % statistisch gesichert. Als tetrachorischer Korrelationskoeffizient schlug der Wert 0,64 zu Buche. Für den betrachteten Lößboden wurde nach Lieberroth (1985) eine Feldkapazität von 32 Vol.-% und ein Welkepunkt von 14 Vol.-% angenommen. Tab.1 zeigt uns die für den Kernbereich des Mitteldeutschen Trockengebietes ermittelten jährlichen Sickerstromraten des vergangenen Jahrhunderts an der Untergrenze einer 170 cm dicken reinen Lößschicht, wie sie beispielsweise im Raum Etzdorf bei Halle anzutreffen ist, im Falle unbewachsenen Bodens (Schwarzbrache) sowie unter Gras und unter einem Kleebestand. Die Tabelle verdeutlicht eindrucksvoll die versickerungsreduzierende Wirkung eines Pflanzenbestandes (siehe auch Müller et al. 1997). Während dem Modell zufolge bei der Schwarzbrache in nur drei der 100 Jahre kein Sickerwasseraustritt an der Untergrenze der 170 cm dicken Schicht zu verzeichnen ist, fehlt bei Grasbewuchs schon in 25 und bei einem Kleebestand sogar in 60

	Bewuchs	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1900	Brache	(82)	27	15	15	184	113	93	183	35	96
	Gras	(37)	8	.	.	90	51	43	131	.	15
	Klee	(37)	.	.	.	25	51	.	99	.	.
1910	Brache	20	38	55	74	122	169	81	59	159	33
	Gras	18	.	6	7	65	95	66	.	86	28
	Klee	.	.	.	.	7	17	35	.	.	14
1920	Brache	59	86	134	123	22	205	124	59	44	42
	Gras	18	7	66	59	8	101	74	16	18	.
	Klee	.	.	.	.	.	26	40	1	.	.
1930	Brache	51	110	.	21	51	68	91	83	268	138
	Gras	5	52	.	.	.	.	41	6	176	92
	Klee	.	5	.	.	.	.	.	.	109	65
1940	Brache	230	86	112	149	127	163	67	126	7	149
	Gras	178	34	57	73	63	126	14	20	.	36
	Klee	126	34	.	42	2	97	.	.	.	.
1950	Brache	(29)	118	21	73	85	158	78	83	14	97
	Gras	(29)	31	21	.	35	101	43	.	2	21
	Klee	(28)	.	.	.	.	45	21	.	.	.
1960	Brache	132	32	.	.	112	164	53	100	96	246
	Gras	68	30	.	.	10	95	8	58	76	130
	Klee	14	.	.	.	.	7	8	22	32	45
1970	Brache	21	10	21	142	16	10	102	23	83	100
	Gras	10	.	.	65	15	.	9	1	51	6
	Klee	10	.	.	18	14	.	.	.	3	.
1980	Brache	182	13	25	7	14	82	118	115	19	49
	Gras	106	13	.	.	.	11	30	59	10	.
	Klee	12	2	.	.	.	.	.	28	.	.
1990	Brache	(18)	81	66	124	21	50	94	145	86	77
	Gras	(17)	.	56	123	.	.	11	87	43	43
	Klee	(17)	.	.	110	.	.	.	34	34	3

Tab 1 Jährliche Sickerstromraten in mm an der Untergrenze einer 170 cm dicken Löß-Schicht im Falle unbewachsenen Bodens (Schwarzbrache) sowie unter Gras und unter einem Kleebestand. Halle, 1901 – 2000.

Jahren des Simulationszeitraumes jegliche Versickerung. In Verbindung damit sei darauf hingewiesen, dass das Maximum der sich jahreszeitlich ändernden Ausschöpfungsschichtdicke im Falle von Gras bei 100 cm und im Falle von Klee bei 167 cm liegt. Die gewonnenen Ergebnisse lassen in Näherung Rückschlüsse auf die Grundwasserneubildung unter Löß zu. Andererseits ermöglichen sie, weitet man diese Untersuchungen auf weitere Substrate oder Substratflächentypen aus, Risikoabschätzungen zum Sickerwasseranfall bei mit natürlichem Substrat abgedeckten Deponien (Müller und Schumann 2001) und damit schon vorab Aussagen zur Gestaltung des Abdecksystems im Hinblick sowohl auf das zu nutzende Bodenmaterial als auch auf den Bewuchs. Unter diesem Aspekt haben Müller et al. (1995b) die unterschiedlichen Jahressummen der Versickerung von Sand bzw. Anlehmsand (Substratflächentyp 1 und 2) einerseits und Löß mit Lößkerf und / oder Ton (Substratflächentyp 62) andererseits an der Untergrenze einer 100 cm dicken Schicht mit Grasbewuchs für den Zeitraum 1901 bis 1990 analysiert. Dabei stellte sich heraus, dass das im Falle von Sand bzw. Anlehmsand errechnete 90-jährige Sickerwasseraufkommen mit 7604 mm (mittlere Jahressumme: 84 mm) mehr als doppelt so hoch als das bei Löß mit Lößkerf und / oder Ton ist. Für letzteren

Substratflächentyp wurden nur 3568 mm (mittlere Jahressumme: 40 mm) bestimmt. Die sich erheblich unterscheidenden Sickerwasserraten resultieren aus dem unterschiedlichen Vermögen der Böden, Niederschlagswasser zu speichern. So beträgt die nutzbare Feldkapazität, darunter ist die Differenz zwischen Feldkapazität und Welkepunkt zu verstehen, von Sand bzw. Anlehmsand nur 8,0 Vol.-%, während sich bei letzterem Substratflächentyp die nutzbare Feldkapazität auf 16,8 Vol.-% beläuft. Die Berechnung der Werte von Feldkapazität und Welkepunkt erfolgte nach einem bei Müller et al. (1995a) beschriebenen Verfahren. Dieses wurde auch bei der Bestimmung der für den betrachteten Saalkreis charakteristischen Werte von Feldkapazität und Welkepunkt genutzt, aber auch zur Ermittlung der entsprechenden Kardinalwerte für die anderen Kreise Sachsen-Anhalts, Thüringens, Sachsens, Brandenburgs und Mecklenburg-Vorpommerns herangezogen. Dem Verfahren liegen von Lieberoth (1985) zur Verfügung gestellte Feldkapazität- und Welkepunktwerte der Substrate Löß, lehmiger Ton, Lehm, sandiger Lehm, lehmiger Sand, Sand, Torf, Mudde und Gestein zugrunde. Zur Ermittlung der auf die landwirtschaftliche Nutzfläche bezogenen Kreismittel der beiden Kardinalwerte Feldkapazität und Welkepunkt waren folgende Arbeitsschritte erforderlich:

a) Berechnung der mittleren Feldkapazität und des mittleren Welkepunktes für alle vorkommenden Substrattypen auf der Basis der Schichtenabfolge der oben angeführten Substrate bis 200 cm Tiefe.
b) Berechnung der mittleren Feldkapazität und des mittleren Welkepunktes für sämtliche 99 definierten Substratflächentypen auf der Grundlage der mittleren flächenmäßigen Anteile der Substrattypen nach Lieberoth et al. (1983).
c) Bestimmung der mittleren Feldkapazität und des mittleren Welkepunktes für die landwirtschaftliche Nutzfläche des Kreises auf der Basis der Anteile der Substratflächentypen an der landwirtschaftlichen Nutzfläche.

Bei allen drei Arbeitsschritten war die Bildung gewichteter Mittelwerte erforderlich. Für den Saalkreis wurde für die Schicht 0-100 cm ein Feldkapazitätswert von 261 mm und ein Welkepunktwert von 112 mm erhalten. Tabelle 2 spiegelt die für den gesamten Saalkreis und das zurückliegende Jahrhundert modellmäßig ermittelten Jahressummen sowohl der realen (aktuellen) Evapotranspiration als auch der Versickerung wider. Für beide Wasserhaushaltskomponenten ist ein abnehmender Trend feststellbar. So lag in der ersten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts die mittlere Jahressumme der realen (aktuellen) Evapotranspiration bei 511 mm, in der zweiten Hälfte aber nur noch bei 484 mm. Diese Tatsache verdeutlicht auch Abb. 1, in der die Jahressummen der realen (aktuellen) Evapotranspirationshöhe als Säulen dargestellt sind.

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1900	**AET**	482	522	445	379	567	609	568	577	464	521
	PERC	38	23	.	.	106	64	51	143	.	37
1910	**AET**	364	447	417	571	477	529	471	504	447	505
	PERC	20	2	24	23	78	119	75	8	110	28
1920	**AET**	545	527	565	553	515	573	582	484	446	503
	PERC	32	23	84	76	9	132	88	18	35	.
1930	**AET**	561	525	456	431	500	493	543	496	618	481
	PERC	22	65	.	.	10	12	59	16	206	106
1940	**AET**	601	489	580	512	562	527	425	558	478	540
	PERC	193	47	70	93	77	137	24	49	.	56
1950	**AET**	513	498	474	503	543	535	487	570	446	450
	PERC	29	49	21	16	49	113	50	6	10	38
1960	**AET**	511	407	414	442	507	528	560	499	463	540
	PERC	84	32	.	.	27	118	8	69	88	158
1970	**AET**	527	488	463	500	480	322	554	455	472	486
	PERC	12	.	.	77	16	.	21	1	63	23
1980	**AET**	488	397	516	498	413	499	495	408	453	411
	PERC	134	13	.	.	.	27	52	74	10	.
1990	**AET**	421	524	539	527	499	434	500	541	535	491
	PERC	19	9	72	124	.	6	34	109	52	54

Tab. 2 Jahressummen der realen (aktuellen) Evapotranspirationshöhe AET und der Versickerung PERC für Gras in mm, Saalkreis, 1901 – 2000.

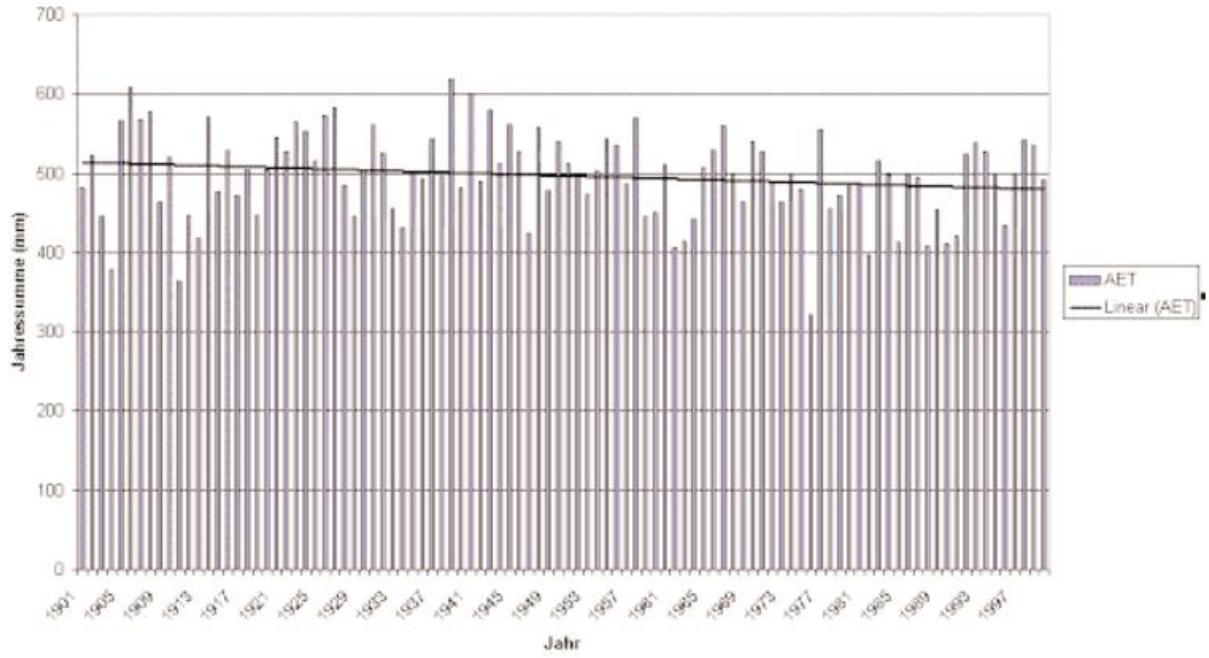


Abb. 1 Reale Grasverdunstung Saalkreis 1901 – 2000.

Die mittlere Jahresrate der Versickerung belief sich im Zeitraum von 1901 bis 1950 auf 56 mm und im Zeitraum von 1951 bis 2000 nur auf 39 mm. Auf Grund des abnehmenden Trends sowohl bei der realen (aktuellen) Evapotranspiration als auch bei der Versickerung lag die Vermutung nahe, dass die Böden im Saalkreis im Laufe des vergangenen Jahrhunderts trockener geworden und damit die Zahl der Tage mit Bodendürre pro Jahr gestiegen sein müsste. Zur Überprüfung dieser Vermutung

wurde die von Müller et al. (1998) vorgeschlagene Definition der Bodendürre bei der Auswertung der über das gesamte Jahrhundert simulierten Tageswerte der Bodenfeuchte herangezogen. Sie lautet: Der Zustand der Bodendürre ist gegeben, wenn der Wasservorrat in der Ausschöpfungsschicht eines Pflanzenbestandes, die einer jahreszeitlichen Schichtdickenänderung unterworfen ist, unter 20% der nutzbaren Feldkapazität liegt. Bei Unterschreitung von 10% nutzbarer Feldkapazität in eben dieser Schicht kann von stark ausgeprägter, bei Unterschreitung von 5% derselben von extremer Bodendürre gesprochen werden. Die Überprüfung ergab, dass in genau 38 der 100 untersuchten Jahre Bodendürre gemäß obiger Definition bei Gras aufgetreten ist. Dabei muss bedacht werden, dass die Ausschöpfungsschichtdicke im Januar nur 50 cm beträgt und im Juli 100 cm erreicht. Bodendürren konnten überhaupt nur in den Monaten Mai bis Dezember verzeichnet werden. Von den insgesamt 36525 Tagen des vergangenen Jahrhunderts waren 1151 durch Bodendürre geprägt. Das sind 3,2% aller Tage. Nachstehende Tabelle 3 gibt einen Überblick über die Häufigkeit von Bodendürretagen in den einzelnen Monaten.

Monat	<20% nFK		<10% nFK		<5% nFK	
	abs.	rel.	abs.	rel.	abs.	rel.
Mai	11	0,4 %				
Juni	75	2,5 %	19	0,6 %	2	0,1 %
Juli	175	5,6 %	48	1,5 %	26	0,8 %
August	277	8,9 %	110	3,5 %	55	1,8 %
September	291	9,7 %	180	6,0 %	110	3,7 %
Oktober	232	7,5 %	130	4,2 %	93	3,0 %
November	85	2,8 %	22	0,7 %	20	0,7 %
Dezember	5	0,2 %				

Tab. 3 Absolute und relative Häufigkeit von Tagen mit Bodendürre in den Monaten Mai bis Dezember. Zeitraum: 1901 bis 2000. (nFK bedeutet Nutzbare Feldkapazität).

Länger anhaltende Bodendürren stellten sich in den Jahren 1911 mit 114, 1947 mit 103, 1976 mit 99 und 1982 mit 125 Tagen ein. Eine Untersuchung der für den Zeitraum 1901 bis 2000 für Gras simulierten Bodenfeuchtereihe zeigte, dass sich das Auftreten des in % nutzbarer Feldkapazität ausgedrückten Bodenwasservorratsminimums in der Ausschöpfungsschicht im Verlauf dieser 100 Jahre auf einen durchschnittlich späteren Termin verschoben hat. Während für die erste Hälfte des zurückliegenden Jahrhunderts als mittlerer Termin der 206. Tag seit Jahresbeginn errechnet wurde, ergab sich für das Auftreten des Bodenwasservorratsminimums in der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts im Mittel der 223. Tag des Jahres. Der Unterschied von 17 Tagen erscheint beträchtlich. Zur Untersuchung derartiger Sachverhalte gewinnt die Untersuchung der an der Erdoberfläche und in den unteren Schichten der Atmosphäre ablaufenden dynamischen und energetischen Prozesse in Verbindung mit den sich im Erdreich vollziehenden bodenphysikalischen und bodenbiologischen Vorgängen sowie den physiologischen Reaktionen der Pflanzen eine immer größere Bedeutung. Das gilt auch im Hinblick auf die Erhaltung und Wiederherstellung (Sanierung) langfristig funktionsfähiger Lebensräume (Döring et al. 1995). Aus diesem Grunde werden Untersuchungen in bezug auf die Wasserbereitstellung sowie den Wasserbedarf und die Wasserabgabe landwirtschaftlicher Kulturpflanzenbestände an die Atmosphäre (siehe auch Dommermuth und

Trampf, 1995, Buchner et al., 2000) zur Bewertung von Agrarökosystemen, aber auch für die Steuerung der Ertragsbildung unter Berücksichtigung des Ertragspotenzials und zur standortspezifischen Kennzeichnung (Boden) in zunehmendem Maße erforderlich. So haben Trefflich und Müller (1998) sowie Trefflich et al. (1999) sich mit den Konsequenzen der Brachlegung von Acker- und Grünlandflächen befasst und zu den damit verbundenen Untersuchungen das Modell von J. und G. Müller herangezogen.

Feldkapazität:
Die Feldkapazität stellt die Wasservorratsmenge dar, die der Boden maximal aufnehmen kann, ohne das Wasserabfluss in tiefer liegende Schichten erfolgt. Mit dem Erreichen der Feldkapazität stellt sich Feuchtesättigung des Bodens ein. Überschreitet der Wasservorrat des Bodens die Feldkapazität, lässt sich also eine Feuchteübersättigung des Erdreiches verzeichnen, dann kommt es, sofern nicht Sperrschichten oder Frostinseln dies verhindern, zur Versickerung der Wassermenge, welche der Boden nicht mehr zu halten vermag.

Welkepunkt:
Unter dem Welkepunkt ist die Wasservorratsmenge zu verstehen, welche die Pflanzen auf Grund der begrenzten Saugspannung ihrer Wurzeln nicht mehr aufnehmen kann. Nähert sich der Wasservorrat dem Welkepunkt, dann können sich Bodendürre und damit Wachstums- und Entwicklungsstörungen bei den Pflanzen einstellen. Unterschreitet der Bodenwasservorrat kurzzeitig den Welkepunkt, kommt es bei den Pflanzen zu Welkeerscheinungen. Bei längerem Unterschreiten tritt in der Regel der Zelltod ein, so dass die Pflanzen absterben.

Nutzbare Feldkapazität:
Sie verkörpert die Maximalmenge des pflanzennutzbaren (produktiven) Bodenwas-servorrates und ergibt sich aus der Differenz zwischen Feldkapazität und Welkepunkt.

Ausschöpfungsschicht:
Unter der Ausschöpfungsschicht eines Bestandes oder einer Bewuchsart ist die oberste Bodenschicht zu verstehen, deren Wasservorrat durch die Pflanzen in Anspruch genommen wird, das heißt, ausgeschöpft werden kann. Die Ausschöpfungsschicht ist einer jahreszeitlichen Dickenänderung unterworfen.

Literatur

ANTAL, E.: Az öntözés elörejelzése meteorologiai adatok alapján.Kandidátusi értekezés, Budapest 1968, 147 S.

BUCHNER, W. , MÜLLER, J. u. SOURELL, H.: Grundlagen und Anwendung der Agrarmeteorologie im Pflanzenbau. In: Lütke Entrup, N. u. Oehmichen, J.: Lehrbuch des Pflanzenbaues, Band 1: Grundlagen, Verlag Th. Mann, Gelsenkirchen, 2000, S.600-688

DOMMERMUTH, H. u. TRAMPF, W.: Daten zum Bodenwasserhaushalt in Deutschland, Zeitraum 1951-1980, Potenzielle und tatsächliche Evapotranspiration, Bodenfeuchte und Wasserstressindex, Band 1, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach a.M., 28 S. + 283 S. Tabellenteil

DÖRING, J.; MÜLLER, J.; JÖRN, M.; NEUBERT, S.; PANNICKE, I.; WEDEKIND, G. u. SCHURIGT, J.: Klimatische Kennzeichnung des Mitteldeutschen Schwarzerdegebietes. In: Strategien zur Regeneration belasteter Agrarökosysteme des Mitteldeutschen Schwarzerdegebietes (Hrsg.: KÖRSCHENS, M. u. MAHN, E.-G.). B.G. Teubner Verlagsgesellschaft, Stuttgart/Leipzig, 1995, S. 533-568 (insg. 568 S.)

HICKISCH, B.; MÜLLER, G. jun. u. HEISIG, W.: Einfluß von Witterung und Kulturpflanzenbestand auf bodenbiologische Leistungen. 4. Mitt.: Rangfolgevergleich bei 16 Prüffaktoren im zweiten Anbaujahr der Kulturpflanzen. Zbl. Mikrobiol. 139 (1984), S. 511-517

LIEBEROTH, I.: Persönliche Mitteilung 1985

LIEBEROTH, I.; DUNKELGOD, P.; GUNIA, W. u. THIERE, J.: Auswertungsrichtlinie MMK, Stand 1983, AdL der DDR, FZB Müncheberg, Bereich Bodenkunde / Fernerkundung Eberswalde, Eberswalde-Finow 1983, 55 S.

MÜLLER, G.: Bodenfeuchteverlauf in Kulturpflanzenbeständen. Kurzberichte, Wissenschaftl. Jahrestagung 1985 der Sektion Pflanzenproduktion der Humboldt-Univ. Berlin, 5./6.09.1985, Berlin 1985, S. 21-23

MÜLLER, G. jun. u. HICKISCH, B.: Einfluß von Witterung und Kulturpflanzenbestand auf bodenbiologische Leistungen. 1. Mitt.: Versuchsprogramm und erste Ergebnisse der Prüffaktoren CO2-Dynamik und Mikrobenbesiedlung. Zbl. Mikrobiol. 137 (1982), S. 541-549

MÜLLER, G. jun. u. MÜLLER, G.: Wechselwirkung zwischen Wasserhaushalt des Bodens und Bodenorganismen im Hinblickauf bewässerte Pflanzenproduktion. Wiss. Z. Martin-Luther-Univ. Halle-Wittenberg XXVII (1978) 4, S. 5-13

MÜLLER, G. u. MÜLLER, J.: Modell zur Abschätzung der Verdunstung landwirtschaftlicher Produktionsgebiete. Kongress- und Tagungsberichte d. Martin-Luther-Univ. Halle-Wittenberg, Wissenschaftliche Beiträge 1989/55 (S 70), Halle (Saale) 1989a, S. 82-87

MÜLLER, J.; JÖRN, P. u. THIERE, J.: Erarbeitung einer Karte der pflanzennutzbaren Feldkapazität für die neuen Bundesländer. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 76 (1995a), 1149-1152

MÜLLER, J. u. MÜLLER, G.: Vorstellung eines komplexen Modells zur Schätzung der Verdunstung und des Bodenwasservorrates sowie dessen Prüfung an dem Material eines ausgewählten Standortes. Kongress- und Tagungsberichte d. Martin-Luther-Univ. Halle-Wittenberg, Wissenschaftliche Beiträge 1987/17 (S 60), Halle (Saale) 1987, S. 86-90

MÜLLER, J. u. MÜLLER, G.: Berechnung der Verdunstung landwirtschaftlicher Produktionsgebiete. 1. Mitt.: Beschreibung des zur Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration von Kulturpflanzen erarbeiteten Modells. Z. Meteorol., Berlin 38 (1988a) 5, S. 332-337

MÜLLER, J. u. MÜLLER, G.: Berechnung der Verdunstung landwirtschaftlicher Produktionsgebiete. 2. Mitt.: Überprüfung des Modells von J. u. G. Müller am Beispiel Kartoffel auf lehmigem Sand. Z. Meteorol., Berlin 38 (1988b) 6, S. 361-365

MÜLLER, J. u. MÜLLER, G.: Berechnung der Verdunstung landwirtschaftlicher Produktionsgebiete. 3. Mitt.: Ermittlung gebiets bezogener Verdunstungswerte durch Anwendung des Modells von J. Müller und G. Müller. Z. Meteorol., Berlin 39 (1989b) 3, S. 142-149

MÜLLER, J.; MÜLLER, G.; KRÜGER, R. u. THOMÄ, M.: Zum Evapotranspirationsverhalten landwirtschaftlicher Nutzpflanzenbestände in Abhängigkeit von den Witterungsbedingungen. Z. Meteorol., Berlin 41 (1991) 2, S. 1-14

MÜLLER, J.; MÜLLER, G. u. SCHELLIN, H.-G.: Der Vegetationsfaktor bei der Abschätzung der aktuellen Verdunstung – Ein Beitrag zum Wasserhaushalt von Kulturpflanzenbeständen. Deutsche Meteorologentagung v. 16.-20.03.1992 in Berlin, Annalen der Meteorologie, Offenbach a.M. 27 (1992), S. 132-135

MÜLLER, J. u. SCHUMANN, A.: Das Durchsickerungsrisiko der Oberflächenabdeckung auf der ehemaligen Deponie Kanena berechnet mit einem agrarmeteorologischen Wasserhaushaltsmodell. Veröffentlichung in Vorbereitung, Halle (2001)

MÜLLER, J.; SCHUMANN, A. u. DÖRING, J.: Zur versickerungsreduzierenden Wirkung von Pflanzenbeständen – Ein Beitrag zur Wasserbewegung im Boden aus agrarmeteorologischer Sicht. Symposium „Modellierung in der Hydrologie“ aus Anlaß des 30-jährigen Bestehens der Dresdner Schule der Hydrologie, 22. bis 24.09.1997, TU Dresden, Tagungsband, S. 357-359

MÜLLER, J.; SCHUMANN, A. u. JÖRN, P: Zur Häufigkeit von Bodendürren im mitteldeutschen Trockengebiet. Deutsche Meteorologentagung, 14.-18.09.1988 in Leipzig, Annalen der Meteorologie, Bd. 1, Offenbach a.M. 37 (1998), S. 167-168

MÜLLER, J.; SCHUMANN, A. u. SCHELLIN, H.-G.: Agrarmeteorologische Aspekte und Lösungsansätze für die Überwachung des Wasserhaushaltes von Deponien. Deutsche Meteorologentagung v. 11.-15.09.1995 in München, Annalen der Meteorologie, Offenbach a.M. 31 (1995b), S. 271-272

POSZA, I. u. STOLLAR, A.: A tényleges párolgás szamittáshoz használt növenykonstansok értékei többévi mérés alapján. Idöjárás, Budapest 88 (1983) 3, S. 170-177

RICHTER, D.: Verfahrenshinweis zur Korrektur von verdichteten Werten der Niederschlagshöhe. Arbeitsmappe Gutachtenerteilung des Meteorol. Dienstes der DDR. III-1, 1981, S. 1-3

RICHTER, D.: Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann Niederschlagsmessers. Ber. Dt. Wetterdienstes, Nr. 194, Offenbach a.M. 1995

SCHUMANN, A. u. MÜLLER, J.: Klimatologische Kennzeichnung des mitteldeutschen Trockengebietes. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 77 (1995), S. 43-48

TAUBENHEIM, J.: Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.-G. Leipzig, 1969, 386 S.

TREFFLICH, A. u. MÜLLER, J.: Anwendung eines komplexen Wasserhaushaltsmodells auf langjährige Grünbrache im mitteldeutschen Trockengebiet. Deutsche Meteorologentagung, 14.-18.09.1988 in Leipzig, Annalen der Meteorologie, Bd.1, Offenbach a.M. 37 (1998), S. 289-290

TREFFLICH, A.; KAYSER, M. u. WESSOLEK, G.: Anwendung von Wasserhaushaltsmodellen auf langjährige Ackerbrachen im Mitteldeutschen Trockengebiet. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft Bd. 91 (1999), S. 1351-1354

WENDLING, U., SCHELLIN, H.-G. u. THOMÄ, M.: Bereitstellung von täglichen Informationen zum Wasserhaushalt des Bodens für die Zwecke der Agrarmeteorologischen Beratung. Z. Meteorol. 41 (1991) 6, S.468-475

Niederschlagsanalyse zum Weichselhochwasser im Juli 2001 mit Vergleich zum Oderhochwasser 1997

T. Fuchs, B. Rudolf

Viele Gegenden an der Weichsel wurden im Juli 2001 von schweren Überschwemmungen heimgesucht. Eine Ursache dieser Überschwemmungen sind die aufgetretenen Niederschläge, die in diesem Beitrag analysiert und klimatologisch eingeordnet wurden. Zeitnahe Analysen von grenzübergreifenden Niederschlagsereignissen müssen sich in erster Linie auf synoptische Daten stützen, die über das globale Fernmeldesystem (GTS) der WMO verbreitet und im DWD empfangen werden. Diese Daten werden im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) routinemäßig ausgewertet (Rudolf, 1995). Neben den Messdaten von mehr als 400 europäischen Stationen (vgl. Abb. 1) konnten zur klimatologischen Einschätzung auch mittlere Niederschlagshöhen des Zeitraumes 1961-1990 (sog. Bezugswerte) und längere Zeitreihen verwendet werden. Der vorliegende Beitrag ist eine qualitative Untersuchung aus Sicht des WZN und ersetzt keinesfalls regionale Untersuchungen auf der Basis umfangreicherer Messdaten (bzgl. extremer Niederschläge in Polen z.B. Wozniak und Otop, 2001).

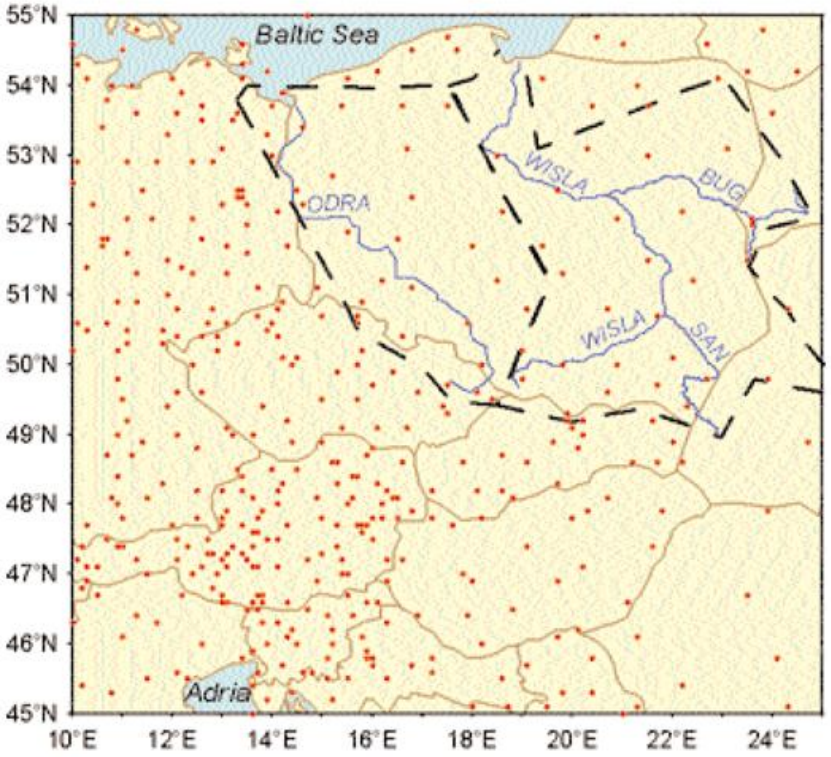


Abb. 1 Position aller in der Analyse verwendeter SYNOP-Stationen (Punkte). Die groben Konturen der hydrologischen Einzugsgebiete von Odra und Wisla sind strichliert angedeutet.

Im Einzugsgebiet der Weichsel, speziell im oberen Bereich, fielen während der zweiten Julihälfte 2001 sehr ergiebige Niederschläge, die dann innerhalb kurzer Zeit starke Überschwemmungen auslösten. Die Monatssummen erreichten das zwei- bis dreifache des normalen Monatssolls (Abb. 2 und 3, Tab. 1). Ein Vergleich der zum Oderhochwasser 1997 führenden Niederschläge (Abb. 4 und 5) zeigt, dass die Niederschläge im Juli 1997 zwar großflächiger und fast doppelt so hoch waren, die Maxima aber 1997 weiter westlich als 2001 und damit im oberen und mittleren Teil

des Einzugsgebietes der Oder lagen (vgl. Fuchs und Rapp, 1998; Wozniak und Otop, 2001).



Abb. 2 Niederschlagshöhe (mm) im Juli 2001.



Abb. 3 Niederschlagsanomalie im Juli 2001 in % der Bezugswerte 1961-1990.

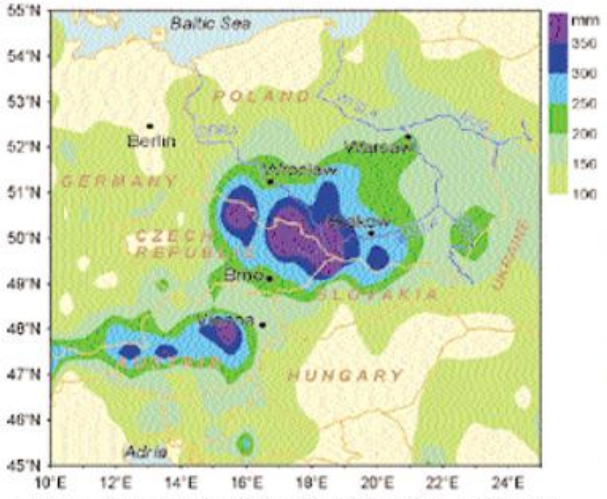


Abb.4 Niederschlagshöhe (mm) im Juli 1997

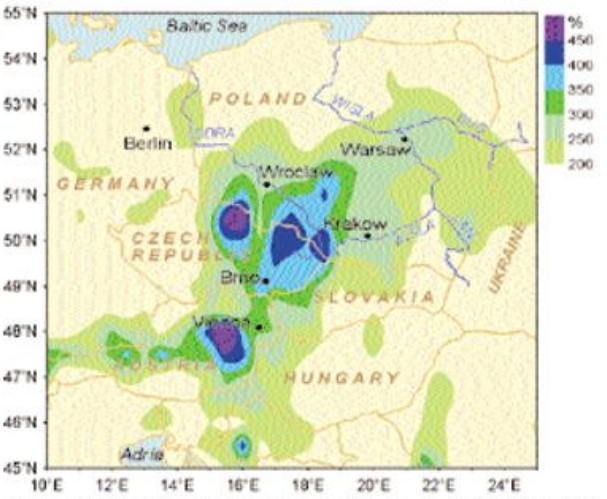


Abb. 5 Niederschlagsanomalie im Juli 1997 in % der Bezugswerte 1961-1990.

WMO	Name	Stations-höhe ü. NN	Niederschlag 1. - 31.7.2001	Anomalie (%)
12650	Kasprowy-Wirch	1989 m	610 mm	292
12625	Zakopane	855 m	435 mm	265
12660	Nowy Sacz	292 m	314 mm	293
12570	Kielce	260 m	290 mm	337
12600	Bielsko-Biala	398 m	246 mm	186
12566	Krakow-Balice	237 m	156 mm	184
12690	Lesko	420 m	211 mm	179

Tab. 1 Niederschlagshöhe im Juli 2001 und Anomalie in % der Bezugswerte 1961-1990 an einigen Stationen im hydrologischen Einzugsgebiet des Weichsel-Oberlaufes

Wie der Verlauf der täglichen Messwerte der Bergstationen „Kasprowy Wirch“ und „Zakopane“ (Hohe Tatra) für den Juli 2001 zeigt (Abb. 6 und 7), begannen die hohen Niederschläge im Einzugsgebiet der Weichsel am 16.07. und hielten - mit einer kurzen Abschwächung - zwölf Tage bis zum 27.07. 2001 an. Ursache der Haupt-

Niederschlagsaktivität war ein fast stationärer Höhenwirbel über Südosteuropa. Vorangegangen waren bereits größere Niederschläge zu Anfang des Monats.

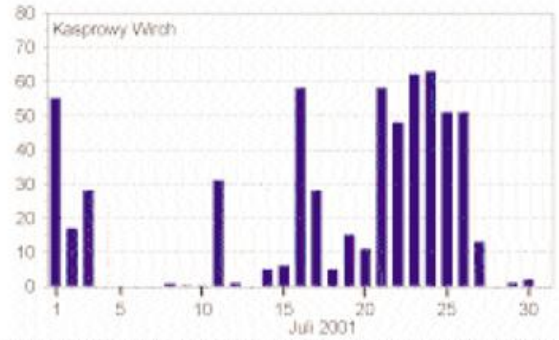


Abb. 6 Tägliche Niederschlagshöhen (mm) im Juli 2001 an der Station Kasprow Wirch.

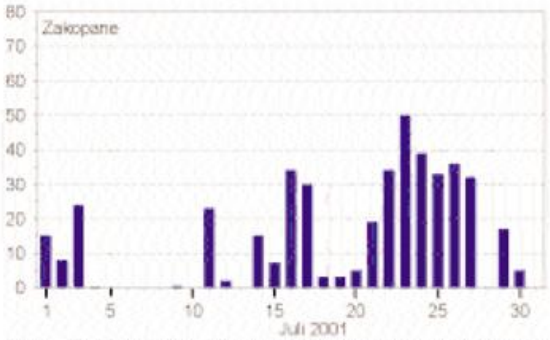


Abb. 7 Tägliche Niederschlagshöhen (mm) im Juli 2001 an der Station Zakopane.

Die großräumige Verteilung der täglichen Niederschlagshöhen in Europa während der stärksten Niederschlagsphase (vom 23.-26.07.2001) zeigen die vier Karten der Abb. 8. Solche täglichen Niederschlagsanalysen im 1°x1°-Raster für Europa werden im WZN routinemäßig seit Januar 2001 jeweils nach Monatsablauf erstellt (http://gpcc.dwd.de/Dailyprecip-Euro2001).

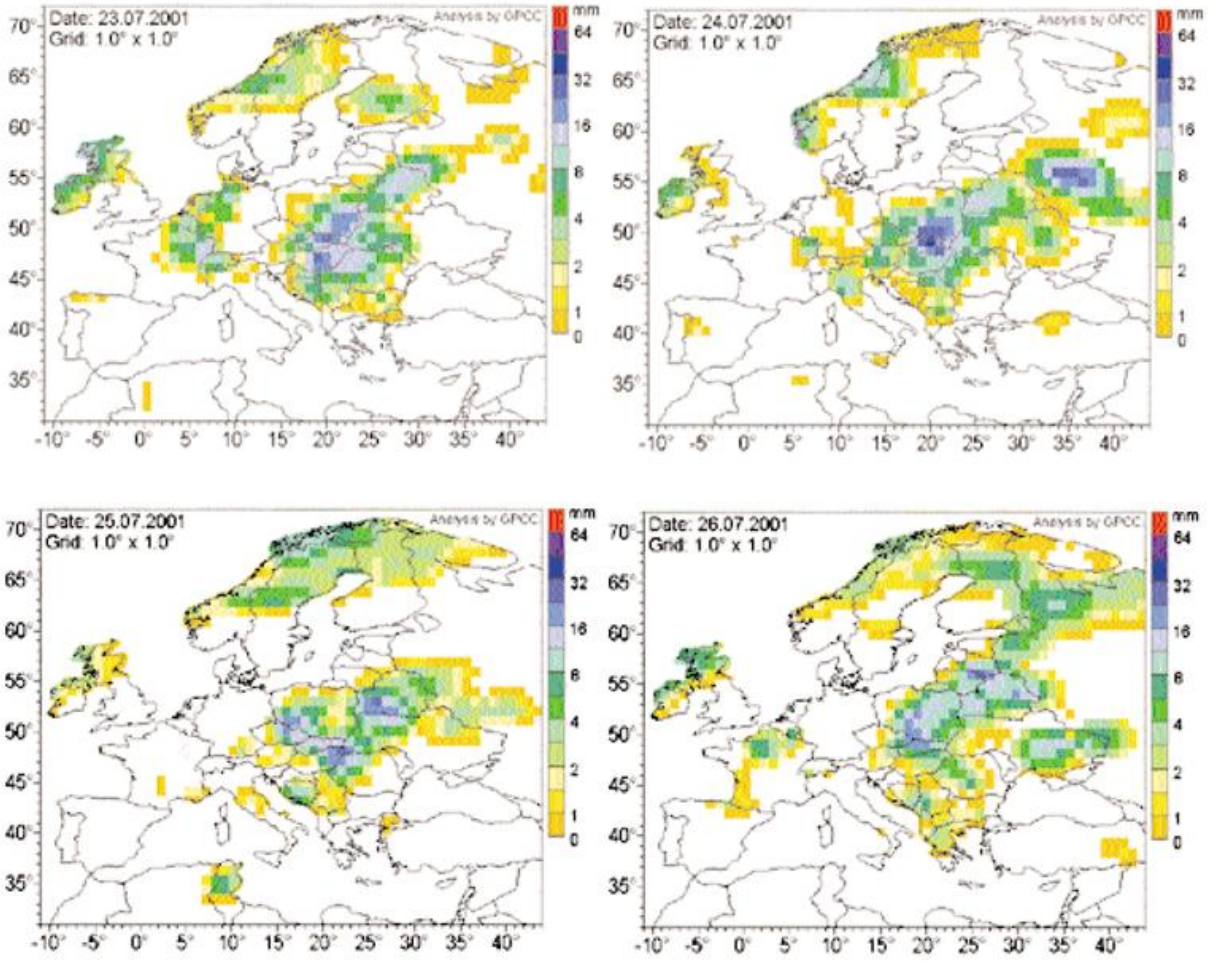


Abb. 8 Tägliche Niederschlagshöhen in Europa vom 23.-26.7.2001 (Datenbasis: GTS-SYNOP), korrigiert bzgl. systematischer Messfehler (Fuchs et. al., 2001), Rasterweite des Gitters 1° x 1°.

Eine erste grobe klimatologische Einordnung der Niederschläge im Juli 2001 im Bereich des Weichsel-Oberlaufes ist anhand der Zeitreihe der Juli-Niederschläge der Station Zakopane möglich (Abb. 9). Für die Jahre 1951-1990 konnten Daten aus dem *Global Historical Climatology Network* (GHCN) der NOAA (USA) verwendet werden (Vose et. al., 1992), die Daten ab 1991 sind routinemäßig in FE22/WZN aus synoptischen Beobachtungsdaten abgeleitete monatliche Niederschlagshöhen. Gut zu erkennen ist der diesjährige Rekordwert, sowie eine Häufung von hohen Juli-Niederschlägen in den letzten Jahren.

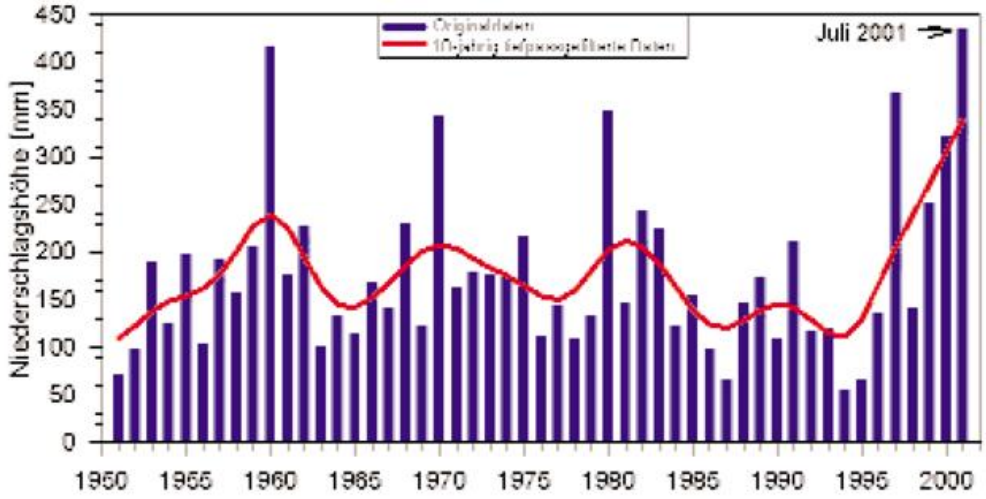


Abb. 9 Niederschlagssummen an der Station Zakopane in allen Juli-Monaten seit 1951. Datenbasis 1951-1990: GHCN Version 2 (http://www.ncdc.noaa.gov/pub/data/ghcn/v2/ghcnftp.html); ab 1991: GTS-SYNOP-Daten, analysiert von FE22/WZN.

Nach den aktuellen Ergebnissen des IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) ist der Temperaturanstieg infolge der Zunahme der Treibhausgase schon in vielen Regionen der Erde zu beobachten und wird sich laut den neuesten Klimamodellprognosen weiter verstärken. Das führt zu einem Anstieg der Verdunstung, was großräumig zum Ausgleich eine Zunahme der Niederschläge bedingt. Da die Anhebung von Mittelwerten schon bei gleichbleibender Variabilität zu einer größeren Häufigkeit der Extrema führt, erwartet das IPCC (IPCC, 2001) eine Zunahme von intensiven Niederschlagsereignissen im Verlauf des 21. Jahrhunderts für viele Regionen der Erde mit Folgen wie häufigere Überschwemmungen, Erdrutsche und Lawinen. Die Häufung von Starkniederschlags- und Hochwasserereignissen in den letzten Jahren in Europa wie in anderen Teilen der Erde ist ein Indiz dafür, dass sich neben der Temperatur- auch die Niederschlagsverteilung ändert.

Literatur

Fuchs, T., J. Rapp (1998): Zwei außergewöhnlich starke Regenepisoden als Ursache des Oderhochwassers im Juli 1997. DWD, Klimastatusbericht 1997, S. 24-27. Im Internet unter: http://www.dwd.de/research/klis/produkte/monitoring/hw-oder/starknd.htm

Fuchs, T., J. Rapp, F. Rubel, B. Rudolf (2001): Correction of synoptic precipitation observations due to systematic measuring errors with special regard to precipitation phases. Phys. Chem. Earth. (B), Vol. 26, Nr. 9, 689-693.

IPCC Third Assessment Report (ed. by J.T. Houghton et. al., 2001): Climate Change 2001: The Scientific Basis. Cambridge University Press, UK.

Rudolf, B. (1995): Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlags. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 196, 153 S., Selbstverlag, Offenbach/Main.

Vose, R.S., R.L. Schmoyer, P.M. Steurer, T.C. Peterson, R. Heim, T.R. Karl, J. Eischeid (1992): The Global Historical Climatology Network: long-term monthly temperature, precipitation, sea level pressure, and station pressure data. ORNL/CDIAC-53, NDP-041. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee.

Wozniak, Z., I. Otop (2001): Regionalisation of extreme precipitation distribution on area in Poland. Conference Proceedings of the Third Study Conference on BALTEX, International BALTEX Secretariat Publication Series No. 20, S. 259-260.

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland Teil 3

E. Dittmann

Der seit 1999 in bisher 2 Teilen erschienene Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland wird um eine dritte Lieferung ergänzt. Die Themen des dritten Teils sind

- der Wolkenbedeckungsgrad,
- die Globalstrahlung,
- die Anzahl von Tagen mit Über- bzw. Unterschreitung von Schwellenwerten der Lufttemperatur und des Niederschlags und
- ausgewählte phänologische Phasen.

Die Datenbasis für die Klimakarten entstammen dem Referenzzeitraum 1961-1990 mit Ausnahme der Globalstrahlung (1981-2000).
Für die Klimaelemente Wolkenbedeckungsgrad und Globalstrahlung werden jeweils 19 farbige Karten im Maßstab 1:2.500.000 vorgelegt, die nach Monaten, Jahreszeiten, Halbjahren und dem Jahresmittel gegliedert sind. Die Farbskalen für vergleichbare Zeiträume, wie z.B. Monate oder Jahreszeiten, sind konsistent angelegt.
Jeweils eine Karte zeigt die im Jahresmittel vorkommende Anzahl von Eis-, Frost-, Sommer- und heißen Tagen sowie Tagen mit mehr als 1 mm und 10 mm Niederschlag. Aus dem Bereich der Phänologie werden die Phasen Beginn der Blüte von Schneeglöckchen und Apfel sowie die Blattentfaltung und –verfärbung der Hängebirke dargestellt.

Alle Verfahren zur Erstellung der den Karten zugrunde liegenden Rasterwerte im 1km-Gitter wurden im Deutschen Wetterdienst entwickelt. Als Beispiel für eine der im Atlas enthaltenen Karten wird hier (Abb. 1) der mittlere Beginn der Apfelblüte gezeigt.
Die Veröffentlichung des Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland, Teil 3, ist für 2002 im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes geplant. Ein Preis hierfür ist noch nicht festgelegt.

Bestellungen für den
Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland, Teil 1, ISBN 3-88148-355-1 zum Preis von je € 50,00 zuzügl. Versandkosten

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland, Teil 2, ISBN 3-88148-372-1 zum Preis von je 50,00 € , 60,00 € mit Ordner zuzügl. Versandkosten

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland, Teil 3, ist in Vorbereitung.

An
Deutscher Wetterdienst
Bibliothek
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach

The European Climate Support Network (ECSN): A framework for future European co-operation

P. Hechler , V. Vent-Schmidt

Introduction

The range and content of climatological activities have been changed considerably within the last decades. The technological advances, especially in the field of computer equipment and electronic data processing, have enabled climatologists to develop and apply new and sophisticated methods which form the basis for:

- an higher level of climate system monitoring,
- the development of dedicated climatological applications as well as
- the use of advanced methods of data- and product exchange.

At the same time the climate system and its related sciences have moved in the limelight caused by the danger of irreversible changes in the habitat of mankind as well as the knowledge of vulnerability of socio-economic processes.

The challenging task is now to efficiently exploit the recent developments in climatology in order to achieve real benefits in political and socio-economic processes. In this respect ECSN provides a framework to tackle common projects in the field of climatology for the benefit of the ECSN NMHSs (National Meteorological and Hydrological Services) as well as there customers.

Background

ECSN, the European Climate Support Network, was established in 1992 in order to provide a forum and framework for stimulating and supporting increased collaboration between NMHSs in the field of climatology. Special focus is given to the provision of high quality climate data as well as services and advice based on the members climate expertise.

Starting in 1996 ECSN has been re-established as an optional programme of EUMETNET which represents a network grouping together 18 European NMHSs. ECSN, which is currently hosted by Switzerland's NMHS MeteoSwiss, is generally covering the following areas of climatology: data as well as exchange of information, applications and research.

Accompanied by the ECSN Advisory Committee the work programme is mainly realised by dedicated projects.

Considering the structure of the World Climate Programme of WMO ECSN comprises activities towards the development of climatological data sets, climate monitoring, advanced methods of climatological applications as well as the provision of best possible services.

Recalling the non-commercial focus of ECSN it has to be emphasised that the projects realised within ECSN will be dedicated to the NMHSs itself to improve their capabilities regarding climatological applications.

Projects

The project *climate atlas of europe* led by MeteoFrance/France is aiming at the production and compilation of related climate maps. As a first step a CD-ROM will be developed in analogy to a similar national French product. The CD-ROM is based on the official mean values 1971-2000 of the standard climate parameters and provides access to a multitude of statistical analyses in form of graphs and tables. The focus of the analyses is given to the best possible description of the geographical variability of the climate parameters.

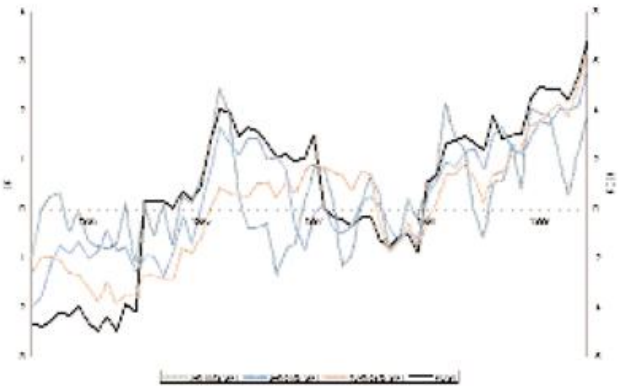


Fig. 1 PDSI (Palmer Drought Severity Index) and SPI (Standardized Precipitation Index) drought index series at Szarvas, southeast Hungary.

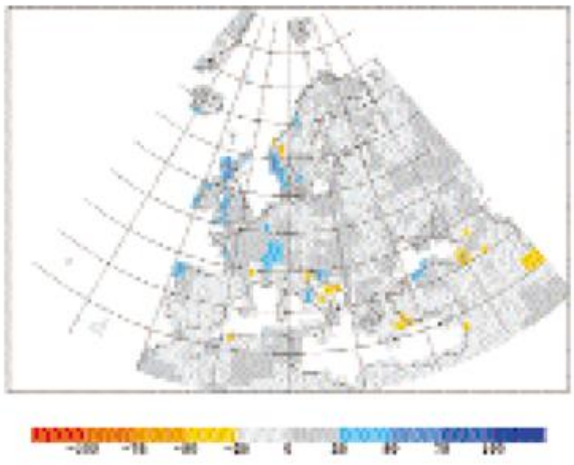


Fig. 2 GPCC Monitoring Product: Gauge-based Analysis: 1.0 degree precipitation anomaly for year (Jan-Dec) 1999 in mm/month (deviation from normals 61/90).

The *drought investigations* project led by HMS/Hungary refers to the vulnerability of our society (e.g. especially in south-eastern Europe) to a lack of precipitation/water. A first step in order to develop common monitoring and decision strategies (e.g. an early warning system) is to harmonise the usage of drought indices. Results of analyses of the spatial and temporal distribution and variability of the different indices are expected in 2001.

The preparation and routinely provision of climate monitoring products is being tackled within the project *generate climate monitoring products.* Led by DWD/Germany and based on experiences made with already existing monitoring activities (e.g. RA VI Bulletin) it is envisaged to optimise regional monitoring by elaborating methods for the generation of standardised monitoring products on an European scale. As a first step a Web-based platform is in development providing access to a multitude of national and European climate monitoring products. In addition the different climate data sources (in-situ, remote sensing and model output data) are being examined on their value to contribute valuably to climate monitoring.

Co-ordinated by the Norwegian NMHS DNMI, ECSN members established a

forum to exchange experiences in developing and running *climate databases*. A series of expert workshops have already been initiated and plans for a Web-based information exchange platform were outlined. The future orientation of this well-acknowledged co-operation is currently under revision.

As the generation of climate data sets is essential for nearly all fields of climatology, ECSN agreed to a related proposal by the EUMETNET Council and set up the project ECSN CLIMATE DATASET (ECD). Under the leadership of both the Norwegian and the Dutch NMHSs DNMI and KNMI standardised data sets of daily data will be generated from parts of the ECA data set (see project description below) to be disseminated –after careful application of quality procedures- by the Internet and via CD-ROM.

The EUROPEAN CLIMATE ASSESSMENT (ECA) led by the KNMI/Netherlands aims at issuing an assessment report on the state of the European climate by the year 2002. The second report, which is directed towards the scientific and climatological communities, provides additional information to the 1995 publication 'Climate of Europe: recent variation, present state and future prospects'.

References

First European Climate Assessment, ECSN, 1995 ISDN 90-369-2069-8 De Bilt, March 1995

Der Klimastatusbericht 2001

Die CD zum Heft

M. Werscheck

Zusätzlich zu den gedruckten Informationen im Klimastatusbericht 2001 finden sich auf der diesem Heft beigelegten CD weitergehende, vertiefende und ergänzende Informationen.

Nach dem Einlegen der CD in das Laufwerk erscheint eine Auswahlliste, über die Sie die einzelnen Informationen anwählen können. Sie können die Dateien auch direkt und einzeln aufrufen, indem Sie aus der jeweiligen Anwendung heraus (z.B. *Acrobat Reader*, *Quicktime* etc.) die Datei öffnen.

Thema	Kurzbeschreibung
DWD Film	Filmbeitrag über das Aufgaben- und Leistungspektrum des DWDs © DWD 2001
Klimafaktor Mensch - Die Indizien verdichten sich Begleittext Quellenhinweis	Filmbeitrag über ein Forschungsvorhaben des Umweltbundesamtes. Basis des Forschungsvorhabens bilden lange klimatologische Beobachtungsreihen im globalen und europäischen Skalenbereich. Mittels einer komplexen empirisch-statistischen Berechnungsmethode wird der sich am stärksten in den Beobachtungsdaten widerspiegelnde Klimaeinfluss ermittelt. Als wesentliche Einflussgrößen auf das Klima werden sowohl anthropogene als auch natürliche Faktoren berücksichtigt: Treibhausgase, Schwefeldioxidemissionen, Vulkanismus, Sonnenaktivität, El-Nino-Phänomen und Nordatlantik-Oszillation. In dem Beitrag werden wesentliche Erkenntnisse des Forschungsvorhabens anschaulich präsentiert. Dr. Jürgen Grieser Dipl.-Met. Tim Staeger Prof. Dr. Christian-D. Schönwiese © Umweltbundesamt November 2000
Klimatypänderung in Deutschland	Weitere, animierte Informationen zum Artikel *Klimatypänderungen in Deutschland im 20. Jahrhundert*. Dr. P.C. Werner Dr. F.-W. Gerstengarbe Dr. H. Österle © Potsdam Institut für Klimafolgenforschung e.V.
Globale Niederschlagsanomalien	Animation der zeitlichen Entwicklung der globalen Niederschlagsanomalien im Zeitraum 1961–1990 Dr. B. Rudolf © DWD/WZN

Rasterkarten Temperatur Niederschlag Sonnenschein	Animation des Temperatur- und Niederschlagsverlaufs in Deutschland im 20. Jahrhundert, basierend auf einem 1km Raster; desgleichen für die Sonnenscheindauer für die Jahre 1951 bis 2000. G. Müller-Westermeier © DWD
Klimadaten ausgewählter Stationen Deutschlands	Beispiele für die beim DWD erhältlichen Daten. © DWD
KSB	Die Klimastatusberichte der Jahre 1997 bis 2000. © DWD
Ozon Ozonbulletin Grafiken	Ausführliche Informationen zum Thema „Ozon"; unter anderem sämtliche, seit 1993 erschienen, Ozonbulletins des DWD sowie Zeit/Höhenschnitte der klimatologischen Mittelwerte von Ozon und Temperatur als auch deren Abweichungen (Anomalien) auf unterschiedlichen Zeitskalen gezeigt; ebenso der Zeit/Höhenschnitt des Ozontrends © DWD
Das Klima Halle (Saale)	Ergänzende Abbildungen zum Artikel *Das Klima der Stadt Halle (Saale)*. Dr. U. Wendling. © DWD
Regionale Klimatrends	Ergänzende Abbildungen zum Artikel *Regionale Klimatrends* . Dr. J. Rapp © J. Rapp
Hinweise und Ansprechpartner	Namen und Anschriften aus dem DWD, die Ihnen weitere Infomationen und Leistungen zum Thema *Klima* anbieten können.
Klimastatusbericht 2001 – Die CD zum Heft	Begleittext zur CD

Tab. 1 Themen und Kurzbeschreibung des CD zum Klimastatusbericht 2001

Zusätzlich zu den Filmen, Abbildungen und Daten befinden sich auf der CD die Programme *QuickTime* in der Version 5 für Windows und MacIntosh sowie das Programm *Acrobat Reader* ebenfalls in der Version 5. Mit diesen Programmen, einem Internet Browser (z.B. *Netscape* oder Microsoft *InternetExplorer*) sowie einem Programm zur Anzeige von reinen Text (ASCII), wie z.B. dem MS Windows *NotePad* oder *WordPad*, können Sie den gesamten Inhalt der CD einsehen.

Bitte beachten Sie, dass alle Daten urheberrechtlich geschützt sind. Irrtum vorbehalten. Die CD ist nur zusammen mit dem Buch „Klimastatusbericht 2001", ISBN 3-88148-380-2, Herausgeber und Verlag Deutscher Wetterdienst, erhältlich.

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

APDB	Aktuelle, phänologische Datenbank des Deutschen Wetterdienstes
ATV/DVWK	Abwasser Technische Vereinigung
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
CLINO	Climate Normals
CRU-Daten	Climatic Research Unit
DEKLIM	Deutsches Klimaforschungsprogramm
DNMI	Det Norske Meteorologiske Institute
DU	Dobson Einheiten
ECHAM	European Climate Model
ERA 40	A fourty -year European Re- Analysis project
EUMETNET	Conference of the European NMSs
FAO	Food and Agriculture Organization of the United Nations
GHCN	Global Historical Climate Network
GIS	Geographical Information System
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GTS	Global Telecommunication System
GUAN	GCOS Upper -air Network
HPDB	Historisch, phänologische Datenbank des Deutschen Wetterdienstes
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
KfG	Kommission für Glaziologie der Bayrischen Akademie der Wissenschaften
KFKI	Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen
KOSTRA	Koordinierte Starkniederniederschlagsregionalisierung
KSB	Klimastatusbericht
MPI	Max -Planck -Institut
NAO	North Atlantic Oscillation
NCEP	National Center for Environmental Prediction
nFk	nutzbare Feldkapazität
NH_3	Ammoniak
QBO	Quasi -Biennial Oscillation of equatorial stratospheric wind
RMS	Regional Meteorological Service
SST	Sea Surface Temperature
UTC	Co -ordinated Universal time
VDI	Verein Deutscher Ingenieure
VOC	Volatile Organic Compounds
WMO	World Meteorological Organisation
WZN	Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie

Autorenverzeichnis

NAME	ANSCHRIFT	EMAIL
Dr. Bissolli, Peter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	peter.bissolli@dwd.de
Claude, Hans-Jürgen	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	hans.claude@.dwd.de
Czeplak, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Frahmredder 95 22393 Hamburg	gerhard.czeplak@dwd.de
Dr. Dietzer, Bernd	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	bernd.dietzer @dwd.de
Dr. Dittmann, Ernst	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	ernst.dittmann@dwd.de
Escher-Vetter, Heidi	Kommission fuer Glaziologie Bayerische Akademie der Wissenschaften Marstallplatz 8 D-80539 Muenchen	Heidi.Escher@LRZ.BADW-Muenchen.de
Fuchs, Tobias	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	tobias.fuchs@dwd.de
Dr.Fricke, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	wolfgang.Fricke@dwd.de
Dr. Gerstengabe, F.-W.	Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK) P.O. Box 60 12 03, 14412 Potsdam	
Dr. Grieser, Jürgen	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	juergen.grieser@dwd.de
Dr. Günther, Thilo	Deutscher Wetterdienst Lindenberger Weg 24 13125 Berlin	thilo.guenther@dwd.de
Haßler, Birgit	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	birgit.hassler@dwd.de
Hechler, Peer	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	peer.hechler@dwd.de
Prof. Dr. Hense, Andreas	Meteorologisches Institut der Universitaet Bonn Auf dem Huegel 20 53121 Bonn	ahense@uni-bonn.de
Prof. Dr. Hupfer, Peter	Humboldt-Universität zu Berlin Institut für Physik Invalidenstr. 110 10115 Berlin	peter.hupfer@physik.hu-berlin.de

NAME	ANSCHRIFT	EMAIL
Jörn, Petra	Deutscher Wetterdienst Am Donnersberg 12 06120 Halle	petra.joern@dwd.de
Klämt, Adelheid	Deutscher Wetterdienst Lindenberger Weg 24 13125 Berlin	adelheid,klaemt@dwd.de
Klink, S.	Meteorologisches Institut der Universitaet Bonn Auf dem Huegel 20 53121 Bonn	
Kreis, Andrea	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	andrea.kreis@dwd.de
Köhler, Ulf	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	ulf.koehler@dwd.de
Löpmeier, Franz Josef	Deutscher Wetterdienst Bundesallee 50 38116 Braunschweig	franz-josef.loepmeier@ dwd.de
Lefebvre, Christiana	Deutscher Wetterdienst Jenfelder Allee 70a 22043 Hamburg	christiana.lefebvre@dwd.de
Dr. Lehmann, Angela	Humboldtstr. 43 63069 Offenbach	
Dr. Malitz, Gabriele	Deutscher Wetterdienst Lindenberger Weg 24 13125 Berlin	gabriele.Malitz@dwd.de
Dr. Menzel, Annette	TU München Am Hochanger 13 85 354 Freising	menzel@met.forst.tu- muenchen.de
Dr. Müller, Jurik	Deutscher Wetterdienst Am Donnersberg 12 06120 Halle	Jurik.mueller@dwd.de
Matthäus, Helga	Deutscher Wetterdienst Lindenberger Weg 24 13125 Berlin	helga.mathaeus@dwd.de
Müller-Westermeier, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	gerhard.müller- westermeier@dwd.de
Nitsche, Helga	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	helga.nitsche@dwd.de
Österle, H.	Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK) P.O. Box 60 12 03, 14412 Potsdam	
Paeth, H.	Meteorologisches Institut der Universitaet Bonn Auf dem Huegel 20 53121 Bonn	
Dr. Rapp, Jörg	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	jörg.rapp@dwd.de

NAME	ANSCHRIFT	EMAIL
Dr. Reich, Thomas	Deutscher Wetterdienst Lindenberger Weg 24 13125 Berlin	thomas.reich@dwd.de
Dr. Rudolf, Bruno	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	bruno.rudolf@dwd.de
Schellin, Hans-Georg	Deutscher Wetterdienst Bundesallee 50 38116 Braunschweig	hans-georg.schellin@dwd.de
Schmidt, Heiner	Deutscher Wetterdienst Jenfelder Allee 70a 22043 Hamburg	heiner.schmidt@dwd.de
Schneider, Udo	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	udo.schneider@dwd.de
Dr. Steinbrecht, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	wolfgang.steinbrecht@dwd.de
Testka, A.-J.	TU München Am Hochanger 13 85 354 Freising	
Dr. Tinz, Birger	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	birger.tinz@dwd.de
Trampf, Walter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	walter.trampf@dwd.de
Ullrich, Rolf	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	rolf.ullrich@dwd.de
Vent-Schmidt, Volker	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	volker.vent-schmidt@dwd.de
Dr. Wendling, Ulrich	Kantstr. 10 63067 Offenbach	
Werscheck, Martin	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	martin.werscheck@dwd.de
Werner, P.C.	Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK) P.O. Box 60 12 03, 14412 Potsdam	

Impressum

Deutscher Wetterdienst
Referat „Grundlagen der Klimaüberwachung"
Frankfurter Str. 135
Postfach 10 04 65
63004 Offenbach
Stand: April 2001

Redaktion:

Martin Werscheck
e-mail: martin.werscheck@dwd.de

Patricia Willing
e-mail: patricia.willing@dwd.de

Index

A
Ablation 51
Alpengletscher 54
AMBETI 144
Apfelblüte 146
Aridităts grenze 180
Atmosphäre 160
  frei 160
Ausschöpfungsschicht 258

B
Baumringanalysen 114
Behaglichkeitsbereich 215
Benetzungszeit 143
Beobachtungsnetz 195
Bergwetterstation 250
Bilanz 51
Bioklima 206
Bioklimatologie 211
Blattbenetzung 143
Bodendürre 264
  Definition der 264
Bodenfeuchte 142, 144
Bodenfeuchten 139
Bodenfrost 144
Bodenwasserhaushalt 67

C
Clusteranalyse 185, 192

D
Dauerstufe 94, 95
Deutsche Bucht 199, 219
Deutschland 124

E
ECHAM 100, 102
ECSN 274
Eistage 131
Eiszeit 55, 114
  klein 55
El Nino 158
Ensemblesimulationen 100
Erdoberflächentemperatur 144
Ereignisdatei 20
Euler'scher Index 101
EUMETNET 274
Europa-Modell 153
Evaporation 259
Evapotranspiration 180, 259
  potentiell 180, 259
Extremereignisse 20
Extremwasserstände 206

F
Feldkapazität 258, 262
  nutzbare 262
Feuerschiffe 219
Fluorchlorkohlenwasserstoffe 114
Föhn 250
Frosteindringtiefe 145
Frosttage 131
Frühherbst 196
Frühjahrsbestellung 140

G
Gebietsniederschläge 67, 86, 167
Gebirgsgletscher 51
Getreideernte 139
Gletscher 51
Gletschermoränen 114
Global Atmosphere Watch 257
Globalmodell 153
Globalstrahlung 55, 83
Grasverdunstung 263
  reale 263
Griesgletscher 54
Großwetterlagen 35
Großwetterlagenkatalog 32
Großwetterlagenklassifikation 32
Grünlandwachstums 139
Guslarferner 53

H
Halle 240
Hauptwachstumszeit 139
Herbst 146
Hess/Brezowsky 32
Hintereisferner 53, 54
Hochwasser 67
Hohenpeißenberg 250
Höllentalferner 55
Homogenität 68
Homogenitätsanalyse 175
Humiditätsindex 180, 181

I
Industrialisierung 241
Insolation 211
Interzeptionsverdunstung 259
Inversionswetterlagen 251

J
Jahreszeiten 178, 248
Jährlichkeit 94
Jetmaximum 48
Jetmaximums 49
Jetniveau 48

K

Kältereiz 58, 214
Kartoffelernte 139
Klima 9
  kontinental 9
  mediterranen 9
Klimaeinteilung 185
  objektiv 153, 185
Klimaklassifikation 185
Klima-Michel-Modell 212
Klimamodelle 114
Klimaschwankungen 114
Klimatrends 114, 122
  langfristig 114
Klimatypänderungen 194
  signifikant 194
Klimatypwechsel 188
Klimawandel 209
  anthropogen 209
KLIWA 67
Kohlendioxid 114
Komfort 211
  thermisch 178, 211
Kontinentalität 178
Kreislauf 67
  hydrologisch 51, 67
Kriging 175
KSB 196
Küstenschutz 203

L

Lagrange'sche Index 101
Land-Seewind-Zirkulation 211
Laubverfärbung 63
Lidarmessungen 150
Lufttemperatur 177

M

Mähdrusch 139
major warming 150
Maritimität 178
Martonne'sche Index 180
Meereisbedeckungsgrad 100
Methan 114
mid-winter warming 150
Mitteltemperatur 124
Monitoring Product 170
Moräne 51
Moränen 55

N

NAO 38
Nassperiode 75
Nassperioden 75, 76
  extrem 75
Naturkatastrophen 20
Niederschlag 254
Niederschlagsanomalie 167
Niederschlags-Extremwerte 73
Niederschlags-höhe 125
Niederschlagshöhen 72
  extrem 72, 74
Niederschlagsintensität 94
Niederschlagsklimatologie 167
Niedrigwasser 67
Nordatlantische Oszillation 101, 109
Normatmosphäre 43

O

Oderhochwasser 268
Orthogonalfunktionen 209
  empirisch 209
Ostwindperiode 160
  sommerlich 160
Ostwindzirkulation 49, 160
  stratosphärisch 160
Oszillation 38, 150
  quasi-zweijährig 150
  nordatlantisch 38
Ozon 151, 152
  bodennah 152
  troposphärisch 150, 151, 149
Ozonschicht 149
Ozonvorläufersubstanzen 151
Ozonwerte 149

P

Paläoklimato-logie 114
Penman-Verdunstung 143
Phänologie 58
Phasen 58, 248
phänologisch 58, 195, 248
Photoperiode 58
Plattachferner 55
PMV 211
Polarwirbels 150
predicted mean vote 211

R

Radiosonde 48
Radiosondendaten 41
Referenzatmosphäre 43, 48
Regenklima 9
Reizklima 211
Repräsentanz 175
  räumlich 175
Repräsentanzanalyse 175
Residuenanalyse 175

S

Schadenspotential 206
Schneebedeckung 144
Schneedecke 78
  beständigkeit 78
Schneedeckendauer 78, 80
  Zeitreihe der 80

Schneedeckenhöhe 78
Schneedeckenparameter 80
  Langzeitverhalten der 80
Schneedeckenperiode 78
Schneedeckenzeit 78
Schneefall 256
  Häufigkeit von 256
Schneeferner 55
Schneeglöckchenblüte 146
Signifikanz 175
  statistisch 175
Silvrettagletschers 54
Sofortmeldedaten 195
Sofortmelder 195
Sommersmogs 151
Sommertage 131
Sommerungen 140
Sonnenscheindauer 125, 133
  Jahressumme der 125
Standarddruckflächen 49
Starkniederschläge 132, 255
Starkniederschlagshöhe 70
Starkniederschlagshöhen 94
Stauniederschläge 11
Stratosphäre 43, 49, 150, 160
  untere 43
Stratosphärenerwärmungen 150
Strohbergung 139
Sturmfluten 206
Sturmflutwetterlagen 208
Sturmniedrigwasser 206

T
Temperatur 122
Temperaturgradienten 43
  vertikal 43
Thermopluviogramm 124
Tiefenwasser 211
Titrationseffekt 152
Transpiration 258, 259
  stomatären 259
  cuticulären 259
Treibeis 223
Trendanalyse 175
Trendfreiheit 68
Trendverhalten 178
  jahreszeitlich 178
Trockengrenze 180
  physiogeographisch 180
Trockenperiode 75, 76
  Andauer 76
Tropopause 43, 149
  subtropisch 43
Tropopausen 41
Tropopausenhöhe 149
  mittlere 149
Troposphäre 150, 152, 153, 160
Feuchtegehalt 153

U
Uhr 247
  phänologisch 247

V
Vegetationsperiode 139
Vegetationsruhe 141
Verdunstung 81, 143
  potenziell 81
Vernagtferner 52
Vogelbrutverhalten 183
Vollfrühling 146, 196
Vorfrühling 196
Vorfrühlingsphasen 63

W
Waldbrandgefahr 140
Wärmehaushaltsbedingungen 211
Warmzeiten 114
Wasserbilanz 81, 180
  kimatisch 81
Wasserhaushalt 67
Wasserhaushaltsmodell 259
Wasseroberflächentemperatur 100
Wassertemperatur 133
westlichen Ostsee. 133
Wasservorrat 259
  pflanzennutzbar 259
Weichselhochwasser 268
Welkepunkt 262
Welkepunktbereich 258
Wetterlagenklassifikation 32, 153
  objektive 38
Wiederkehrzeit 95, 94
Wind 199
  geostrophisch 199
Winter 81
  kernlos 81
Winterdecke 78
Winterroggen 146
Winterruhe 58
Wintersaaten 139
Winterungen 140
Witterungsverlauf 126
Würmeiszeit 114

Z
Zirkulation 150
Zonalzirkulation 208

Gesamtübersicht der Artikel in den Klimastatusberichten 1997 - 1999

KSB 1997

Klimaüberwachung beim DWD - aktuelle Aktivitäten und Tendenzen-
P. Hechler

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland
P. Fuchs, G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Die Witterung in Deutschland im Jahre 1997
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Deutsche Küstengebiete
A. Lefebvre

Zwei außergewöhnlich starke Regenepisoden als Ursache des Oderhochwasers im Juli 1997
T. Fuchs, J. Rapp

Hydrometeorologische Aspekte des Sommerhochwassers der Oder 1997
G. Malitz, T. Schmidt

Niederschlagsmonitoring des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie im DWD
B. Rudolf

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Entwicklung des atmosphärischen Ozons
H. Claude, U. Köhler

Objektive Wetterlagenklassifikation
E. Dittmann

Phänologie
W. Trampf, W. Janssen

Klima aus erster Hand
S. Rösner

Aufbereitung langer meteorologischer Meßreihen für klimatologische Zwecke
J. Herzog, G. Müller-Westermeier

The Use of Satellite Data for Climatological Applications:The Satellite Application Facility on Climate Monitoring
P. Hechler, M. Werscheck

KSB 1998

Einwirkungen von Klimaänderungen auf die Gesundheit des Menschen in Mitteleuropa
G. Jendritzky

Beobachtete Trends der Lufttemperatur und der Niederschlagshöhe in Deutsch-land
J. Rapp

Ursachen der Lufttemperaturvariationen in Deutschland 1865 - 1997
A. Walter, C.-D. Schönwiese

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil II, Grasreferenzverdunstung)
G. Müller-Westermeier

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Die Witterung in deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Die phänologische Entwicklung
W. Trampf, W.Jansen

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude, W. Steinbrecht

Objektive Wetterlagenklassifikation
P, Bissolli, E. Dittmann

Saisonale Abweichung der Gebietsnie-derschläge in Europa
B. Rudolf

Auswertung von Gebietsniederschlägen für die Gesamt-Einzugsgebiete großer Flusssysteme
B. Rudolf, J. Rapp

Starkniederschläge im Oktober
T. Fuchs J. Rapp, B. Rudolf, E. Dittmann, G. Müller-Westermeier

Niederschlagsanalysen des WZN am Beispiel des El Nino Ereignisses 1997/98
T. Fuchs, B. Rudolf, U. Schneider

Numerical Production of Climatic Maps for Parameters with Significant Correlation to Topography
G. Müller-Westermeier

Das Bioklima in Deutschland
G. Jendritzky

KSB 1999

Orkantief ,,Anatol" vom 3./4. Dezember 1999
Ch. Lefebvre

Orkantief Lothar vom 26.12.1999
G. Müller-Westermeier

Häufigkeit von Sturmböen in den letzten Jahren
U. Otte

Niederschlagsanalyse zum Pfingsthoch-wasser 1999 im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee
T. Fuchs, J. Rapp , B. Rudolf

Starkniederschlag in Deutschland - Messergebnisse, statistische Auswertun gen, Schätzungen
G. Malitz

Kommen Westwetterlagen häufiger vor als früher ?
P. Bissolli

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil III)
G. Müller-Westermeier

Thermopluviogramm
E. Dittmann

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, G.Czeplak

Die Witterung in den deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Die agrarmeteorologische Situation
F.-J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung
W. Trampf

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude

Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E.Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Saisonale Abweichung der Gebietsnie-derschläge in Europa
B. Rudolf

Veränderungen der phänologischen Jahreszeiten
Menzel

Eine erweiterte Definition des Begriffes ‚Trend' in der Klimadiagnose
J. Rapp

Wie erkennt man signifikante Klimaänderungssignale?
F.-W. Gerstengarbe, H. Österle , P. C. Werner

Naturkatastrophen und Klimaänder-ung - Befürchtungen und Handlungs-optionen der Versicherungswirtschaft
G. Berz

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland
E. Dittmann

The GCOS Surface Network Monitoring Centre with special emphasis on Pre-cipitation at the Deutscher Wetterdienst (DWD)
S. Rösner

Training Workshop of the Satellite Application Facility on Climate Monitoring
P. Hechler

KSB 2000

Aerologischer Schichtaufbau der Atmosphäre und Trends über Lindenberg
U. Leiterer, H. Dier, W. Adam

Bodengebundene Fernerkundungssysteme zur Vertikalsondierung aerologischer Parameter für operationelle An-wen-dungen
H. Steinhagen

Routinemäßige aeroklimatologische Produkte des Deutschen Wetterdienstes
H. Nitsche

Geschichte der Aerologie in Deutschland
H. Nitsche, A. Jaeger

Trenduntersuchungen der Temperatur in 500 und 50 hPa für ver-schiedene Zeit-räume ab 1961
H. Nitsche

Beobachtungen dynamischer und thermodynamischer Variablen in der Atmos-phäre auf Basis von Radiosondenauf-stiegen
A. Hense, R. Hagenbrock, M. Göber, F. Ament

Austausch von Luftmassen durch die Tropopause
Ebel, J. Kowol-Santen

Die Rolle der Stratosphäre für das Klimasystem
K. Labitzke

Trends in der Meso- und Thermosphäre
J. Bremer

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, A. Kreis

Die Witterung in den deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Monatliche Temperaturabweichungen vom Referenzzeitraum 1961-1990
R. Ullrich, J. Rapp

Die agrarmeteorologische Situation
F.-J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung
W. Trampf

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude

Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E. Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Extreme Niederschlagsdargebote aus Regen und Schneeschmelze für Deutschland
Th. Günther, H. Matthäus

Starkniederschläge im Herbst 2000 in Europa
T. Fuchs

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil IV) Das Andauerverhalten der Schneedecke
M. Rachner, G. Schneider, H. Matthäus

Langzeitänderungen der Wassertempe-ratur an der deutschen Ostseeküste
P. Hupfer, B. Tinz

Langfristige Abnahme der Global-strahlung
S. Trepte, P. Winkler

Vulkanismus und Klima
P. Bissolli

Probleme bei der Analyse von Klima-trends auf der Basis von Stationszei-treihen
J. Rapp

Projekt für freiwillig wetterbeobach-tende Schiffe (VOS) Projekt: Klima Auswahl (VOSCLIM)
V. Wagner

The GCOS Surface Network Monitoring Centre (GSNMC) - results for WMO RA VI - Europe -
S. Rösner, T. Fuchs, Ch. Lefebvre

CM-SAF Training Workshop in Dresden
P. Hechler

Klimaaatlas Bundesrepublik Deutschland Teil 2
G. Müller - Westermeier

Deutscher Wetterdienst

Klimastatusbericht 2002



Klimavorhersage

Das Jahrhunderthochwasser der Elbe

Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings

Herausgeber und Verlag
Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach

Postfach 10 04 65
63004 Offenbach

Der Klimastatusbericht im Internet:
http://www.ksb.dwd.de

ISSN 1437 - 7691
ISSN 1616 - 5063 (Internet)
ISBN 3-88148-388-8

Urheberrecht
Alle Rechte an den hier präsentierten Informationen liegen, soweit nicht anders vermerkt, beim DWD.
Die Nutzung der nachfolgenden Informationen bzw. Teilen davon ist nur unter Nennung des Quellenhinweises „Deutscher Wetterdienst“ gestattet.
Eine kommerzielle Nutzung ohne ausdrückliche Genehmigung ist untersagt.

Zum Titelbild

Die Bilder der Jahreszeiten wurden von Frau H. Nitsche zur Verfügung gestellt.

Liebe Leserin, lieber Leser

Diktiert durch die Ereignisse steht auch in dieser Ausgabe des Klimastatusberichts wieder das Thema „Wasser" im Vordergrund: Die Rekordniederschläge im August des Jahres 2002 führten zu Hochwasser an Elbe und Donau und auch in Südfrankreich gab es im September des Jahres furchtbare Überschwemmungen. Wasser kann sowohl Lebenselixier und kostbares Gut als auch Bedrohung darstellen, je nach dem wo und wann es in welcher Qualität und Quantität in Erscheinung tritt. Ein Zuviel kann ebenso schädlich sein, wie ein Zuwenig; beides -Überschwemmung oder Dürre- kann bedrohliche Folge sein. So haben die weltweit aufgetretenen Überschwemmungen im Jahre 2002 etwa die Hälfte aller durch Naturkatastrophen verursachten Todesopfer gefordert (G. Müller-Westermeier et al. im Artikel „Die Witterung in Deutschland" in diesem Heft).

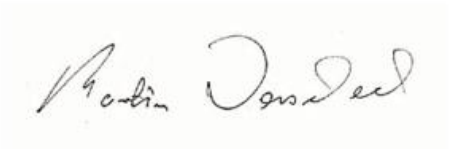
Trinkwasser in ausreichender Menge und Qualität den Menschen dieser Welt bereitzustellen wird zunehmend problematischer. Anlässlich des von den Vereinten Nationen für 2003 ausgerufenen „International Year of Freshwater" wird vermeldet, dass über 1 Milliarde Menschen keinen ausreichenden und gesicherten Zugang zu Trinkwasser haben (www.un.org/events/water ; 2003) .

Vor diesem Hintergrund und der Diskussion einer offensichtlich stattfindenden und projizierten Klimaänderung stellt sich die wichtige Frage, wie sich der Wasserkreislauf, also der Zyklus von Verdunstung, Wolkenbildung, Niederschlag, Abfluss und Versickerung, künftig entwickeln wird.

In mehreren Beiträgen wird analysiert und diskutiert, wie sich das Niederschlagsverhalten in den letzten Dekaden in Deutschland entwickelt hat. Es gibt Anzeichen dafür, dass sich der Wasserkreislauf - auch auf globaler Ebene - intensiviert, wie verschiedene Klimamodellrechnungen zeigen. In einem Übersichtsbeitrag werden „Perspektiven der Klimamodellierung" vorgestellt (U. Cubasch). Dieses Thema passt nahtlos in das von der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) für das Jahr 2003 ausgegebene Motto „Our future climate" (www.wmo.ch/wmd ; 2003).

Angeregt durch Leserreaktionen ist in diesem Heft auch ein Beitrag zur „Überwachung der Radioaktivität in der Atmosphäre" (T. Steinkopff) aufgenommen worden. Rückmeldungen von Ihnen wie diese, liebe Leserin und Leser, sind für das Redaktionsteam sehr wichtig, um so auf Ihre Wünsche und Ihren Informationsbedarf eingehen zu können. Nehmen Sie sich daher bitte 5 Minuten Zeit und senden den im Heft nach den „gelben Seiten" beigefügten Fragebogen ausgefüllt an uns zurück!

Nun wünsche ich Ihnen eine interessante Lektüre der folgenden Beiträge, Ihr



Martin Werscheck
Referat Grundlagen der Klimaüberwachung

Inhaltsverzeichnis

7 **Perspektiven der Klimamodellierung**
U. Cubasch

17 **Jahreszeitenvorhersagen im Deutschen Wetterdienst**
P. Becker

20 **Empirisches Downscaling - Überblick und zwei Beispiele**
Ch. Matulla, E. K. Penlap, H. von Storch

32 **Die Nordatlantische Oszillation und ihr Einfluss auf die europäischen Lufttemperaturen**
B. Tinz

42 **Zirkulationsänderungen wirken auch auf die Ozonschicht**
W. Steinbrecht, H. Claude, P. Winkler

51 **Die Anwendung der objektiven Wetterlagenklassifikation des DWD für ein empirisches Downscaling zur Erstellung von Klimakarten**
P. Bissolli, E. Dittmann

59 **Climate Information and Prediction Services (CLIPS): WMO's programme to strengthen climate services**
P. Hechler

62 **Überwachung der Radioaktivität in der Atmosphäre durch den Deutschen Wetterdienst**
T. Steinkopff

72 **Historische Daten als Beitrag zur Klimavorhersage**
V. Wagner

79 **Die Witterung in Deutschland**
G. Müller-Westermeier, W. Riecke

88 **Das Klima in den deutschen Küstengebieten**
Ch. Lefebvre

92 **Die agrarmeteorologische Situation**
F. - J. Löpmeier

101 **Die phänologische Entwicklung**
G. Müller-Westermeier

105 **Entwicklung der Ozonschicht**
H. Claude, W. Steinbrecht, U. Köhler, B. Haßler

110 **Objektive Wetterlagenklassen**
P. Bissolli, E. Dittmann

116 **Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre**
H. Nitsche

122 **Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa**
B. Rudolf

130 **Orkan 'Anna' vom 26.02.2002 über Norddeutschland**
Ch. Lefebvre

135 **Jeanett, das erste Orkantief des Herbstes 2002**
Ch. Lefebvre, G. Müller- Westermeier

141 **Extremniederschläge in Deutschland Zufall oder Zeichen?**
J. Grieser, C. Beck

151 **Langzeitverhalten von Starkniederschlägen in Süddeutschland**
L. Zimmermann, H. Bartels, B. Dietzer, F.M. Albrecht

165 **Hängen vermehrte Starkniederschläge am Hohenpeißenberg mit veränderten Wetterlagen zusammen?**
W. Fricke

172 **Das Jahrhunderthochwasser der Elbe: Synoptische Wetterentwicklung und klimatologische Aspekte**
B. Rudolf, J. Rapp

188 **DEKLIM Deutsches Klimaforschungsprogramm**
L. Schanz

190 **DEKLIM - Bereich „Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit"**
R. Sausen, W. Lucht, C. Fichter

193 **DEKLIM - Bereich „Regionale Prozessstudien im Ostsseeraum"**
D. Jacob

195 **DEKLIM - Bereich „Paläoklima"**
R. Schneider

198 **DEKLIM- Bereich „ Klimawirkungsforschung"**
B. Schuchardt, R. Birner

200 **Der Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland**
E. Dittmann

202 **Die Bioklimakarte von Deutschland**
A. Grätz

205 **Über die Verfügbarkeit von bodennahen Klimadaten - das GCOS Basismessnetz für Bodenstationen**
S. Rösner

208 Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

210 Autorenverzeichnis

213 Impressum

214 Index

217 Gesamtübersicht der Artikel in den Klimastatusberichten 1997 - 2001

1 Titelbild

2 Zum Titelbild

3 Vorwort

4 Inhaltsverzeichnis

Perspektiven der Klimamodellierung

U. Cubasch

Klimamodelle beschreiben das Klimasystem der Erde in physikalisch-mathematischen Gleichungen, die von einem Computer numerisch gelöst werden können. Diese Gleichungen bilden, so weit möglich, das Zusammenwirken der einzelnen Teile des komplexen Klimasystems und deren interne Veränderungsprozesse ab. Daraus „errechnet" der Computer das Klima: die für einen geographischen Ort, eine Landschaft oder einen größeren Raum charakteristische Verteilung der häufigsten, mittleren und extremen Wetterzustände und Witterungsvorgänge.

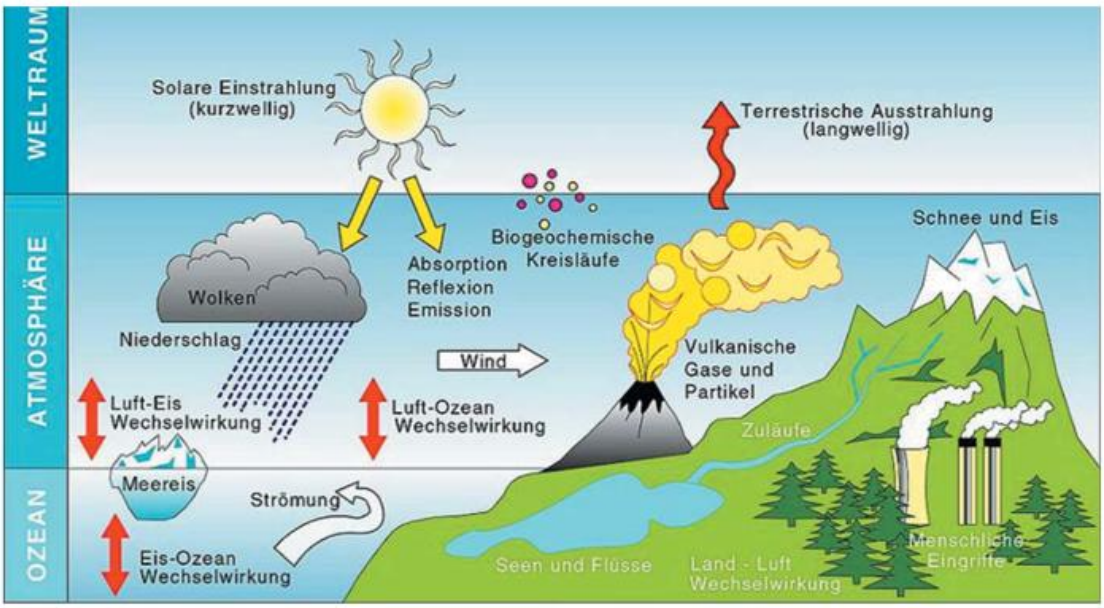


Abb. 1 Das Klimasystem und seine Komponenten (Cubasch und Kasang, 2000).

Die Komponente des Systems, die den Kern jedes Klimamodells bildet und in der sich das Wetter abspielt, ist die Atmosphäre, die mit der Hydrosphäre (Ozean und Wasserkreislauf) und der Kryosphäre (Eis und Schnee), der Biosphäre (Pflanzen und Tiere) sowie der Pedosphäre (Boden) und der Lithosphäre (Erdkruste) in Wechselwirkung steht. Die unterschiedlichen Zeitskalen, in denen diese Teilsysteme sich verändern, bestimmen das zeitliche Verhalten, die Dynamik des Klimasystems. Die Schwankungen des Teilsystems Atmosphäre, gemeinhin als „Wetter" bekannt, also z.B. der Wolken und Luftdruckgebiete, verändern sich in Stunden und Tagen; die Tiefenströmungen der Ozeane oder die großen Eismassen wandeln sich in Zeitskalen von Jahrhunderten bis Jahrtausenden.

Eine besondere Schwierigkeit besteht darin, dass im Klimasystem kleine interne Störungen durch sogenannte nichtlineare Wechselwirkungen potenziell große Wirkungen hervorrufen können. Außerdem sind externe Anregungsfaktoren – „Antriebe" – zu berücksichtigen. Dazu gehören Veränderungen in der Sonneneinstrahlung, bedingt etwa dadurch, dass sich die Bahn der Erde um die Sonne sowie die Lage der Erdachse zur Erdbahn mit der Zeit ändern. Auch die Strahlung der Sonne, des energetischen Motors des Klimasystems, ist zeitlich nicht konstant, sondern unterliegt

Schwankungen. Und schließlich zählt der Vulkanismus zu den externen Antrieben. Gesondert betrachtet wird in der aktuellen Klimadebatte der Faktor Mensch, also vor allem der Antrieb durch den zusätzlichen Treibhauseffekt, der aus der Schadstoffbelastung der Atmosphäre rührt

Aktuelle Modelle bilden Atmosphäre und Ozean als Einzelsysteme und in ihrem Zusammenwirken physikalisch ab; die anderen Teilsysteme des Klimas binden sie nur in pauschalierter Form ein. Um diese Gleichungssysteme nun im Computer zu lösen, werden die Erdatmosphäre sowie der Ozean zunächst in Gitterzellen zerlegt. Diese Gitterzellen haben heutzutage eine Kantenlänge von typischerweise 250 bis 500 km in der Horizontalen und neun bis 20 Schichten in der Vertikalen. Physikalisch-chemische Vorgänge, die innerhalb einer Gitterzelle ablaufen, wie z.B. die Wolkenbildung, werden nicht als Prozesse modelliert, sondern „parametrisiert", d.h. aus den an den Rändern der Gitterzelle bekannten Werten über bekannte meteorologische Gesetzmäßigkeiten abgeleitet.

Die heutigen Klimamodelle haben sich aus Wettervorhersagemodellen entwickelt, was den Vorteil hat, dass sie routinemäßig erprobt sind. Sie werden an der Realität „geeicht", indem man mit ihnen das heutige Klima nachrechnet und die Ergebnisse mit dem tatsächlich beobachteten Klima vergleicht.

Simulation des historischen Klimas

Mittlerweile sind die Rechenanlagen so schnell geworden, dass man die Modelle auch für eine Simulation des Klimageschehens der letzten Jahrhunderte einsetzen kann. Damit werden numerische Experimente möglich, in denen die Modelle gewissermaßen anhand der Klimageschichte überprüft werden können.

In einer kürzlich am Hamburger Max Planck Institut für Meteorologie und der GKSS durchgeführten Klimasimulation wurden die letzten 450 Jahre am Rechner nachgerechnet. Man geht dabei davon aus, dass zu Beginn dieses Zeitraums der Einfluss des Menschen, jedenfalls global gesehen, gering war; als äußere Antriebe werden Sonnenaktivität, Vulkanismus sowie die Treibhausgase vorgeschrieben, die bis zum Beginn der Industrialisierung überwiegend natürlichen Ursprungs waren. Wert und Verlauf dieser Antriebe leitet man aus so genannten „Stellvertreter"-Daten („Proxies") her, da sie, ebenso wie die Temperaturen und andere Klimaelemente, damals nicht direkt gemessen wurden. Aus solchen Proxy-Daten wie Baumringen und Sedimentbohrkernen und einer Vielfalt von Aufzeichnungen (z.B. Ernteerträge, Deichreparaturkosten, Segelzeiten von Schiffen) kann man aber auch den Verlauf des historischen Klimas rekonstruieren. Das numerische Experiment zeigt, dass das Klimamodell die so rekonstruierte globale Klimaentwicklung (Abb. 2) und insbesondere das Phänomen der sogenannten „Kleinen Eiszeit" in Europa realistisch zu simulieren vermag.

Die Klimaberechnung zeigt, dass besonders während des „Späten Maunder Minimums" (1675-1715), einer Zeit verringerter Sonnenaktivität und nahezu verschwindender Sonnenfleckenaktivität, das Klima global kälter war als heute. Diese Kältephase – ein Höhepunkt der Kleinen Eiszeit – ist durch historische Aufzeichnungen für Europa dokumentiert; wir kennen sie z.B. aus den berühmten Winterlandschaften

zeitgenössischer holländischer Meister. Ein Vergleich der Klimarekonstruktion mit der Modellsimulation zeigt für Mitteleuropa eine gute Übereinstimmung (Abb. 3), während man in Nordeuropa deutliche Unterschiede sieht; sie könnten aber auch auf die schlechte Datenlage in diesen Gebieten zurückzuführen sein. Die Simulation zeigt deutlich, dass eine wesentliche Ursache der „Kleinen Eiszeit" im Wechselspiel zwischen veränderter Sonnenaktivität, Vulkanismus und einer Kopplung von Atmosphäre, Ozean und Meereis liegen muss, so wie es in dem Klimamodell angesetzt wurde.

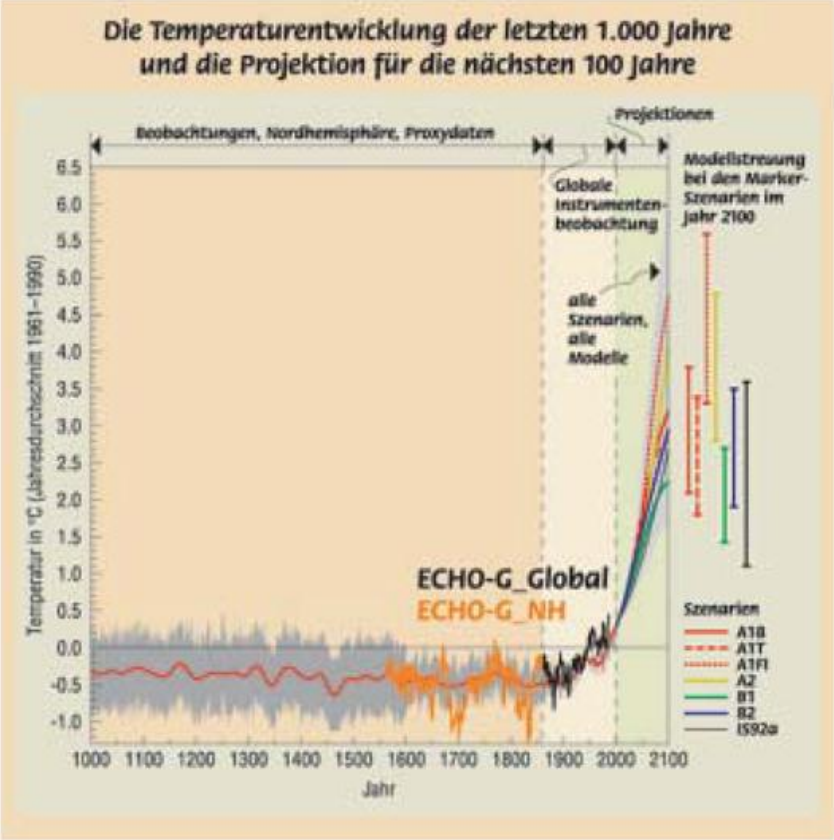


Abb. 2 Die Änderung der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur in bezug auf das Jahr 1990. Vom Jahr 1000 bis zum Jahr 1860 wurde nur für die Nordhalbkugel gemittelt, da für die Südhalbkugel keine Daten vorliegen. In diesem Zeitraum wurden die Werte aus Baumringen, Korallen, Eisbohrkernen und historischen Überlieferungen hergeleitet. Die rote Linie zeigt das 50-Jahresmittel, das graue Band das 95%-Vertrauensintervall der Jahresdaten. Von 1860 bis 2000 beruht die Kurve auf den mit Instrumenten gemessenen Werten, die rote Linie zeigt hier das 10-Jahresmittel.

Vom Jahr 1990 bis zum Jahr 2100 sind Temperaturhochrechnungen für die sechs Standard-SRES-Szenarien sowie das „business as usual" Szenario des vorletzten IPCC-Berichts (IS92a) eingetragen, die mit einem Modell mittlerer Klimasensitivität berechnet wurden. Das graue Band mit der Bezeichnung „alle Szenarien - alle Modelle" zeigt die Ergebnisbandbreite, wenn man alle 35 SRES-Szenarien in Betracht zieht und alle unterschiedlichen Modelle.

Ebenfalls eingezeichnet ist das Ergebnis einer Simulation der letzten 450 Jahre mit dem Klimamodell „ECHO-G". Die beige Kurve gibt das errechnete Temperaturmittel für die Nordhalbkugel wieder, die schwarze Kurve das globale Mittel. Das Modell berücksichtigt die Veränderlichkeit der Sonne, den Vulkanismus sowie Veränderungen in den Konzentrationen der Treibhausgase. Man sieht deutlich das „Späte Maunder Minimum" um 1675-1715 als auch das Dalton-Minimum um ca. 1810-1830. (kombiniert aus IPCC, 2001 und Zorita et al., 2002)

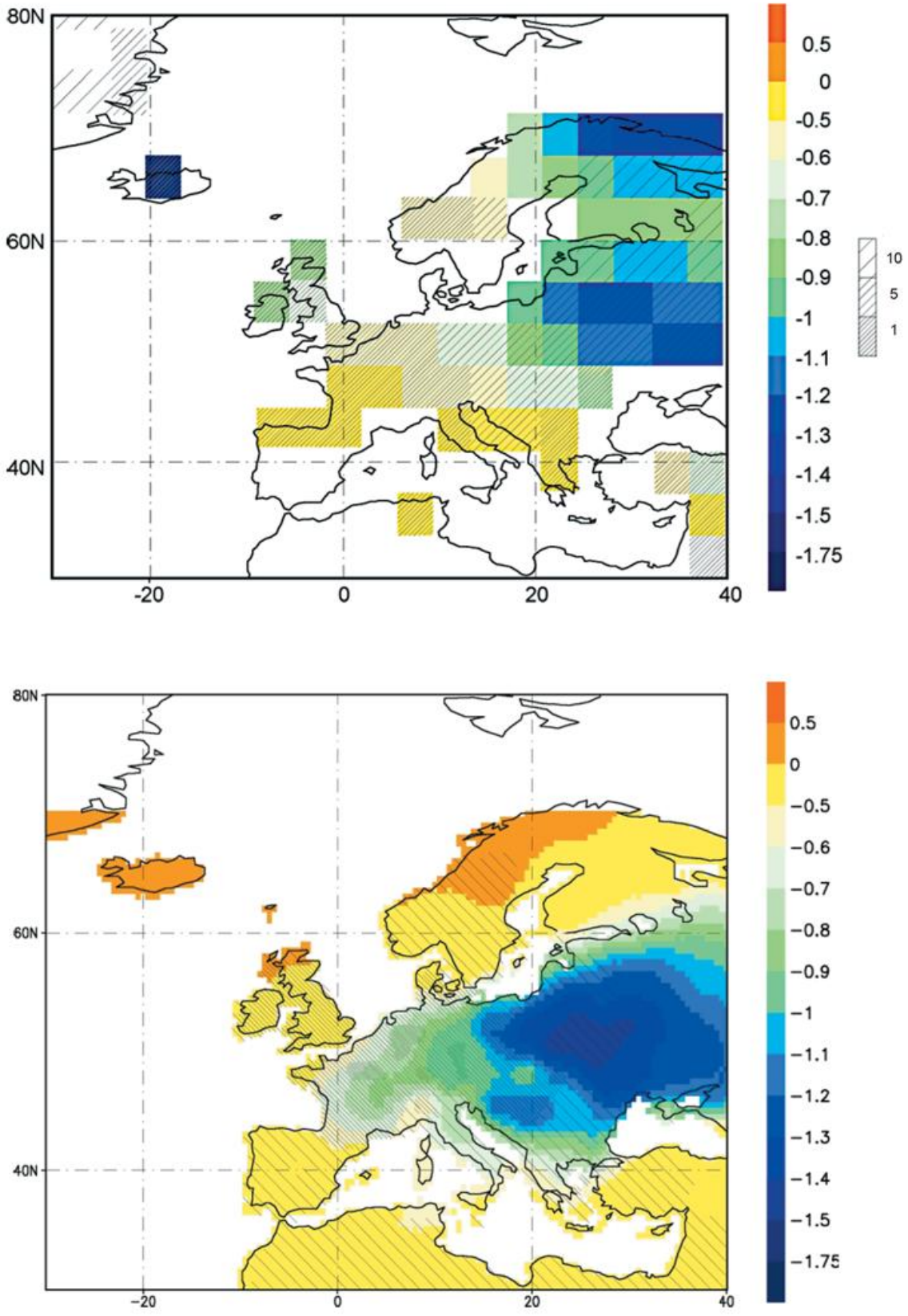


Abb. 3 Die Temperaturabweichung in K während des „Späten Maunder Minimums“: oben das errechnete Ergebnis der Modellsimulation, unten die aus historischen Überlieferungen rekonstruierten Werte. Die Straffierung gibt die Signifikanz wieder – je dichter die Schraffur, desto besser ist der Wert abgesichert. (Zorita et al., 2002)

Das Klima im Zeitalter der Industrialisierung

Eine häufig in der Öffentlichkeit gestellte Frage ist, inwieweit die Sonne und die Vulkane an den in den letzten 150 Jahren beobachteten Klimaveränderungen beteiligt sind, oder ob diese primär durch den Menschen bzw. die Industrialisierung hervorgerufen wurden. Klimamodelle können helfen, die vielfach umstrittenen Ursachen für diese Klimaveränderungen zu identifizieren.

Hierzu hat man mehrere Klimaexperimente durchgeführt: In einem ersten Experiment berücksichtigte man im Modell nur natürliche Klimaantriebe bzw. deren Schwankungen, in einem zweiten nur die anthropogenen und in einem dritten die natürlichen und die anthropogenen. Wie man aus Abb. 4 erkennen kann, muss man beide ursächlichen Anteile berücksichtigen, um eine optimale Übereinstimmung von Simulation und Beobachtung zu erhalten. Nicht Natur oder Mensch, sondern Natur und Mensch sind offensichtlich für den jüngsten Klimawandel verantwortlich.

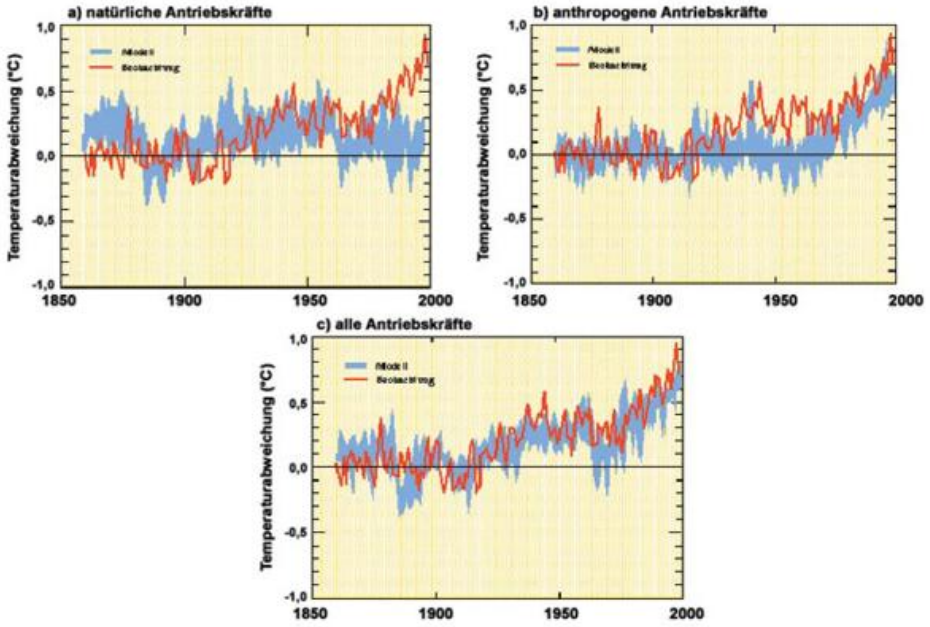


Abb. 4 Man kann Klimamodelle nutzen, um getrennt die Temperaturänderungen zu berechnen, die jeweils durch natürliche oder anthropogene Ursachen hervorgerufen werden. In Abb. a) werden nur die natürlichen Antriebe, d. h. solare Variabilität und Vulkanismus, berücksichtigt, in Abb. b) nur die anthropogenen Anteile (Treibhausgase und Sulfat-Aerosole). In Abb. c) werden sowohl natürliche als auch anthropogene Faktoren eingebracht. Das blaue Band gibt die Modellhochrechnungen einschließlich einer Abschätzung ihrer Unsicherheiten wieder, die rote Kurve den tatsächlich beobachteten Klimaverlauf. Man bekommt die beste Simulation der Beobachtungskurve, wenn man sowohl anthropogene als auch natürliche Antriebsfaktoren berücksichtigt. (IPCC, 2001)

Blick in die Zukunft:

a) Szenarien

Um realistisch abschätzen zu können, wie sich das Klima in der Zukunft entwickeln wird, muss man nicht nur die innere Dynamik des Klimasystems kennen, sondern auch die zukünftige Entwicklung der äußeren Ursachen, der „Antriebe". Sie ist nicht nur für die natürlichen Antriebe, etwa die Sonne, ungewiss, sondern insbesondere für den immer stärker werdenden Faktor Mensch. Um ihn abschätzen zu können, hat man verschiedene „Szenarien" entwickelt. Jedes Szenario beschreibt einen plausiblen, auf bestimmten Annahmen beruhenden Entwicklungspfad der Menschheit, die sich auf die zu erwartenden Emissionen (insbesondere an Kohlendioxid) und menschlich bedingten Umweltveränderungen unterschiedlich auswirken.

In diese Szenarien fließt ein, wie sich die Weltbevölkerung verändern wird, welchen Lebensstandard sie erreichen wird, wie viel Energie sie verbrauchen wird und welche Energieträger man dafür einsetzen wird. Eine Expertengruppe des International Panel on Climate Change (IPCC) hat sich auf etwa 35 Emissionsszenarien, sogenannte „SRES-Szenarien" geeinigt, denen verschiedene „story lines" zugrunde liegen. Diese Vielfalt an Szenarien ist in vier Familien (Abb. 5) unterteilt, und sie werden durch sechs Standardszenarien repräsentiert:

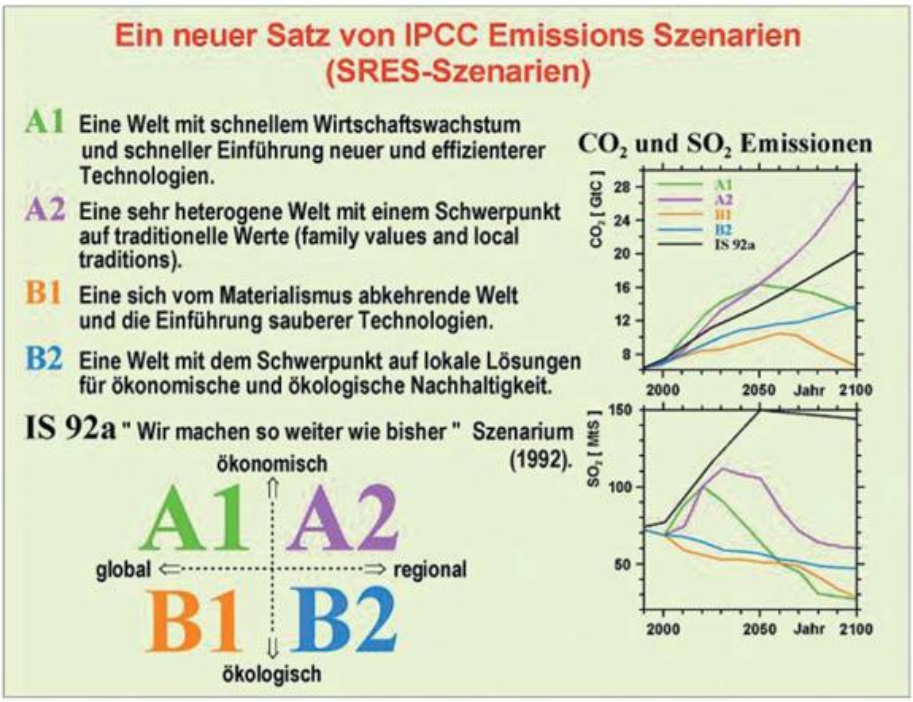


Abb. 5 Die vier Leitszenarien des jüngsten IPCC-Berichts im Überblick zusammen mit dem älteren „business as usual" Szenarium des Berichts von 1992. Die beiden Diagramme zeigen den für diese Szenarien jeweils prognostizierten Verlauf der globalen Kohlendioxid- (rechts oben) und Schwefeldioxidemissionen (rechts unten) bis zum Jahr 2100. Diese Emissionen bestimmen maßgeblich den Einfluss des Menschen auf das Klima und gehen direkt in die Hochrechnungen der Klimamodelle ein. (IPCC, 2001)

Die A1-Szenarienfamilie beschreibt eine Welt mit sehr schnellem Wirtschaftswachstum, einer Weltbevölkerung, die in der Mitte des 21ten Jahrhunderts ihr Maximum erreichen und danach abnehmen wird, und die schnelle Einführung neuer und effizienterer Technologien. Regionale Unterschiede in Lebensstandard und Einkommen werden ausgeglichen. Diese Familie kann in drei Gruppen unterteilt werden, welche verschiedene technologische Pfade der Energiegewinnung berücksichtigen: A1-FI legt das Schwergewicht auf fossile Brennstoffe (Kohle, Öl, Erdgas), A1-T auf massivem Einsatz nicht-fossiler Energieträger und A1-B beruht auf einer Mischung von verschiedenen Energieträgern.

Die A2-Szenarienfamilie beschreibt eine sehr heterogene Welt. Man geht von einer gewissen regionalen Autarkie und dem Erhalt lokaler Unterschiede aus. Die Weltbevölkerung nimmt kontinuierlich zu. Die ökonomische Entwicklung, der Lebensstandard und die Einkommen sind regional sehr unterschiedlich, der technologische Wandel geht nur langsam voran.

Die B1-Szenarienfamilie geht wie A1 von einer Weltbevölkerung aus, die nur bis Mitte des 21ten Jahrhunderts anwächst. Die ökonomische Entwicklung geht aber mehr in Richtung einer Dienstleistungs- und Informationsgesellschaft mit weniger Materialverbrauch und der Einführung von sauberen und effizienten Technologien. Das Gewicht liegt auf globalen, nachhaltigen Lösungen der ökonomischen, ökologischen und sozialen Probleme.

Die B2-Szenarienfamilie unterstellt eine Entwicklung, in der lokale, nachhaltige Lösungen für ökonomische, ökologische und soziale Probleme gefunden werden. Die Bevölkerung steigt kontinuierlich an, aber langsamer als in A2. Es gibt eine weniger schnelle ökonomische Entwicklung und eine mehr diverse technologische Entwicklung als in den anderen Szenarien. Der Schwerpunkt liegt auf Umweltschutz und sozialer Gerechtigkeit, aber eher auf lokaler und regionaler Ebene.

b) Klimahochrechnungen

Auf der Grundlage dieser Szenarien errechnet sich, dass die global gemittelte bodennahe Lufttemperatur, ausgehend vom Jahr 1990, um mindestens 1,4 bis maximal 5,8 Kelvin bis zum Jahr 2100 ansteigen sollte. Dieses Resultat umspannt alle 35 SRES Szenarien und basiert auf mehreren Klimamodellen (Abb. 2). Die enorme Bandbreite der Temperaturprognosen erklärt sich daher zum einen Teil aus der Unsicherheit der Klimamodellrechnungen, zum anderen Teil aus den Unterschieden zwischen den ihnen zugrundegelegten SRES-Emissionsszenarien.

Dennoch sind einige allgemeine Aussagen über das Klima des 21. Jahrhunderts möglich. Die zu erwartende Erwärmung ist größer als die, die man im 20. Jahrhundert beobachtet hat, und sie ist sehr wahrscheinlich die höchste der letzten zehntausend Jahre. Der globale Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre wird zunehmen, in der zweiten Hälfte des Jahrhunderts auch der Niederschlag in den mittleren und hohen Breiten der Nordhemisphäre. Dort ist auch mit stärkeren Schwankungen der Niederschläge zu rechnen.

Die Schnee- und Eisbedeckung wird auf der Nordhalbkugel weiter abnehmen, Gletscher und Eiskappen werden sich weiter zurückziehen. Die südpolare Eiskappe wird wegen des dort höheren Niederschlages leicht an Masse gewinnen, während Grönland an Masse verlieren wird; dort werden die vermehrten Niederschläge durch das beschleunigte Abschmelzen des Eises überkompensiert. Der Meeresspiegel wird in den nächsten 100 Jahren um neun bis 88 cm ansteigen. Dies ist in erster Linie auf die Wärmeausdehnung des Wassers in den Ozeanen und das Schmelzwasser der Gletscher zurückzuführen.

Wie sich die Wetterextreme und witterungsbedingte Katastrophen entwickeln, ist für die Menschheit zwar besonders folgenreich, aber nur schwer vorherzusagen. Die Tabelle zeigt, welche Extremereignisse voraussichtlich zunehmen werden, und inwieweit man schon jetzt derartige Trends in den Beobachtungen findet. Viele sehr kleinräumige Wetterphänomene (wie z.B. Tornados und Gewitter) können wegen der groben Auflösung der Modelle aber nicht berechnet werden.

Tab. 1 Wahrscheinlichkeitslevel beobachteter und prognostizierter Veränderungen extremer Wetter- und Klimaereignisse.

Wahrscheinlichkeitsstufe beobachteter Veränderungen (2. Hälfte 20. Jahrhundert)	**Phänomen**	**Wahrscheinlichkeitsstufe prognostizierter Veränderungen (im 21. Jahrhundert)**
Wahrscheinlich	**Höhere Maximum-Temperaturen und mehr heiße Tage in nahezu allen Landgebieten**	Sehr wahrscheinlich
Sehr wahrscheinlich	**Höhere Minimum-Temperaturen, weniger kalte Tage und Frosttage in nahezu allen Landgebieten**	Sehr wahrscheinlich
Sehr wahrscheinlich	**Reduzierter Unterschied zwischen Tagesmaxima und -Minima in den meisten Landgebieten**	Sehr wahrscheinlich
Wahrscheinlich, in vielen Gebieten	**Höherer Hitze-Index in Landgebieten**	Sehr wahrscheinlich, in den meisten Gebieten
Wahrscheinlich, in vielen Landgebieten der mittleren und höheren Breiten der Nordhalbkugel	**Häufigere Starkregen**	Sehr wahrscheinlich, in den meisten Gebieten
Wahrscheinlich, in wenigen Gebieten	**Zunahme kontinentaler Trockenheit und Dürrerisiken im Sommer**	Wahrscheinlich, in den meisten kontinentalen Gebieten der mittleren Breiten (Fehlen konsistenter Prognosen über andere Gebiete)
In den wenigen vorliegenden Analysen nicht beobachtet	**Zunahme der Windgeschwindigkeitsspitzen in Hurrikanen**	Wahrscheinlich, in einigen Gebieten
Zu wenige Daten für eine Beurteilung	**Zunahme der mittleren und extremen Niederschlagsstärken bei Hurrikanen**	Wahrscheinlich, in einigen Gebieten

Die Zukunft der Klimamodellierung

Heutige Klimamodelle sind noch weit davon entfernt, die physikalische Komplexität des Klimasystems im Rechner auch nur annähernd abzubilden. Die Modelle, die heute noch hauptsächlich die Strömungsprozesse in Atmosphäre und Ozean abbilden, müssen in Zukunft durch Teil-Modelle für die Chemie der Atmosphäre, für die Biosphäre, die Spurenstoffkreisläufe sowie die Stratosphäre erweitert werden, so dass man zu einem Modell des „Systems Erde" kommt (Abb. 6). Derartige Modelle sind sehr rechenzeitintensiv.

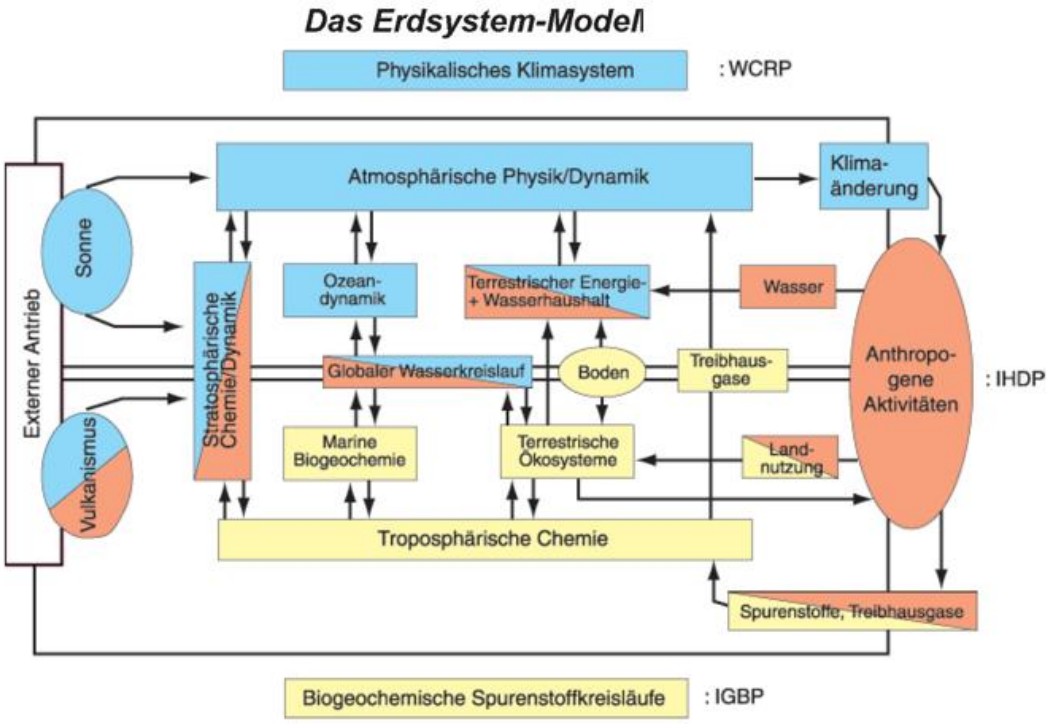


Abb. 6 Schematische Darstellung eines Erdsystemmodells und der dazugehörigen Komponenten. Im Idealfall sollte ein Klimamodell das gesamte System abbilden. Blau: Das physikalische Klimasystem (koordiniert durch das World Climate Research Project (WCRP)); Gelb: Das biologische-chemische Klimasystem (koordiniert durch das International Geosphere-Biosphere Program (IGBP)); Braun: Der anthropogene Anteil am Klimasystem (koordiniert durch das International Human Dimensions Program (IHDP)). (MPI für Meteorologie).

Um ideale Modellexperimente durchzuführen und um deren Aussagen besser abzusichern, müsste man die Rechnungen mit den komplexen Erdsystem-Modellen auch vielfach wiederholen können – ähnlich wie auch man ein Laborexperiment vielfach variiert und wiederholt. Die Klimaforschung erfordert insgesamt also massive Rechnerkapazitäten. In Japan wurde mittlerweile eine Rechneranlage gebaut, mit der man derartige Aufgaben rechnen kann: den „Earth Simulator". Mit diesem zur Zeit leistungsstärksten Supercomputer der Welt wird man das Netz der Gitterzellen viel feiner über die Erde legen können, und damit zukünftig auch Prozesse wie Wolkenbildung in die Modelle einbauen können. Die Japaner gehen davon aus, dass sich die Investition rechnen wird: Schließlich geht es bei der Klimafrage um Energiepolitik, also um eine Kernfrage unserer industriellen Infrastruktur und damit um viele Milliarden Euros.

Literatur

Cubasch, U. und D. Kasang, 2000: Anthropogener Klimawandel. Klett-Perthes-Verlag, Stuttgart, ISBN 3-623-00856-7, 128 S.

von Storch, H., S. Güss und M. Heimann, 1999: Das Klimasystem und seine Modellierung. Eine Einführung. Springer Verlag ISBN 3-540-65830-0, 255 pp

IPCC 2001: Projections of future climate change. In: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C. I. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, ISBN 0521 01495 6 – siehe auch www.ipcc.ch
www.es.jamstec.go.jp

E. Zorita, von Storch, H., F. J. Gonzales-Rouco, U. Cubasch, J. Luterbacher, S. Legutke, I. Fischer-Bruns und U. Schlese, 2003: Transient simulation of the climate of the last five centuries with an atmosphere-ocean coupled model: the Late Mauder Minimum and Little Ice Age.
Eingereicht bei Climate Dynamics.

promet, Jahrgang 28 Numerische Klimamodelle, Teil 2: „Das Klimasystem der Erde“, Deutscher Wetterdienst 2003, ISSN 03040-4552

Jahreszeitenvorhersagen im Deutschen Wetterdienst

P. Becker

Einführung

Viele Unternehmen deren Tätigkeit von der Witterung abhängt haben Planungshorizonte von mehreren Monaten. Dies gilt insbesondere für Unternehmen aus den Branchen: Energie, Touristik und Großhandel. Bisher konnten die für diese Arbeiten notwendigen Langfristprognosen des Wetters in der Regel nur auf der Basis klimatologischer Erkenntnisse gewonnen werden. Naturgemäß stoßen Jahreszeitenvorhersagen bei diesen Kundengruppen auf großes Interesse.

Das Hauptinteresse der derzeitigen Nutzer gilt der Temperaturprognose. Aber auch für Vorhersagen vieler anderer meteorologischer Parameter (z.B. Wind und Niederschlag) und von abgeleiteten Größen wie z.B. der Häufigkeit tropischer Zyklonen gibt es Interessenten.

Um diesem Bedarf gerecht zu werden, stellt der Deutsche Wetterdienst derzeit Vorhersagen der Monatsmitteltemperatur (Abweichung vom Modellklima) mit einem Vorhersagehorizont von 5 Monaten und einer räumlichen Auflösung von 200 km für ausgewählte Regionen (darunter auch Regionen in Mitteleuropa) routinemäßig zur Verfügung. Die Aktualisierung erfolgt monatlich.

Methodik

Grundlage des Vorgehens ist das vom EZMW bereitgestellte Ensemble von Vorhersagen eines gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodells über einen sechsmonatigen Zeitraum. Dieses Ensemble besteht zum einen aus 66 Vorhersagen, die auf Basis des Klimazustandes der Jahre 1991 bis 1996 gewonnen wurden, zum anderen aus 28 bis 31 Vorhersagen, die von der täglichen Analyse der Atmosphäre gestartet werden. Mittels des Wilcoxon-Mann-Whitney Tests werden beide Teile des Ensembles für die letzten 5 Monate auf signifikante Abweichungen voneinander untersucht. Diese werden erreicht, wenn der Test Werte von mehr als 95% ergibt. Tab. 1 zeigt das Layout der derzeit produzierten Prognosen

Tab. 1 Prognoselayout

Monatsmitteltemperatur (vorhergesagte Abweichung für das 95 % Signifikanz Niveau)										
	VHS-Monat 1		VHS-Monat 2		VHS-Monat 3		VHS-Monat 4		VHS-Monat 5	
Region 1	9,7	(+0,1)	5,1	(+0,2)	1,9	(-0,3)	0,5	(+1,8)	1,1	(+0,3)
Region 2	9,4	(+0,1)	4,5	(-0,3)	1,0	(-0,6)	-0,7	(+1,7)	0,3	(+0,2)
Region 3	10,7	(+0,1)	5,7	(+0,8)	2,9	(-0,2)	1,9	(+1,4)	2,5	(-0,1)
Region 4	8,2	(+0,1)	2,8	(+1,0)	-0,9	(+1,3)	-2,2	(+2,6)	-0,4	(+1,3)
Region 5	11,1	(+0,7)	6,8	(+0,4)	4,1	(+0,3)	3,1	(+0,9)	3,8	(+0,4)

Die Jahreszeitenvorhersage als Hilfsmittel für die Erdgasabsatzprognose

Einen wichtigen Einsatzbereich für die Jahreszeitenvorhersage stellt derzeit die Absatzprognose im Erdgasbereich dar. Im Nachfolgenden soll die Problematik kurz dargestellt werden. Bei der klassischen Erdgasabsatzprognose müssen unterschiedliche Szenarien betrachtet und beherrscht werden.

Einerseits muss in einem warmen Jahr die Abnahme der Jahresmindestmengen gewährleistet sein, andererseits muss in einem kalten Jahr der Absatz immer durch das einkaufsseitige Potenzial und das verfügbare Arbeitsgas gedeckt sein. Für den Gasbedarf werden in der Regel Planrechnungen für ein 30-Jahres-Mittel sowie für ein ausgewähltes warmes Jahr und ein ausgewähltes kaltes Jahr durchgeführt.

Insbesondere in den Wintermonaten sind oft sehr große Abweichungen zwischen den Absatzwerten für die alternativen Temperaturverläufe zu beobachten. Dies führt zu beträchtlichen Unsicherheiten bei der Absatzprognose. Die Jahreszeitenvorhersage kann in dem Bereich der Mengenplanung daher eine hilfreiche Ergänzung darstellen.

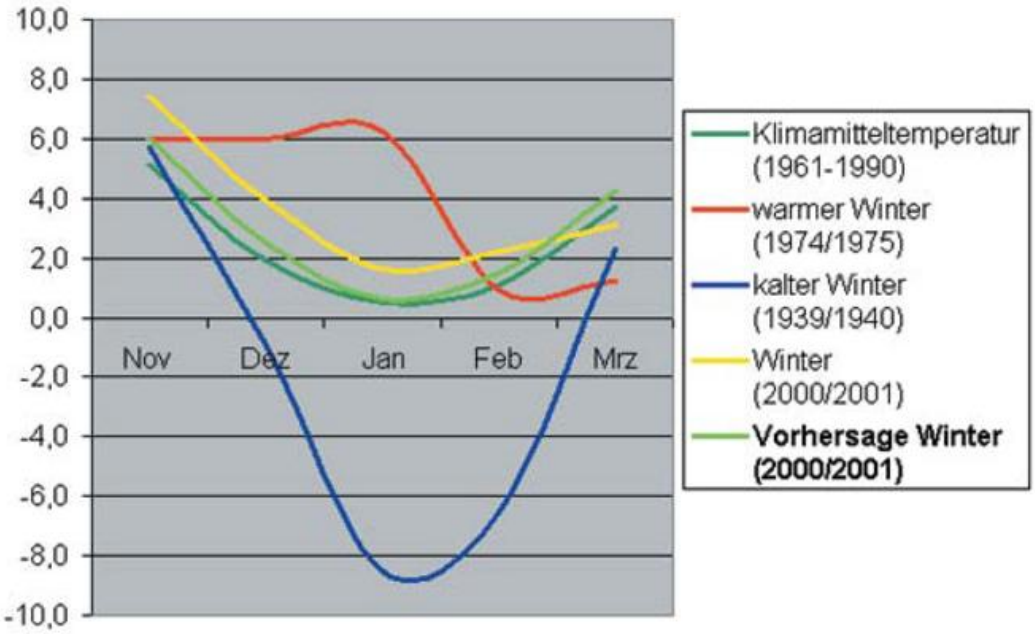


Abb. 2 Gemessene Temperaturwerte (Klimamittel, warmer Winter, kalter Winter) für den Ort Hamburg.

Zukünftige Nutzergruppen

Neben den Energieversorgern wurden mit den Energiehändlern, den Reiseveranstaltern und den Versicherern weitere potenzielle Nutzer für das Produkt "Jahrezeitenvorhersage" identifiziert. Für die letzten beiden Nutzergruppen sind insbesondere Aussagen zur Wahrscheinlichkeit des Auftretens tropischer Zyklonen von großer Bedeutung, um entsprechende Risikoabschätzungen vornehmen zu können.

Ausblick

Obwohl die Frage nach der Eintreff-Wahrscheinlichkeit und damit der Güte der Jahreszeitenvorhersagen noch nicht abschließend beantwortet werden kann, stellt das hier vorgestellte Produkt „Jahreszeitenvorhersage" schon jetzt einen in weiten Teilen der Energiewirtschaft akzeptierten Ansatz dar. Die Entwicklung von Verfahren zum „downscaling" und die Entwicklung von weiteren Produkten wird die Zahl der Nutzer weiter erhöhen.

Empirisches Downscaling - Überblick und zwei Beispiele

Ch. Matulla, E. K. Penlap, H. von Storch

Motivation

Gegenstand dieses Beitrages ist ein (knapper) Überblick über Downscaling und die Präsentation von zwei Beispielen (eines in äquatorialen und eines in mittleren Breiten) dazu. In diesen Beispielen werden, im Hinblick auf notwendige Computerressourcen, einfache Verfahren für Kamerun und Österreich vorgestellt. Damit soll deren Fähigkeit in Fällen, in denen keine dynamische Modellierung des regionalen Klimas verfügbar oder machbar ist, aufgezeigt werden.

Einleitung

„Downscaling' ist im letzten Jahrzehnt in der Meteorologie und Klimatologie zu einem häufig benutzten Wort geworden. Im Artikel „Die Anwendung der objektiven Wetterlagenklassifikationen" in diesem Heft geben Bissolli et al. eine detaillierte Erläuterung des Begriffes „Downscaling". Zumeist wird der Begriff anhand seiner Funktion erläutert. Dieser Vorgangsweise wollen wir uns anschließen.

Die Klimaforschung hat in den letzten Jahren große Fortschritte bei der Entwicklung von Globalen Zirkulationsmodellen (GCMs) gemacht und ist seit einiger Zeit in der Lage, mögliche Auswirkungen menschlicher Eingriffe (vor allem durch die Veränderung der Atmosphärenzusammensetzung) auf das Klimasystem realitätsnah abzuschätzen. Diese Schätzungen liefern Aussagen für Kontinente, und Interpretationen sollten für Zeitspannen von einigen Jahrzehnten erfolgen. Bisher ist es nicht möglich, mit solchen Modellen direkt auf hochaufgelöste (regionale und lokale) Skalen zu schließen.

Das Bestreben, Skalen, die deutlich unter der Modell-Auflösung liegen, zu erschließen, bezeichnet man mit „Downscaling'. Downscaling faßt verschiedene Strategien, die die GCM-Ergebnisse mit regionaler Information konsistent verbinden, zusammen. Dabei setzt man voraus, diesen Zusammenhang mit großskaligen Prediktoren und regionalskaligen Prediktanden formulieren zu können. Grob werden zwei Zugänge unterschieden:

Dynamisches Downscaling orientiert sich an den bekannten physikalischen Prozessen der Atmosphäre. Die Idee besteht darin, die GCM-Resultate dynamisch konsistent auf einer hoch aufgelösten Skala zu simulieren. Dies kann durch Weiterverarbeitung des GCM-Outputs mit einem 'Limited Area'-Modell (LAM) erreicht werden. Dabei fungiert der GCM-Output als zeitabhängiger Antrieb für das LAM. Mit einem LAM gelingt die Erfassung von kleineren, unter der GCM-Skala liegenden Prozessen (Giorgi, 1990; Giorgi et al., 1994).

Empirisches/statistisches Downscaling bedient sich vorhandener Datenreihen auf der GCM-Skala und der Skala, die man aufzulösen wünscht. Die Reihen werden zuein-

ander in Beziehung gesetzt und mit statistischen Methoden wird entweder ein deterministischer oder ein stochastischer Zusammenhang zwischen ihnen abgeleitet. Dieser ermöglicht es, in Abhängigkeit von den großskaligen Variablen, auf den Zustand der lokalskaligen Variable zu schließen.

Beide Formen des Downscaling hängen kritisch von der Fähigkeit der GCMs ab, das großskalige Klimageschehen richtig wiederzugeben. Statistische Verfahren sind, wie schon erwähnt, einfach, benötigen (relativ) wenig Computerressourcen und kein detailliertes Wissen über die Beschaffenheit des Untergrunds. Daher stehen diese Verfahren einem weiten Kreis von Anwendern offen. Einen sehr guten Überblick über Downscaling, das auch die dynamischen Verfahren berücksichtigt, findet man in IPCC (2001).

Wir wollen uns im Folgenden auf das empirisch/statistische Downscaling beschränken und präsentieren nach einem Überblick zwei neue Beispiele, die mit empirischem Downscaling durchgeführt werden.

Empirisches Downscaling

Die wesentliche Idee besteht darin, ein empirisches Modell aufzustellen, das die interessierende, lokalskalige Klimavariable abhängig von großskaligen GCM Feldern formuliert. Empirisches Downscaling bedeutet, mit statistischen Methoden und unter Verwendung zusätzlicher Information über die aufzulösende Skala, eine Beziehung zwischen verschieden hoch aufgelösten Feldern abzuleiten. Als Beispiel kann die Erfahrung eines Prognostikers dienen, die es ihm gestattet, aus dem großskaligen Zustand der Atmosphäre auf das regionale Wettergeschehen zu schließen.

Weitere, für das empirisch/statistische Downscaling notwendige, Voraussetzungen sind:

- Die gewählten Prediktoren steuern die regionale Variabilität des Klimas und werden vom GCM realistisch beschrieben.
- Die Klimaänderung wird im Wesentlichen von den Prediktoren erfaßt.
- Der Zusammenhang zwischen den Skalen behält auch unter geänderten Klimabedingungen seine Gültigkeit.

Die empirischen Downscalingverfahren untergliedern sich weiter in Wettergeneratoren, Klassifikationsverfahren und Transferfunktionen.

Wettergeneratoren

Wettergeneratoren modellieren die statistischen Eigenschaften von Variablen, die die lokale Variabilität des Klimas widerspiegeln. Es gibt zwei verschiedene Typen von Wettergeneratoren. Jene, die zur Simulation aufeinanderfolgender Zustände eine Markov-Kette verwenden (Richardson, 1981; Hughes et al., 1999; Charles et al. 1999) und solche, welche die Verweilzeit verwenden (Racksko et al. 1991; Wilks, 1999). Vergleiche zwischen den Methoden findet man etwa in Semenov et al. (1998).

Eine Variante beim Einsatz von Wettergeneratoren zum statistischen Downscaling besteht darin, die Parameter der Wettergeneratoren vom großskaligen Zustand der Atmosphäre steuern zu lassen und derart den lokalskaligen Zustand zu beeinflussen (Wilby et al. 1998; Charles et al., 1999).

Klassifikationsverfahren

Klassifikationsverfahren definieren zuerst Wetterlagen und verbinden sie dann mit den interessierenden regionalskaligen Klimavariablen (Bárdossy et al.,1995). Der regionalskalige Klimazustand ergibt sich durch Gewichtung der regionalskaligen Zustände mit der Häufigkeit der dazugehörigen Wetterklassen. Eine Klimaänderung drückt sich somit durch die Veränderung der Wetterklassen-Verteilung aus. Die Resultate dieser Verfahren hängen kritisch davon ab, ob die synoptische Klimavariabilität ausreichend von den Wetterklassen erfaßt wird. Unter diese Verfahren fallen das statistisch-dynamische Downscaling und die Analogmethode.

Das statistisch-dynamische Downscaling (Frey-Buness et al.,1995; Fuentes und Heimann, 2000) verwendet zur Erstellung regionaler Klimastrukturen LAMs. Die regionalskaligen Klimasimulationen werden für jede Wetterlagenklasse nur einmal durchgeführt. So verbindet dieser Zugang die Vorteile des dynamischen (Berücksichtigung der physikalischen Prozesse) und statistischen (relativ geringe Rechenzeit) Down- scalings.

Bei der Analogmethode wird zu jedem synoptischen GCM-Zirkulationsmuster das ähnlichste Muster (das ‚Analoge') aus der Trainingsperiode gesucht. Die lokalskalige Wettersituation, die diesem großskaligen Analogon entspricht, wird dann dem GCM-Muster zugeordnet. Zorita et al. (1995) hat die Analogmethode zum Downscaling in die Klimaforschung eingeführt und später mit anderen Verfahren verglichen (Zorita und von Storch 1999). Häufig wird die Analogmethode zum Schätzen täglicher Niederschlagssummen verwendet, da sie ohne Transformationen eine Beziehung zwischen den meist normalverteilten großskaligen Feldern und der nicht normalverteilten regionalen Niederschlagsverteilung auf Tagesbasis herstellt (Zorita and von Storch 1999).

Transferfunktionen

Transferfunktionen sind die am häufigsten benutzten Downscaling-Verfahren. Sie untergliedern sich in lineare und nicht-lineare Verfahren.

Beispiele linearer Methoden sind multiple lineare Regressionsmodelle, die als Prediktoren entweder Reihen atmosphärischer Variabler an GCM-Gitterpunkten (Winkler et al., 1997; Sailor und Li 1999) oder Koeffizienten der Hauptkomponenten atmosphärischer Felder (Hewitson und Crane 1992; Matulla et al., 2002) verwenden. Eine andere Variante besteht in der Verwendung von Paaren von Mustern (ein synoptisch-skaliges und ein regionales), die in bestimmter Hinsicht optimal gekoppelt sind. Zu diesen Methoden gehört die Kanonische Korrelations Analyse (CCA) (von Storch und Zwiers, 1999), die Singulärwertzerlegung (SVD) (Bretherton et al., 1992) und die Re-

dundanz-Analyse (RA) (Tyler, 1982). CCA maximiert die Korrelation zwischen den Koeffizienten der Muster jedes Paares. SVD leistet dasselbe für die Kovarianz. RA ist im Hinblick auf die verschiedenen Skalen, im Gegensatz zu CCA und SVD, keine symmetrische Methode. Sie maximiert die erklärte Varianz der Koeffizienten des lokalskaligen Musters. Mit Hilfe der CCA wurden für die Iberische Halbinsel (von Storch et al., 1993), die Schweizer Alpen (Gyalistras et al.,1994) und Rumänien (Busuioc und von Storch, 1996) Schätzungen für künftige Niederschlagsverteilungen abgeleitet. In diesem Beitrag wird CCA verwendet um mögliche Niederschlagsveränderungen in Kamerun zu untersuchen (Penlap et al., 2002). RA fand bisher, trotz des Vorteils die Prediktanden möglichst gut zu beschreiben, keine weite Verbreitung. Wasa (1998) konnte zeigen, daß die Leistung der RA in der Praxis der der CCA ähnelt.

Je nach ihrer Komplexität können Neuronale Netze (ANN) als lineare oder nicht-lineare Downscaling-Methode verwendet werden. Trigo und Palutikof (1999) vergleichen wie gut die beiden 'ANN-Moden' in der Lage sind tägliche Temperaturextreme in Coimbra (Portugal) zu schätzen. Sie stellen dabei eine deutliche Verbesserung der Leistung im nicht-linearen Modus fest. Weitere Arbeiten die ANN für Downscaling nutzen sind z.B. Hewitson und Crane (1996); Weichert und Bürger (1998).

Beispiele

Im Folgenden zeigen wir zwei Beispiele in denen empirisches Downscaling zur Anwendung kommt. Das erste Beispiel befaßt sich mit Downscaling von Temperatur und Niederschlag in mittleren, das zweite mit Downscaling von Niederschlag in äquatorialen Breiten.

Österreich

Ziel dieser Studie (Matulla et al., 2002) ist die Bereitstellung lokalskaliger Klimaänderungsszenarien, in Form von monatlichen Temperatur- und Niederschlagsreihen, an etwa 11.000 Erhebungspunkten der österreichischen Waldinventur (FBVA, 1995). Diese dienen als Input für ein Vegetations-Modell (Lexer et al., 2000), um mögliche Reaktionen der Wälder auf die Szenarien zu simulieren (Lexer et al., 2002). Das Ziel wird mit empirischem/statistischem Downscaling unter Verwendung von Transferfunktionen erreicht.

Als Transferfunktionen zwischen den Skalen werden multiple lineare Regressionsmodelle (MLR) eingesetzt. Die großskaligen atmosphärischen Variablen stammten aus dem global vorliegenden NCEP/NCAR Reanalysedatensatz (Kalnay et al., 1996). Wir betrachten Temperatur, relative Feuchte und Geopotential auf drei Druckniveaus (850, 700, 500hPa). Da das Klima des Alpenraumes stark von Prozessen über dem Nordatlantik geprägt ist (Wanner et al., 1997), haben wir die Felder im geographischen Ausschnitt von 50°W bis 30°O und von 35°N bis 65°N extrahiert. Als Prediktoren der MLR-Modelle fungieren die Koeffizienten der Hauptkomponenten von Temperatur, relativer Feuchte und Geopotential. Lokalskalige Prediktanten sind auf die Inventurpunkte interpolierte, monatliche Reihen von Temperatur und Niederschlagssummen (Scheifinger und Kromp-Kolb, 1999). Die Periode, in der die lokalskaligen

Datenreihen vorliegen, ist 1961-1995. Wir haben einen nach Jahreszeiten differenzierten Zugang gewählt, d.h. für jede Saison eigene MLR-Modelle für Temperatur und Niederschlag abgeleitet. In der folgenden Darstellung wollen wir uns auf die Wintersaison (DJF) beschränken. Für jeden Waldinventurpunkt werden zwei MLR-Modelle aufgestellt, eines für die Temperatur und eines für den Niederschlag. Beim Downscaling für die Temperatur verwenden wir das Geopotential und die Temperatur in 850hPa, beim Niederschlag das Geopotential und die relative Feuchte in 700hPa.

Die Güte der MLR-Modelle wird in drei Experimenten untersucht. Dabei wird der Zeitraum zur Modellbildung schrittweise reduziert. Zuerst (A) wird die gesamte Periode 1961-1995 zum Training und zum Validieren verwendet, dann (B) 1961-1985 als Trainingsperiode und 1986-1995 zum Validieren, zuletzt (C) die Kombination 1961-1978 und 1979-1995. In Tab. 1 sind die Ergebnisse für die Wintersaison (DJF) zusammengefaßt. Die ersten beiden Spalten enthalten das Experiment und den Prediktand. Die drei folgenden Spalten beschreiben Lagemaße für die Verteilung des Bestimmtheitsmaßes (r^2), das an jedem der rund 11.000 Inventurpunkte vorliegt. Zuletzt ist der Anteil an Inventurpunkten angeführt, an denen die Nullhypothese $r = 0$ mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 1% zurückgewiesen wird.

Tab. 1 Statistische Lagemaße des Bestimmtheitsmaßes Gezeigt sind die Resultate für die Wintersaison (DJF).

Bestimmtheitsmaß r^2 an rund 11.000 Inventurpunkten						
Exp.	Prediktand	min.	max.	mitt.	Std.	Anteil Inventurpunkte mit Signifikanzniveau von 99%
A	temp	0.58	0.91	0.79	0.04	100%
	prec	0.26	0.75	0.54	0.07	100%
B	temp	0.64	0.92	0.84	0.03	100%
	prec	0.02	0.70	0.32	0.14	76%
C	temp	0.55	0.92	0.81	0.03	100%
	prec	0.02	0.5	0.20	0.12	70%

Das unterschiedliche Verhalten des Bestimmtheitsmaßes in den verschiedenen Experimenten könnte bedeuten, daß die Modell-Performance im Falle der Temperatur schon nach relativ kurzem Training in eine Sättigung läuft, während im Fall des Niederschlages eine lange Trainingsperiode benötigt wird. Eine andere Möglichkeit wäre, daß die Interpolationsprozedur für die lokalskalige Temperatur in höherer Übereinstimmung mit der grobskaligen Entwicklung ist als das Verfahren für den Niederschlag. Die Werte für das Bestimmtheitsmaß sind mit anderen Studien im Alpenraum vergleichbar (siehe etwa Gyalistras et al.,1994; Fischlin und Gyalistras, 1997). In allen Experimenten ist die Leistungsfähigkeit der Modelle im Winter höher als im Sommer (hier nicht gezeigt) und beim Niederschlag ist der Unterschied groß.

Um Klimaänderungsszenarien an den Inventurpunkten für eine zukünftige Periode zu generieren, benutzen wir zwei IS92a Szenarien (IPCC, 1992), die mit dem ECHAM4/OPY3 Klimamodell (Roeckner et al., 1996) realisiert wurden. Ein Szenario berücksichtigt das Anwachsen an Treibhausgasen in der Atmosphäre ('greenhouse gas only' kurz: CO_2), das andere zusätzlich noch den Ausstoß von Aerosolen ('greenhouse gas plus sulphate' kurz: CO_2+SO_4). Aus diesen Szenario-Läufen werden für die erste Hälfte dieses Jahrhunderts die gleichen großskaligen Parameter im selben geographischen Ausschnitt extrahiert wie aus dem NCEP/NCAR Datensatz und auf dessen Gitternetz interpoliert. Die aus Szenario und Kontrolllauf gebildeten Anomalien formen mit den NCEP/NCAR Mustern die Prediktoren. Die Prediktoren werden von den MLR-Modellen auf die lokale Skala abgebildet und stellen die zukünftigen lokalskaligen Szenarien dar. Tab. 2 zeigt für den Winter (DJF) die Unterschiede zwischen der Periode 1961-1995 und 2016-2050 für CO_2 bzw. 2015-2049 für CO_2+SO_4 Aerosole.

Tab. 2 Auswirkung der beiden betrachten IS92a-Szenarien (s.o.). Dargestellt sind die Veränderungen für den Winter (DJF) gegenüber der Periode 1961-1995.

IS92a	Temperature (K)				Niederschlag (%)			
	min.	max.	mitt	std.	min.	max.	mitt	Std.
CO_2	2.6	4.0	3.2	2.1	-28.6	15.9	-4.5	50.6
CO_2 + SO_4	1.8	2.8	2.3	1.8	-21.5	24.0	-0.2	48.3

Links sind die Temperaturzunahmen in K angegeben, rechts die Veränderungen der Niederschlagssummen in %. Die Angaben beziehen sich auf alle 11.000 Waldinventurpunkte. Abb. 1 zeigt die räumlichen Verteilungen der lokalskaligen Szenarien (CO_2, CO_2+SO_4) für die beiden Klimaparameter (Temperatur, Niederschlag).

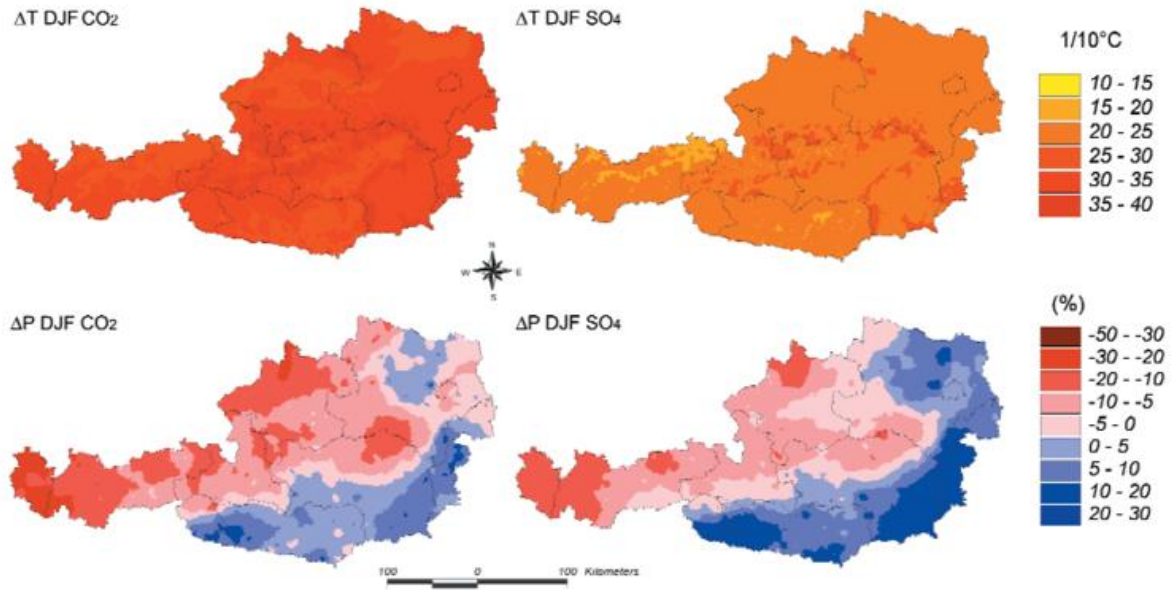


Abb. 1 Räumliche Verteilung der Temperaturzunahme und der Niederschlagsveränderung während der Wintersaison. Die Karten zeigen Differenzen der downgescalten IS92a Szenarien (s.o.) vom 1961-1995 Mittel. Erste/zweite Zeile: Temperatur/Niederschlag; rechte/linke Spalte: CO_2+SO_4/CO_2 Szenario; Die flächigen Bilder sind durch Interpolation zwischen den Waldinventurpunkten entstanden.

Die Resultate in Tab. 2 und Abb. 1 lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Die lokalskalige Temperaturzunahme liegt im von den großskalig realisierten Szenarien (nördliche Hemisphäre) vorgegebenen Intervall.
- Sie ist heterogen im Raum und hängt von der Saison ab.
- Am größten ist die Temperaturzunahme während der Wintersaison im 'greenhouse gas only' Szenario.
- Generell wird die Temperaturzunahme mit der Seehöhe grösser.
- Die räumlichen Verteilungen der lokalskaligen Temperatur-Szenarien CO_2, CO_2+SO_4 sind ähnlich, unterscheiden sich aber um etwa ein Grad.
- Beim Klimaparameter Niederschlag zeigen sich im Gegensatz zur Temperatur so wohl Zu- wie auch Abnahmen.
- Die räumlichen Muster der beiden Szenarien CO_2, CO_2+SO_4 zeigen wieder ähnliche Strukturen.
- Quantitativ ist die Veränderung substanziell. Es gibt Zunahmen bis zu 25% und Abnahmen bis zu 44% gegenüber dem Mittelwert 1961-1995.
- Die lokalskaligen Szenarien zeigen zwei zusammenhängende Regionen, die Teile von größeren Gebieten sein könnten. Eine zeigt Zu-, die andere Abnahmen. Eine erste, vorsichtige Interpretation könnte eine Abnahme (Zunahme) von vom Atlantik (Mittelmeerraum) herangeführter Feuchte bedeuten.
- Bei dieser Interpretation sollte aber nicht die deutliche Abhängigkeit der Niederschlags-MLR-Modelle von der Trainingsperiode aus den Augen gelassen werden.

Worin besteht der wesentliche Beitrag dieser Untersuchung? Die europäische Landschaft und ihr Klima ist von kleinräumigen Variationen geprägt. Das gilt wegen der komplexen Topographie in besonderem Maße für Österreich. Daher ist es für die Klimafolgenforschung notwendig, mit regional hochaufgelösten Klimaänderungsszenarien statt mit Mittelwerten über große Gebiete zu arbeiten. Diese Untersuchung hat zwei derartige Szenarien geliefert.

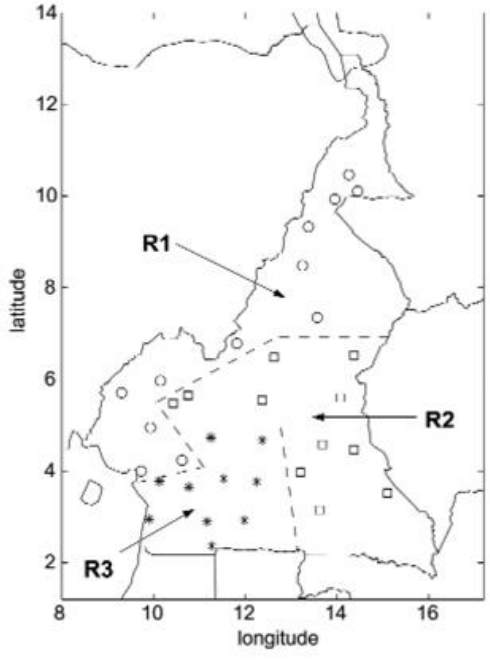


Abb. 2 Räumliche Verteilung der verwendeten Stationen und Regionen.

Kamerun

Ziel dieser Studie ist die Detektion möglicher, von Szenarien getriebener Niederschlagsveränderungen an 33 Stationen in Kamerun. Die gezeigten Ergebnisse haben präliminaren Charakter. Es gibt (nach unserem Wissen) kaum Studien, die sich mit statistischem Downscaling in äquatorialen Breiten befassen. Downscaling in tropischen Gebieten erscheint als herausfordernde Aufgabenstellung, insbesondere da der Zusammenhang zwischen den Skalen kompliziert sein und innerhalb der Saisonen variieren kann (Zorita und Tilya, 2002). Auch die Ergebnisse von Penlap and Matulla (2002) deuten die Komplexität von Downscaling in den Tropen an.

In Kamerun gibt es zwei Regenzeiten - die ‚kleine' in der ersten und die ‚große' in der

zweiten Jahreshälfte. Hier werden Resultate für die 'kleine' Regenzeit (MAMJ) präsentiert. Wir verwenden empirisch/statistisches Downscaling mit Transferfunktionen, um Niederschlagsszenarien auf der lokalen Skala abzuleiten.

In diesem Beispiel werden die Transferfunktionen mit CCA bestimmt. Wieder stammen die großskaligen atmosphärischen Variablen aus dem global vorliegenden NCEP/NCAR Reanalysedatensatz (Kalnay et al., 1996). Wir betrachten Temperatur, relative Feuchte, horizontalen Wind und die daraus ermittelte Stromfunktion, Divergenz und Vorticity auf drei Druckniveaus (850, 700, 500hPa). Der geographische Ausschnitt, für den wir die Parameter aus dem NCEP/NCAR Datensatz extrahieren, reicht von 20°W bis 20°O und von 20°S bis 15°N. Lokalskalige Prediktanden sind monatliche Niederschlagsreihen an 33 kamerunischen Wetterstationen (siehe Abb. 2), die für die Periode 1951-1990 vorliegen.

Penlap et al. (2002) finden mit statistischen Methoden Gruppen von Stationen, deren Niederschlagsvariabilität zeitlich ähnliches Verhalten aufweisen. Ausgangspunkt sind monatliche Niederschlagsreihen an 33 Stationen, die über Kamerun verteilt sind. Mit drei Methoden (neuronale Netze, Clusteranalyse und rotierte empirische Orthogonalfunktionen) werden die Niederschlagsreihen in Gruppen, die nach innen homogen sind aber gegeneinander möglichst scharf abgrenzbar sind, eingeteilt. Die Stationen der Gruppen bilden zusammenhängende Regionen. In dieser Untersuchung wählen wir die in Abb. 2 eingezeichneten Regionen. Für jede dieser Regionen leiten wir mit CCA eine eigene Transferfunktion ab (Woth 2001,).

Tab. 3 Statistische Lagemaße der Verteilung des Bestimmtheitsmaßes. Gezeigt sind die Resultate für die kleine Regenzeit (MAMJ).

Bestimmtheitsmaß r^2							
Exp.	Prediktoren	Region	min.	max.	mitt.	Std.	Anteil an Stationen mit Signifikanzniveau von 95%
A	RH_8+*div*U_8	R1	0.23	0.57	0.38	0.10	100%
	RH_8+*div*U_7	R2	0.15	0.35	0.27	0.07	82%
	RH_7+*div*U_7	R3	0.12	0.40	0.25	0.09	100%
B	RH_8+*div*U_8	R1	0.11	0.51	0.33	0.12	92%
	RH_8+*div*U_7	R2	0.13	0.41	0.23	0.10	82%
	RH_7+*div*U_7	R3	0.11	0.39	0.23	0.08	90%

Region 1 enthält das Adamaoua Gebirge und erstreckt von der Küste bis an den Tschad See. Region 2 vereint weite Teile südlich des Sanaga Flusses in sich und Region 3 läuft von der Küste ins Landesinnere.

Die Leistung der CCA-Modelle wird in zwei Experimenten untersucht. In Experiment (A) wird die gesamte Periode 1951-1990 zum Training und zum Validieren verwendet, in (B) 1951-1980 zum Trainieren und 1951-1990 zum Validieren. Als Prediktoren wurden die großskaligen Parameter (s.o.) aus dem NCEP/NCAR Reanalysedatensatz sowie aus ihnen gebildete 'Zweier-Kombinationen' betrachtet. Aus diesen wurden die

in der Tabelle 3 aufgeführten Kombinationen gewählt. RH steht für relative Feuchte, U für den horizontalen Wind. Die tiefgestellten Indizes stehen für das Druckniveau (850hPa → 8, 700hPa → 7, 500hPa → 5). Tab. 3, die wie Tab. 1 aus dem vorigen Beispiel aufgebaut ist, zeigt die Verteilung des Bestimmtheitsmaßes in den beiden Experimenten.

Die Klimaänderungsszenarien an den Wetterstationen werden, wie im vorigen Beispiel, durch Verwendung der zwei mit dem ECHAM4/OPY3 Klimamodell (Roeckner et al., 1996) realisierten IS92a Szenarien (IPCC 1992) erzeugt (verwendete Bezeichnungen sind analog zu vorigem Beispiel). Mit den aus Szenario und Kontrolllauf gebildeten Anomalien werden die künftigen, lokalskaligen Anomalien geschätzt. Diese sind Summen über Produkte aus dem lokalskaligen Muster, der kanonischen Korrelation (zwischen den groß- und lokalskaligen Mustern) und der Amplitude mit der das großskalige Muster in der zukünftigen Szenario-Anomalie repräsentiert wird. Derart schätzen wir die möglichen, von den Szenarien auf der GCM Skala induzierten Veränderungen der Niederschlagsverteilung in Kamerun.

In diesem Beispiel vergleichen wir 40 Jahre vor 2050 (CO_2) bzw. 2049 (CO_2+SO_4) mit der Periode 1951-1990. Tab. 4 zeigt die erzielten Ergebinsse für die kleine Regenzeit (MAMJ). Die Beziehung zwischen den Skalen ist deutlich von der Wahl der Monate abhängig. Prediktoren, die etwa im März und April viel an Varianz erklären, können im Mai oder Juni von untergeordneter Bedeutung sein.

Tab. 4 Auswirkung der beiden betrachteten IS92a-Szenarien. Dargestellt sind die Veränderungen der Niederschlagssummen für die kleine Regenzeit (MAMJ) 2011-2050 (CO_2) bzw. 2010-2049 (CO_2 +SO_4 gegenüber der Periode 1951-1990.

Prediktoren	Region	(CO_2)				(CO_2 + SO_4)			
		min.	max.	mitt.	std.	min.	max.	Mitt.	Std.
RH_8+*div*U_8	R1	3.0	38.7	15.7	9.2	2.2	30.1	12.3	7.1
RH_8+*div*U_7	R2	-3.5	10.0	4.0	4.6	-2.4	8.2	3.4	3.6
RH_7+*div*U_7	R3	-0.7	8.0	3.4	2.5	-0.6	6.6	2.9	2.0

Die Tabelle faßt die Veränderungen der Niederschlagssummen in % für die kleine Regenzeit (MAMJ) zusammen. Die Angaben beziehen sich auf die betrachteten Regionen. Die linke Tabellenhälfte zeigt das lokalskalige (CO_2), die rechte Hälfte das (CO_2+SO_4) Szenario. Abb. 3 auf der dieser Seite zeigt die räumlichen Verteilungen dieser Resultate.

Beide Szenarien zeigen ein Nord-Süd Gefälle an Niederschlagszunahmen während der kleinen Regenzeit. Das (CO_2) Szenario zeigt eine größere Auswirkung auf die mögliche Änderung der Niederschlagsverteilung als das (CO_2+SO_4) Szenario. In Region 1 findet man die größten Zunahmen um bis zu 39% des MAMJ-Mittels der Periode 1951-1990. Region 1 ist aber auch das trockenste Gebiet in Kamerun. Im Gebiet des Adamaoua Gebirgszuges sind schwächere Veränderungen in den lokalskaligen Szenarien zu erkennen und südlich davon von der Küste bis zur Ostgrenze des Landes kaum noch.

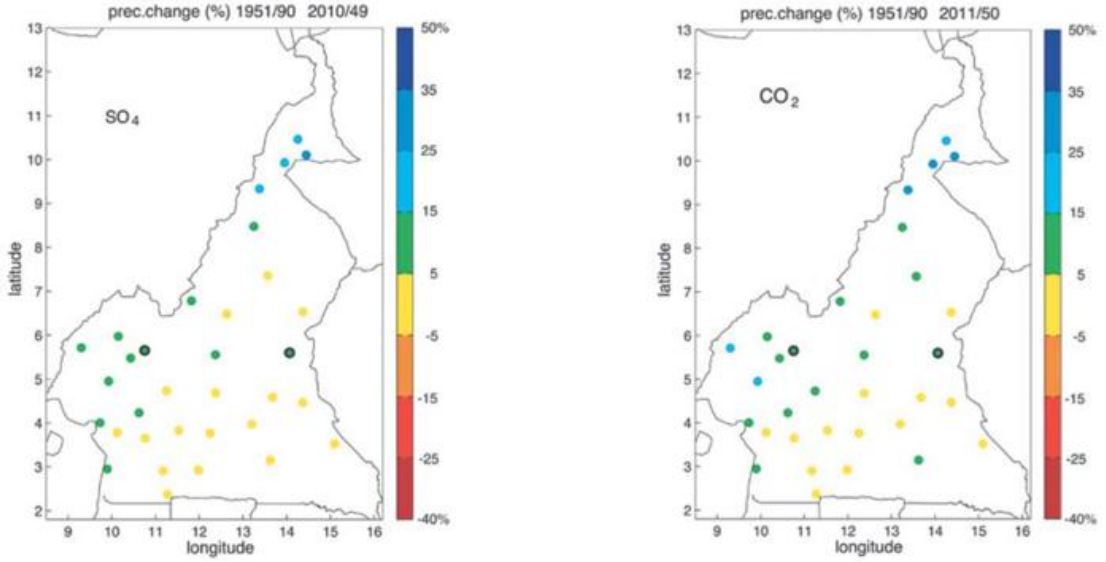


Abb. 3 Räumliche Verteilung der möglichen Niederschlagsveränderung während der kleinen Regenzeit (MAMJ). Die Karten zeigen Differenzen zwischen den Szenarien (s.o) und der Periode 1951-1990 bezogen auf das historische Mittel. Rechte/linke Spalte: CO_2+SO_4/ CO_2 Szenario. Schwarz umrandete Punkte zeigen Stationen für die die Nullhypothese 'r=0' in Experiment A mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% nicht zurückgewiesen wird.

Zusammenfassung und Ausblick

Ziel dieses Beitrages war es einen kurzen Überblick über empirisches Downscaling zu geben und zwei neue Beispiele dazu vorzustellen. Downscaling bedeutet physikalisch konsistenten Informationstransfer von einer gering auf eine hoch aufgelöste Skala. Gewöhnlich von der Skala, auf der Klimamodelle operieren, auf die regionale Skala, die für die Folgenforschung entscheidend ist. Empirisches Downscaling leitet diesen Zusammenhang aus auf beiden Skalen vorliegenden Beobachtungen her und setzt voraus, daß dieser auch unter gewandelten Klimabedingungen erhalten bleibt. Grob untergliedert es sich in drei Gruppen von Verfahren - Wettergeneratoren, Klassifikationsverfahren und Transferfunktionen.

Die Beispiele (Kamerun und Österreich) haben Downscaling mit Transferfunktionen in äquatorialen und mittleren Breiten vorgestellt. In Österreich ist die Leistung des Verfahrens (multiple lineare Regression) während der Wintersaison zufriedenstellend. In Kamerun wurde die kleine Regenzeit (MAMJ) mit kanonischer Korrelationsanalyse untersucht. Dabei haben wir Kamerun in drei Regionen unterteilt und für jede ein Modell abgeleitet. Die Zusammenhänge zwischen den Skalen weisen eine innersaisonale Variabilität auf, die sich negativ auf die Leistung der saisonalen Modelle auswirkt.

Weiterführende Arbeiten werden den Vergleich verschiedener empirischer Verfahren, sowie die Untersuchung anderer Saisonen beinhalten. Ziel ist die Tauglichkeit der Verfahren unter unterschiedlichen Bedingungen, insbesondere bei verschiedenen Zirkulationsmechanismen, zu beurteilen.

Literatur

Bárdossy, A., L. Duckstein, und I. Bogardi, 1995: Fuzzy rule-based classification of atmospheric circulation patterns. Int. J. Climatol., 15, 1087—1097.

Bretherton, C.S., C. Smith, und J.M. Wallace, 1992: An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. J. Climate, 5, 541 — 560.

Busuioc, A., und H. von Storch, 1996: Changes in the winter precipitation in Romania and its relation to the large-scale circulation. Tellus, 48A, 538—552.

Charles, S., B. Bates, und J. Hughes, 1999: A spatio-temporal model for downscaling precipitation occurrence and amounts. J. Geophys. Res., 104, 31657—31669.

FBVA, 1995: Instruktionen für die Feldarbeit der Österreichischen Waldinventur 1992-1996, Kap 4, pp. 194. Forstliche Bundesversuchanstalt.

Fischlin, A., und D. Gyalistras, 1997: Assessing impacts of climatic change on forests in the Alps. Global Ecol Bio Geogr, 6, 19 - 37.

Frey-Buness, F., D. Heimann, und R. Sausen, 1995: A statistical-dynamical downscaling procedure for global climate simulations. Theor. Appl. Climatol., 50, 117—131.

Fuentes, U., und D. Heimann, 2000: An improved statistical-dynamical downscaling scheme and its application to the Alpine precipitation climatology. Theor. Appl. Climatol., 65, 119—135.

Giorgi, F., 1990: Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. J. Climate, 3, 941—963.

Giorgi, F., C. Shields Brodeur, and G.T. Bates, 1994: Regional climate-change scenarios over the United-States produced with a nested regional climate model. J. Climate, 7, 375—399.

Gyalistras, D., H. von Storch, A. Fischlin, and M. Beniston, 1994: Linking GCM-simulated climatic changes to ecosystem models: case studies of statistical downscaling in the Alps. Clim. Res., 4, 167—189.

Hewitson, B., und R. Crane, 1992: Regional climate prediction from the GISS GCM. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 97, 249—267.

Hewitson, B., and R. Crane, 1996: Climate downscaling: techniques and application. Clim. Res., 7, 85—95.

Hughes, J., P. Guttorp, and S. Charles, 1999: A non-homogeneous hidden Markov model for precipitation occurrence. Appl. Stat., 48, 15—30.

IPCC, 1992: Climate Change 1992 - The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. Cambridge University Press, 200 pp.

IPCC, 2001: Climate Change 2001 - The Scientific Basis, Chapter 10. Cambridge University Press.

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, und D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR reanalysis project. Bull.Amer.Meteor.Soc, 77, 437—472.

Lexer, M.J., K. Hönninger, H. Scheifinger, C. Matulla, N. Groll, und H. Kromp-Kolb, 2000: The sensitivity of central european mountain forests to scenarios of climatic change: Methodological frame for a large-scale risk assessment. Silva Fennica, 34, 113—129.

Lexer, M., K. Hönninger, H. Scheifinger, C. Matulla, N. Groll, H. Kromp-Kolb, K. Schaudauer, F. Starlinger, and M. Englisch, 2002: The sensitivity of Austrian forests to scenarios of climate change: A large-scale risk assesment based on a modified gap model and forest inventory data. Forest Ecology and Management, 162, 53—72.

Matulla, C., N. Groll, H. Kromp-Kolb, H. Scheifinger, M.J. Lexer, und M. Widmann, 2002: Climate change scenarios at Austrian National Forest Inventory sites. Clim. Res., 22, 161—173.

Penlap, K.E., and C. Matulla, 2002: Assessing the performance of statistical downscaling setups in Cameroon. In: Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, H. Ritchie (Ed.), Volume WMO/TD-No. 1105, pp.\ 07/37—07/38. World Meteorological Organisation.

Penlap, K.E., C. Matulla, H. von Storch, und M.F. Kamga, 2002: Regionalization of precipitation in Cameroon based on homogeneous variability. Clim. Res., in preparation.

Racksko, P., L. Szeidl, und M. Semenov, 1991: A serial approach to local stochastic weather models. Ecological modelling, 57, 27—41.

Richardson, C., 1981: Stochastic simulation of daily precipitation, temperature and solar radiation. Water Resources Research, 17, 182—190.

Roeckner, E., J. Oberhuber, A. Bacher, M. Christoph, und I. Kirchner, 1996: ENSO varability and atmospheric response in a global coupled atmosphere-ocean GCM. Climate Dyn., 12, 737—745.

Sailor, D.J., und X. Li, 1999: A semiempirical downscaling approach for predicting regional temperature impacts associated with climatic change. J. Climate, 12, 103—114.

Scheifinger, H., and H. Kromp-Kolb, 1999: Forschungsinitiative gegen das Waldsterben (FIW II); Generalsynopse; Meteorologisches Teilprojekt. Institut für Meteorologie und Physik der Universität für Bodenkultur, Wien.

Semenov, M., R. Brooks, E. Barrow, und C. Richardson, 1998: Comparison of the WGEN and LARS-WG stochastic weather generators in diverse climates. Clim. Res., 10, 95—107.

Trigo, R., und J. Palutikof, 1999: Simulation of daily temperatures for climate change scenarios over Portugal: a neural network model approach. Clim. Res., 13, 45—59.

Tyler, D., 1982: On the optimality of the simultaneous redundancy transformations. Psychometrika, 47, 77—86.

von Storch, H., E. Zorita, und U. Cubasch, 1993: Downscaling of global climate change estimates to regional scales: An application to Iberian rainfall in wintertime. J. Climate, 6, 1161 — 1171.

von Storch, H., und F. Zwiers, 1999: Statistical Analysis in Climate Research. Cambridge University Press, 528 pp.

Wanner, H., R. Rickli, E. Salvisberg, C. Schmutz,und M. Schüepp, 1997: Global climate change and variability and its influence on alpine climate - concepts and observations. Theor. Appl. Climatol., 58, 221—243.

Wasa, 1998: Changing waves and storms in the northeast Atlantic. Bull. Amer. Meteorol. Soc., 79, 741—760.

Weichert, A., and G. Bürger, 1998: Linear versus nonlinear techniques in downscaling. Clim. Res., 10, 83—93.

Wilby, R., T. Wigley, D. Conway, P. Jones, B. Hewitson, J. Main, und D. Wilks, 1998: Statistical downscaling of general circulation model output: a comparison of methods. Water Resources Research, 34, 2995—3008.

Wilks, D., 1999: Interannual variability and extereme-value characteristics of several stochastic daily precipitation models. Agri-

cultural and Forest Meteorology, 93, 153—169.
Winkler, J., J. Paluikof, J. Andresen, und C. Goodess, 1997: The simulation of daily temperature time series from GCM output. part ii: sensitivity analysis of an empirical transfer function methodology. J. Climate, 10, 2514—2532.
Woth, K., 2001: Abschätzung einer zukünftigen Niederschlagsentwicklung mit statistischen Methoden unter Einbezug räumlicher Differenzierungsverfahren am Beispiel des südwesteuropäischen Raums. Master's thesis, GKSS-Report 2001/28 - University of Trier, 101 pp.
Zorita, E., J. Hughes, D. Lettenmaier, und H. von Storch, 1995: Stochastic characterisation of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation. J. Climate, 8, 1023—1042.
Zorita, E., und F.F. Tilya, 2002: Rainfall variability in northern Tanzania in the march-may season (long rains) and its links to large-scale climate forcing. Clim. Res., 20, 31—40.
Zorita, E., und H. von Storch, 1999: The analog method - a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods. J. Climate, 12, 2474—2489.

Die Nordatlantische Oszillation und ihr Einfluss auf die europäischen Lufttemperaturen

B. Tinz

Einführung

Die Nordatlantische Oszillation (NAO) ist als einfaches Maß zur Abschätzung der Stärke der Zonalzirkulation im atlantisch-europäischen Sektor schon seit langem bekannt (Walker, 1924; Lamb und Peppler, 1987). Sie wird seit einigen Jahrzehnten wieder häufig wegen ihres Telekonnektions-Potenzials verwendet (Wallace und Gutzler, 1981). Im atlantisch-europäischen Raum ist die beträchtliche Klimavariabilität auf der jahreszeitlichen, zwischenjährlichen und dekadischen Skala eng mit der NAO verbunden (Hurrell, 1995). Die Existenz einer „Luftdruckschaukel" im Nordatlantischen Ozean, die mit den stehenden und fortschreitenden langen Wellen des Zirkumpolarwirbels zusammenhängt, ist gut bekannt. Im Fall der Vertiefung der Island-Zyklone und der Verstärkung des Azoren-Hochs werden in weiten Teilen Europas milde Winter als Folge der Verstärkung der Zonalzirkulation beobachtet („high index"-Situation, im Winter z.B. 1900-1930 sowie um 1990). Den umgekehrten Verhältnissen entsprechen die „low index"-Situationen, die in den 1960er Jahren im Winter gehäuft auftraten. Im Sommer ist die Kopplung zwischen der NAO und den mitteleuropäischen Temperaturverhältnissen nur schwach ausgeprägt.

Die NAO ist die beherrschende Luftdruckstruktur im atlantisch-europäischen Sektor im Winter und im Jahresmittel. Das zeigt Abb. 1, in der die 1. EOF (= Empirische Orthogonalfunktion) der Monatswerte des Luftdrucks für das Gebiet 30°N - 85°N und 60°W - 60°E dargestellt ist, durch die 36 % der Varianz der Gesamtreihe erklärt werden.

Empirische Orthogonalfunktion (EOF):
Statistische Methode der zeitlichen und räumlichen Datenanalyse, die es ermöglicht, von einem Regressionsmodell mit korrelierten Einflussgrößen zu einem unkorrelierten Modell mit möglichst wenigen Einflussgrößen und möglichst hoher erklärter Varianz überzugehen. Bei der s-modalen EOF-Analyse (eine von sechs Arten) wird nur eine Variable betrachtet, die zeitlich und räumlich schwankt (nach Yarnal, 1993).

Die beobachteten klimatischen Variationen in Europa (Schubert und Hupfer, 1992; Schönwiese und Rapp, 1997) lassen sich ohne Berücksichtigung der wechselnden Zirkulationsverhältnisse und damit der NAO nicht erklären. So ist die beobachtete rezente Erwärmung in Deutschland und anderen Teilen Europas in einem nicht unbeträchtlichem Ausmaß auf die verstärkte Advektion milder Luftmassen im Winter zurückzuführen. Es sei noch erwähnt, dass die NAO über die Beeinflussung der Energieflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre auch auf die Variabilität der ozeanischen Felder, das Meereis und die Ausbildung der klimarelevanten thermohalinen Zirkulation wirkt.

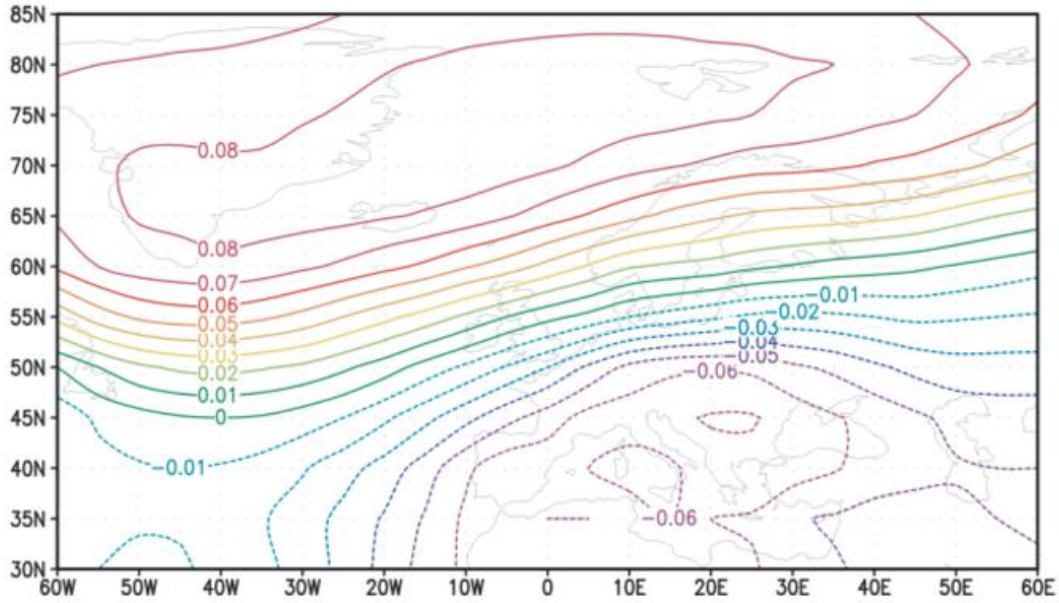


Abb. 1 Erste EOF einer EOF-Analyse (s-Mode) des Luftdruckfeldes im atlantisch-europäischen Raum für den Zeitraum 1901-1995. Datenquelle: National Center for Atmospheric Research (NCAR) Boulder.

Definitionen und Daten

Es gibt keine Standarddefinition der NAO. Im einfachsten Fall handelt es sich um die Luftdruckdifferenz (oder die Geopotenzialdifferenz) zwischen den Aktionszentren Azorenhoch und Islandtief. Die Differenzen spiegeln den mittleren geostrophischen Wind an der Meeresoberfläche (oder in einer gewählten Höhe) wider. Häufig wird der NAO-Index verwendet, der sich unter Bezug auf eine zu wählende Referenzperiode aus dem Quotienten (Wert - Mittelwert)/Standardabweichung berechnet. Vielfach werden auch erst die Luftdruckwerte der beiden Stationen auf die eben genannte Art und Weise normiert und dann die Differenz als NAO-Index definiert.

Eng mit der NAO gekoppelte Zirkulationsindizes sind der klassische Zonalindex (Rossby 1939: Luftdruckdifferenz zwischen 40°N und 60°N und einer Längendifferenz Dl = 60°), der Hemisphärische Zonalindex (hemisphärische Luftdruckdifferenz zwischen 35°N und 65°N) nach Emmrich (1991) oder der geostrophische Wind U120 im 500 hPa-Niveau im Gebiet 60°W bis 60°E, 50°N bis 60°N (s. Steinrücke, 1998).

Hier wird zum einen die längste, auf Beobachtungsdaten des Luftdrucks beruhende Zeitreihe des NAO-Index herangezogen, wobei die Größe aus Monatsmitteln von Südwest-Island, meist Reykjavik (64,1°N, 22,0°W) und Gibraltar (36,1°N, 5,4°W) berechnet wurde (Jones et al. 1997). Die Daten liegen für den Zeitraum 1821 bis 2000 vor, wobei in den ersten Jahren einige Monatswerte fehlen. Als Referenzperiode für die Normierung dient der Zeitraum 1865-1984.

Eine weitere lange Reihe des NAO-Index beruht auf den Daten der Station Ponta Delgada (37,7°N, 25,7°W) auf den Azoren und denen von Südwest-Island (Hurell, 1995). Die Werte sind für die Jahre 1865-2000 verfügbar. Die Luftdruckdaten aller 3 Stationen können über die Homepage der Climatic Research Unit der University of East Anglia unter http://www.cru.ac.uea.uk/cru/data/nao.htm (Oktober 2002) abgerufen werden.

Zum anderen konnten für die Untersuchungen in dieser Studie die nordhemisphärischen Gitterpunktdaten des Luftdrucks vom National Center for Atmospheric Research (NCAR) Boulder herangezogen werden. Diese haben eine Auflösung von 5° x 5° in zonaler bzw. meridionaler Richtung und liegen für die Jahre 1899-2001 vor (s. Trenberth und Paolino,1980). Für die Azoren wurden die Luftdruck-Werte von 40° N, 25° W, für Gibraltar die von 35°N, 5°W und für Island die von 65°N, 20°W verwendet. Die NAO-Daten ergeben sich dann aus der Differenz dieser Werte. Diese beiden Reihen wurden zusammengestellt, da die Werte mit entsprechenden Daten von Klimamodellexperimenten verglichen werden können, was in weiterführenden Untersuchungen vorgesehen ist.

Tab. 1 Mittelwert, Standardabweichung, Minimum und Maximum des Luftdrucks in hPa für 1901-2000 im Winter- und Sommerhalbjahr an ausgewählten Stationen bzw. Gitterpunkten.

	Süden				Norden	
	Azoren Ponta Delgada	Grid 40° N, 25° W	Gibraltar	Grid 35° N, 5° W	Südwest-Island	Grid 65° N, 20° W
Winterhalbjahr						
Mittelwert	1020,2	1019,7	1020,2	1019,6	1001,6	1002,3
Standardabweichung	2,2	2,5	1,3	1,4	3,4	3,4
Minimum	1012,8	1012,0	1016,4	1016,1	993,7	994,5
Maximum	1025,2	1025,7	1022,7	1023,1	1009,8	1011,2
Sommerhalbjahr						
Mittelwert	1023,0	1022,2	1016,5	1016,0	1009,7	1010,2
Standardabweichung	1,0	1,1	0,5	0,6	1,8	1,8
Minimum	1020,1	1018,5	1015,3	1014,3	1005,1	1005,7
Maximum	1025,7	1024,7	1017,8	1017,6	1014,6	1014,8

Tab. 2 Mittelwert, Standardabweichung, Minimum und Maximum der NAO in hPa für 1901-2000 im Winter- und Sommerhalbjahr nach verschiedenen Luftdruckdaten.

NAO bestimmt aus:.	Δp Ponta Delgada - SW-Island	Δp Grid-Differenz	Δp Gibraltar - SW-Island	Δp Grid-Differenz
Winterhalbjahr				
Mittelwert	18,6	17,4	18,6	17,3
Standardabweichung	5,0	5,3	4,3	4,4
Minimum	3,0	0,9	7,2	5,2
Maximum	26,8	27,1	28,6	26,1
Sommerhalbjahr				
Mittelwert	13,3	12,0	6,8	5,8
Standardabweichung	2,3	2,4	1,9	1,9
Minimum	6,5	5,0	2,0	0,5
Maximum	18,0	17,2	11,5	10,1

Um die aus Grid-Luftdruckdaten entstandene Reihen beurteilen zu können, wurden die Luftdruck-Mittelwerte für das Winterhalbjahr (Oktober bis März) und das Sommerhalbjahr (April bis September) in der Tab. 1 den auf Stationswerten beruhenden Werten gegenübergestellt.

Es kann festgestellt werden, dass sich die Mittelwerte und die Standardabweichungen nicht signifikant voneinander unterscheiden. Das gilt ebenfalls für die anderen Parameter der Häufigkeitsverteilung. Diesen Luftdruckdaten entsprechen die in Tab. 2 zusammengestellten NAO-Mittelwerte (hier reine Luftdruckdifferenzen).

Während im Winterhalbjahr die mittlere Luftdruckdifferenz zwischen den beiden südlichen und der nördlichen Station jeweils etwa 18 hPa beträgt, ist der Gradient im Sommerhalbjahr abgeschwächt. Sichtbar ist ebenfalls die im Sommerhalbjahr gegenüber dem Winterhalbjahr deutlich verringerte Variabilität, die Ausdruck des im Sommer „ruhigeren" Wetterverlaufes ist. Die Grid-NAO-Reihen entsprechen in ihren statistischen Grundparameteren den beobachteten Werten. Zwischen den beobachteten und den Grid-Reihen besteht ein enger, hochsignifikanter Zusammenhang (Irrtumswahrscheinlichkeiten < 0,1 %), die Pearsonschen Korrelationskoeffizienten liegen für beide Stationspaare bei r_P = 0,94 im Sommerhalbjahr und r_P = 0,98 im Winterhalbjahr. Damit kann festgestellt werden, dass die NAO-Reihen, die auf dem Gitterpunktdatensatz beruhen, eine zuverlässige Abschätzung der beobachteten Werte darstellen.

Der NAO-Index wurde für beide Stationspaare in Anlehnung an Hurrell (1995) aus der Differenz der normierten Luftdruckwerte der jeweils südlichen und der nördlichen Stationen berechnet. Auch hier kann ein ähnlich enger Zusammenhang zwischen den Reihen der auf den Beobachtungswerten und der auf den Grid-Werten des Luftdrucks beruhenden Werte festgestellt werden.

Zeitreihen

In den Abb. 2 und 4 sind die Zeitreihen des NAO-Index für das Winter- und Sommerhalbjahr enthalten, die aus den Luftdruckdaten für Gibraltar und Südwest-Island für 1824-2000 bestimmt wurden. Auf Grund der Übersichtlichkeit sind die NAO-Indexwerte des Gitterpunkt-Luftdruckdatensatzes nicht dargestellt.

Man erkennt, dass im Winterhalbjahr der NAO-Index von Jahr zu Jahr stark schwankt und zeitweise trendartige Verläufe beobachtet werden können (vgl. Hurrell 1995). Die auffälligste Trenderscheinung ist zwischen Mitte der 1960er Jahre bis in die 1990er Jahre zu erkennen, die sich in einem deutlichen Anstieg der normierten Luftdruckdifferenz ausdrückt. Jedoch auch in diesem Zeitraum treten starke Schwankungen des Index auf. Besonders deutlich wird dies am Winterhalbjahr 1995/1996, das mit dem tiefsten Wert des NAO-Index der gesamten Zeitreihe verbunden ist und sich durch einen nur mäßig kalten, aber sehr langen Winter in Mitteleuropa auszeichnete.

Die Spektralanalyse zeigt eine hohe Energiedichte im Bereich der quasi-zweijährigen Schwingung und gleichfalls hohe Werte im Periodenbereich bei 6 und 8 Jahren (Abb. 3). Diese Perioden treten auch bei anderen klimatologischen Zeitreihen auf. Als Beispiel seien die Wintertemperaturen in Mitteleuropa oder die damit zusammenhängenden Meereisverhältnisse der Ostsee genannt (Koslowki und Loewe, 1994).

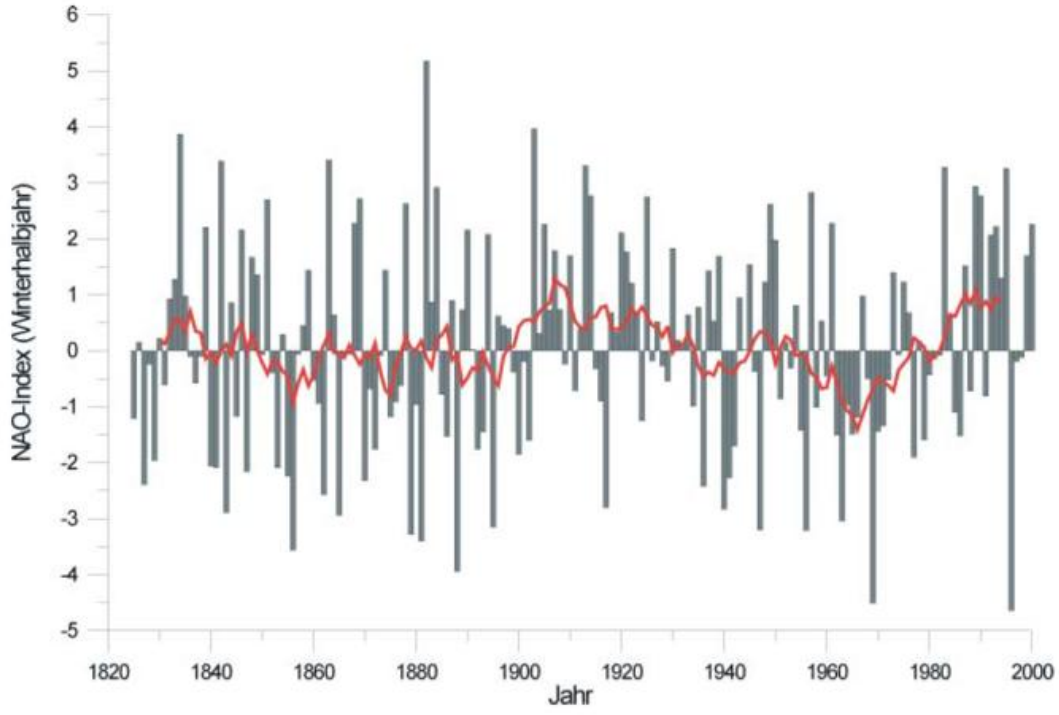


Abb. 2 NAO-Index, berechnet aus der Luftdruckdifferenz Gibraltar-SW-Island (Balken) sowie 11jährig übergreifend gemittelte Werte (rote Linie) für das Winterhalbjahr (Oktober - März) 1824-2000.

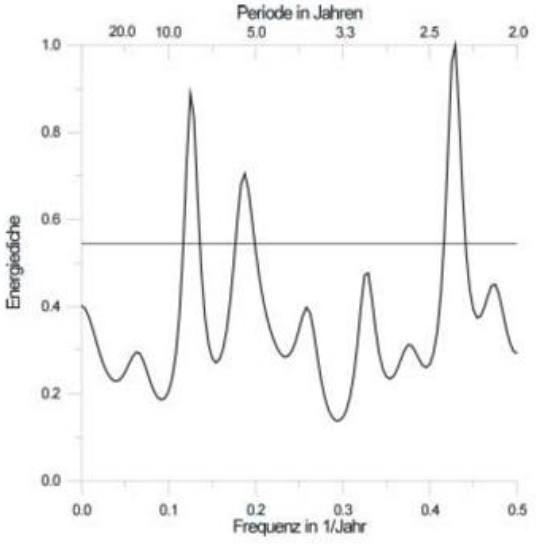


Abb. 3 Spektrum des NAO-Index (Maximum-Entropie-Spektralanalyse, Ordnung der Autoregression = 20), berechnet aus den Luftdruckdaten von Gibraltar und SW-Island für das Winterhalbjahr 1824-2000. Mit angegeben ist das 95 %-Signifikanzniveau (Modell weißes Rauschen).

Die Analyse mit einer numerischen Filterung bzw. die Durchführung einer gleitenden Spektralanalyse zeigen aber, dass die meisten dieser Perioden nicht stabil über den ganzen Zeitabschnitt signifikant und damit für Prognosen kaum nutzbar sind (Tinz, 1995).

Im Sommerhalbjahr sind Variabilität und Schwankungsbreite des NAO-Index etwas herabgesetzt, die Jahr-zu-Jahr-Schwankungen bleiben jedoch beträchtlich (Abb. 4). Auch hier zeigt sich ab etwa 1960 ein auffälliger, im Gegensatz zum Winterhalbjahr allerdings gegenläufiger negativer Trend. Dieses Verhalten korrespondiert mit der Abnahme der Häufigkeit der Westwetterlagen in Mitteleuropa. So hat nach Bissolli (2002) die Häufigkeit der Großwetterlage WZ (West zyklonal) etwas abgenommen, während die Großwetterlage BM (Hochdruckbrücke Mitteleuropa) deutlich zugenommen hat.

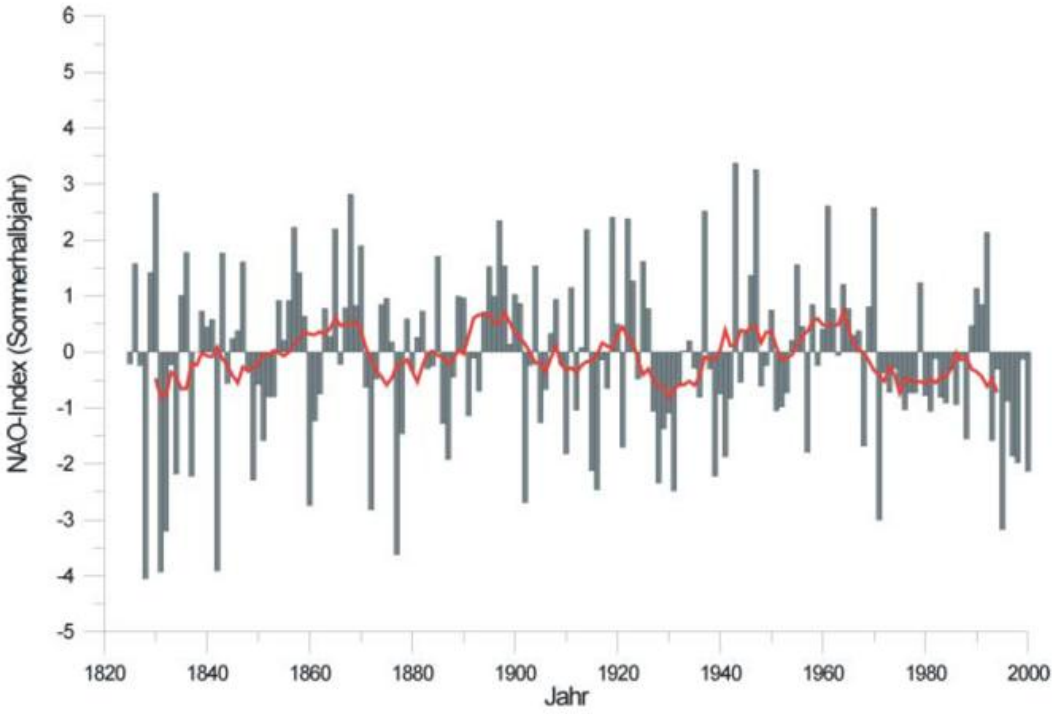


Abb. 4 Wie Abb. 2, aber für das Sommerhalbjahr (April - September).

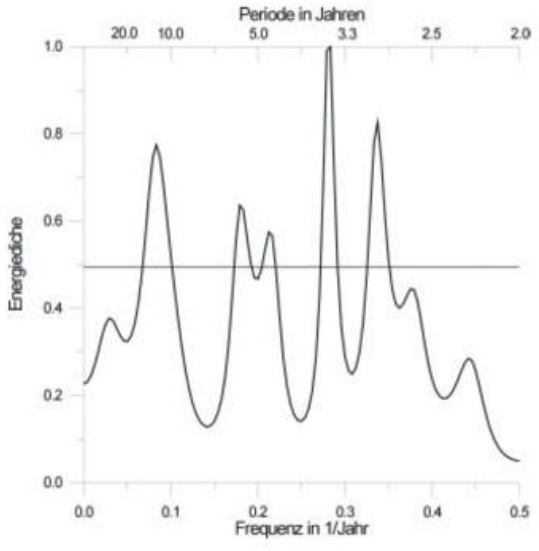


Abb. 5 Wie Abb. 3, aber für das Sommerhalbjahr (April-September).

Das spektrale Verhalten ist gekennzeichnet durch Energiedichtepeaks bei ca. 3, 5 sowie zwischen 10 und 20 Jahren (Abb. 5).

NAO und Lufttemperaturen

Das NAO-Fernwirkungspotenzial zeigt sich in den Korrelationen zwischen dieser Größe und regionalen Variationen der Lufttemperatur und des Niederschlages. Während der 1980er und der ersten Hälfte der 1990er Jahre waren die langanhaltenden winterlichen Trockenperioden in Südeuropa und im Mittelmeergebiet mit den vorherrschenden positiven NAO-Anomalien verbunden (s. Übersicht in Hougthon et al., 1996).

Um den jahreszeitlichen Zusammenhang zwischen der NAO (Gibraltar/Island) und dem großräumigen Lufttemperaturfeld zu zeigen, wurden geeignete Korrelationsfelder berechnet. Die Lufttemperaturdaten entstammen

dem nordhemisphärischen Datensatz der bodennahen (2 m-Temperatur) von Chadwyck-Haeley Ltd. (1992), die für 1854-1990 vorliegen. Die Gitterpunktwerte haben wie beim Luftdruckdatensatz einen Abstand von je 5° in zonaler und meridionaler Richtung.

Die Situation im Januar (als Beispiel in Abb. 6 dargestellt) ist durch ein ausgedehntes Gebiet mit positiven Korrelationskoeffizienten in Mittel- und Nordeuropa sowie durch Gebiete mit negativen Koeffizienten im Bereich des Nordwest-Atlantik und von Nordafrika gekennzeichnet. D.h., ein positiver NAO-Winterindex ist mit erhöhten Temperaturen in den größten Teilen Europas verbunden, wobei die maximale Korrelation mit r_P = 0,62 über der Nordsee auftritt. Gleichzeitig wird polare Kaltluft aus Nordostkanada nach Südosten geführt, so dass über der Labradorsee Korrelationskoeffizienten bis zu r_P = -0,64 berechnet werden.

Für die Lufttemperaturen der beiden Stationen auf Island und Gibraltar ergibt sich jeweils keine signifikante Korrelation mit der NAO.

Diese Struktur erreicht ihre maximale Ausprägung im Februar und ist auch noch im März gut entwickelt. Ab April wird die statistische Kopplung schwächer, wobei jedoch die wesentlichen Züge der Verteilung der Korrelationskoeffizienten erhalten bleiben. Das Gebiet der signifikanten positiven Korrelation verschiebt sich in Richtung Skandinavien und Osteuropa, während es in Mitteleuropa annähernd verschwindet (als Beispiel Juli in Abb. 7). Das zeigt, dass die NAO im Sommerhalbjahr einen nur schwachen Einfluss auf die Temperaturverhältnisse in Mitteleuropa hat.

Im September beginnt die Wiederherstellung der winterlichen Verhältnisse. Dieser Monat spiegelt zusammen mit Oktober den Übergang vom Sommer zum Winter wider.

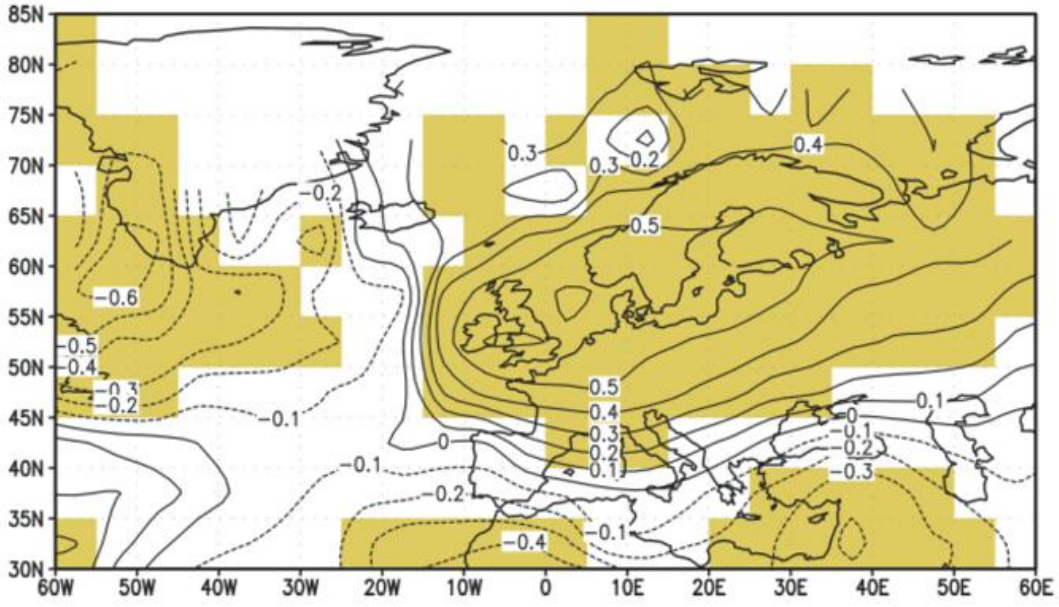


Abb. 6 Korrelationsfeld der NAO und des bodennahen Lufttemperaturfeldes für 1899 - 1990 im Januar. Gelb: Signifikanzniveau > 95 %. Bei weniger als 30 Werten sind keine Isokorrelaten dargestellt.

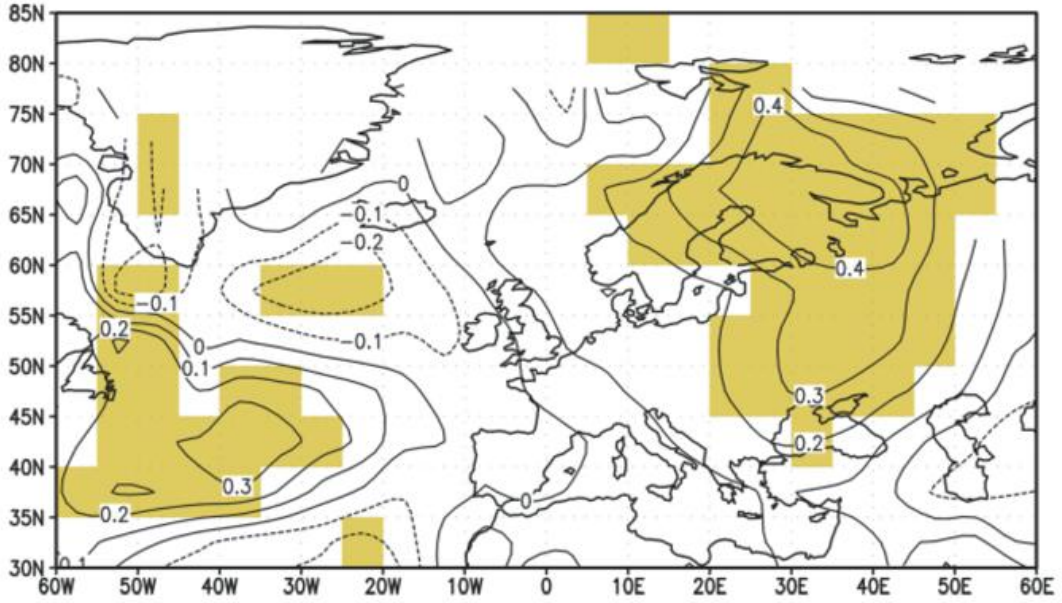


Abb. 7 Wie Abb. 6, aber für den Monat Juli.

Ebenfalls wurden monatliche Korrelationsfelder zwischen der Lufttemperatur von Potsdam (Säkularstation: 52°23´N, 13°04´E, zur Klimareihe s. Lehmann, 2002) und dem Luftdruckfeld für den Zeitraum 1899 - 2000 ermittelt. Im Korrelationsfeld wird in den Wintermonaten zwischen Oktober und März die räumliche Struktur der NAO (vgl. Abb. 1) mit negativen Korrelationskoeffizienten im Norden und positiven im Sommer abgebildet. In der Abb. 6 ist als Beispiel der Verlauf der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten für den Monat Januar wiedergegeben. Der statistische Zusammenhang ist sehr hoch, die maximalen Korrelationskoeffizienten liegen mit r_P = 0,65 um die Straße von Gibraltar und r_P = -0,82 vor der Westküste Norwegens. Das bedeutet auch, dass ein für die Station Potsdam „optimaler" Zonalindex den Luftdruck in den beiden genannten Gebieten enthalten müsste.

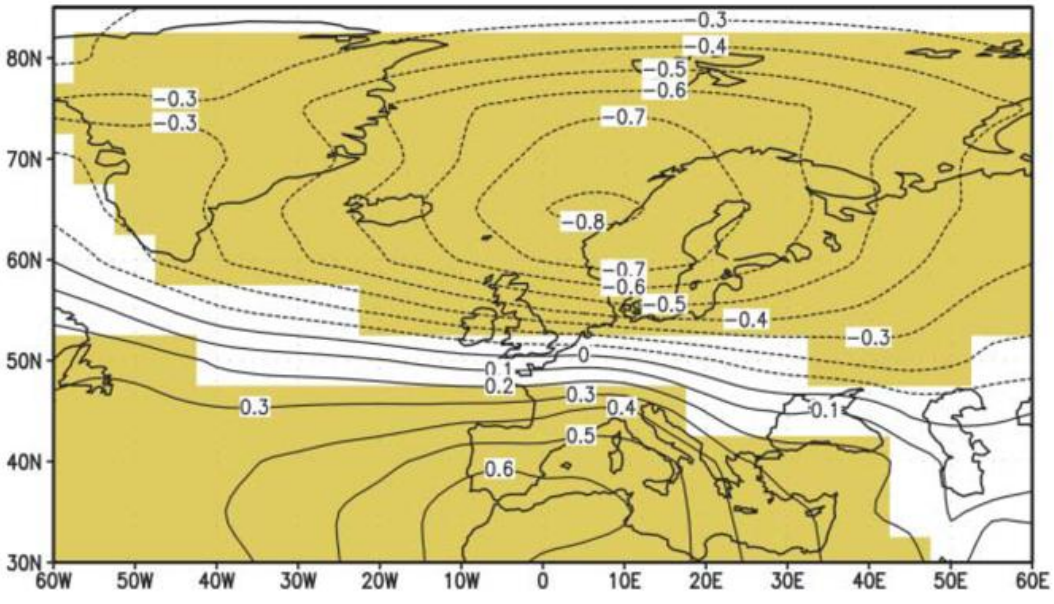


Abb. 8 Korrelationsfeld der 2 m-Lufttemperatur von Potsdam und des Luftdruckfeldes im Januar für 1899 - 2000. Gelb: Signifikanzniveau > 95 %.

Im Sommer dagegen zeigt die räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten eine mehr zellulare Anordnung, die mit der NAO keine Ähnlichkeit besitzt (Beispiel Juli in Abb. 7). Hier tritt ein Gebiet mit positiver Korrelation mit Zentrum über der Ostsee hervor. Synoptisch kann man argumentieren, dass im Falle hoher Julitemperaturen durch hohen Luftdruck über Südskandinavien der allgemeinen Westwinddrift eine östliche Strömungskomponente überlagert ist, während im umgekehrten Fall eine nordwestliche Komponente für niedrige Temperaturen sorgt.

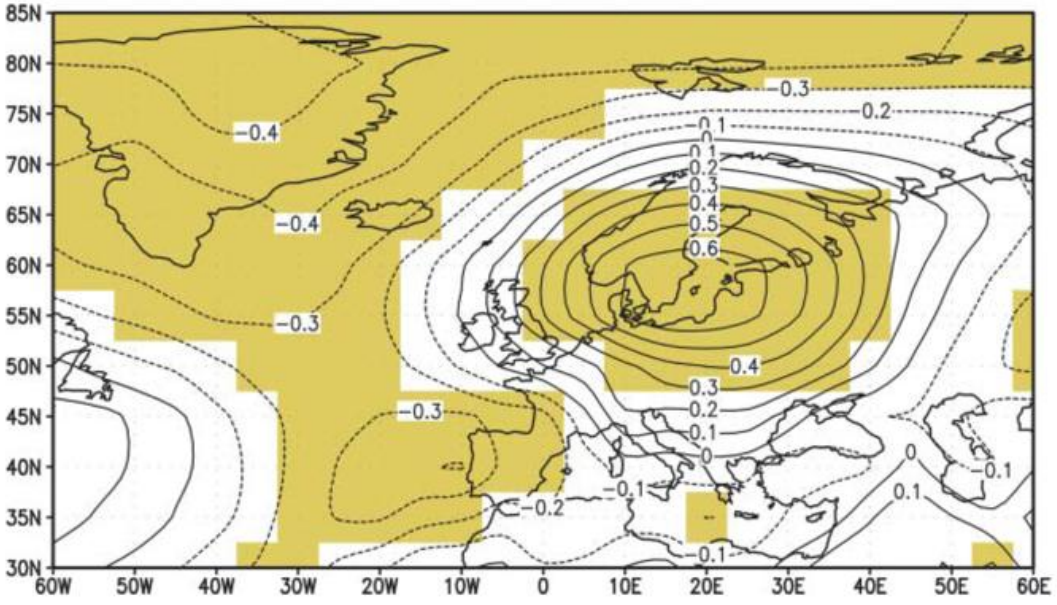


Abb. 9 Wie Abb. 8, aber für den Monat Juli.

Schlussfolgerungen

Die Ergebnisse der Korrelationsstudien zwischen der bodennahen Lufttemperatur in Potsdam mit dem Luftdruckfeld einerseits und zwischen der NAO und dem bodennahen Lufttemperaturfeld andererseits bestätigen eindrucksvoll den Einfluss der NAO auf das Lufttemperaturfeld im Winter. Im Sommer ist die Kopplung erheblich schwächer ausgeprägt und mehr regional entwickelt.

Somit kann auch aus den Ergebnissen dieser Studie heraus festgestellt werden, dass die NAO ein einfaches, aber effektives Maß der Zonalzirkulation im atlantisch-europäischen Raum ist. Mit ihrer Hilfe kann der Einfluss der Advektion auf die klimatischen Bedingungen in Europa abgeschätzt werden. Der Einfluss der NAO ist die wesentliche Ursache für die starke Variabilität des mittel- und nordeuropäischen Klimas, speziell im Winter.

Diese Aussage gilt gleichfalls für die Bewertung der Klimaschwankungen in diesem Gebiet. Diese können zum Teil als Folge lokal veränderter Wärmehaushaltsverhältnisse, aber zum größeren Teil als Wirkung der gleichfalls schwankenden Advektion interpretiert werden. Neben der zeitlichen Veränderung der Stärke und Richtung der Advektion fremdbürtiger Luftmassen, die durch die korrespondierenden Schwankungen der NAO näherungsweise erfasst werden können, spielen auch Variationen der thermischen und anderen Eigenschaften der Luftmassen eine Rolle.

Die NAO kann mit hoher Zuverlässigkeit aus Gitterpunktdaten des Luftdrucks in Meeresniveau (bspw. NCAR-Datensatz) abgeleitet werden. Damit ergibt sich die Anwendung auf die Ergebnisse von Klimamodellen (s. Beitrag von Cubasch in diesem Heft), die u.a. die Frage nach dem Anteil der Zirkulation an Temperaturänderungen in Mitteleuropa abschätzen zu können.

Literatur

Bissolli, P., 2002: Wetterlagen und Großwetterlagen im 20. Jahrhundert. Klimastatusbericht 2001, DWD, Offenbach a.M, 32- 40

Chadwyck-Haeley Ltd.,1992: World Climate Disc - Global Climatic Change Data on CD-ROM. Climatic Research Unit, Cambridge

Emmrich, P., 1991: 92 Jahre nordhemisphärischer Zonalindex. Eine Trendbetrachtung. Meteor. Rdsch. 43,161-169

Houghton, J.T., 2001, Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Xiaosu, D.(eds.): Climate Change 2001. The Scientific Basis. Cambridge University Press, Cambridge, 944 pp.

Hurrell, J.W., 1995: Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. Scien- ce 269, 676-679

Jones, P.D., 1997, Jónsson, T. and Wheeler, D.: Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. Int. J. Climatol. 17, 1433-1450

Koslowski, G., 1994, Loewe, P.: The Western Baltic sea ice season in terms of a mass-related severity index: 1879-1992. Part I: Temporal variability and association with the north Atlantic Oscillation. Tellus 46A, 66-74

Lamb, P. J. and Peppler, 1987, R. A.: North Atlantic Oscillation: Concept and an Application. BAMS 68, 1218-1225

Lehmann, A.,2001: Die Säkulare Klimareihe von Potsdam. Klimastatusbericht , DWD, Offenbach a.M (2002), 227-239

Rossby, C. G., 1939,: Relation between variation in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacement of the semi-permanent centers of action. J. Marine Res. 2, 38-55

Schönwiese, Chr.-D., 1997, und Rapp, J.: Climate Trend Atlas of Europe Based on Observations. Kluwer Academic Publ., Dordrecht , 228 pp.

Schubert, S. und Hupfer, P.,1992: Allgemeine Zirkulation und Klimaschwankungen im mitteleuropäischen Raum. Wiss. Z. Humboldt- Univ. Berlin, R. Mathem.-Naturwiss. 41 2, 5-16

Steinrücke, J.,1998: Changes in the Northern-Hemispheric Zonal Circulation in the Atlantic-European Sector since 1881 and their Relationship to Precipitation Frequencies in the Mediterraneum and Central Europe. Bochumer Geographische Arbeiten Nr. 63, Ruhr-Universität Bochum

Tinz, B.,1995: Untersuchung der Eisverhältnisse der Ostsee und deren Zusammenhang mit Klimaschwankungen. Spezialarb. Arbeitsgruppe Klimaforsch. Humboldt-Univ. zu Berlin Nr. 10, 65 S.

Trenberth, K.E. und Paolino Jr., D.E.,1980: The Northern Hemisphere sea-level pressure data set: trends, errors and discontinuities. Mon. Weather Rev. 108, 855- 872

Walker, G.T.,1924: Correlations in seasonal variations of weather. Mem. Indian Meteor. Dept. 24, 275 - 332

Wallace, J.M. und Gutzler, D.S.,1981: Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemispheric Winter. Mon. Weather Rev. 109. 784 - 812

Yarnal, B.,1993: Synoptic Climatology in Environmental Analysis. A Primer. London, 195pp.

Zirkulationsänderungen wirken auch auf die Ozonschicht

W. Steinbrecht, H. Claude, P. Winkler

Einfluss von Hoch- und Tiefdruckgebieten auf die Ozonschicht

Bereits im letzten Jahrhundert konnte Dobson (1929) beobachten, dass troposphärische Hoch- und Tiefdrucksysteme sich auch auf die Ozonschicht der unteren Stratosphäre auswirken. Dobsons Messungen aus nur wenigen Jahren zeigten, dass das die Dicke der Ozonschicht (Gesamtozon) über einem Tiefdruckgebiet um 10 bis 20 Prozent größer ist, als über einem Hochdruckgebiet. Am einfachsten lässt sich die Änderung der Gesamtsäule durch Verschiebung des Ozonprofils mit der Tropopausenhöhe erklären (Reed, 1950). Dazu zeigt Abb. 1 mittlere Ozonprofile, die sich aus den 35-jährigen Hohenpeißenberger Ozonsondierungen ergeben. Im einen Fall wurden Situationen mit hoher Tropopause (Hochdruck), im anderen solche mit niedriger Tropopause (Tiefdruck), gemittelt (Steinbrecht et al., 1998). Die Tropopause wurde nach dem üblichen WMO Kriterium als die Höhe definiert, oberhalb der zum ersten Mal der Temperaturabfall über eine Schicht von 2 km Dicke schwächer als -2 K/km ausfällt. Es ist zu erkennen, dass beide Mittelprofile oberhalb von 25 km in etwa die gleichen Ozonwerte zeigen. In der unteren Stratosphäre befindet sich dagegen bei niedriger Tropopause, also über einem Tiefdruckgebiet, deutlich mehr Ozon. In Höhe der Tropopause sind die Konzentrationen in beiden Fällen vergleichbar. Die Ozongesamt-

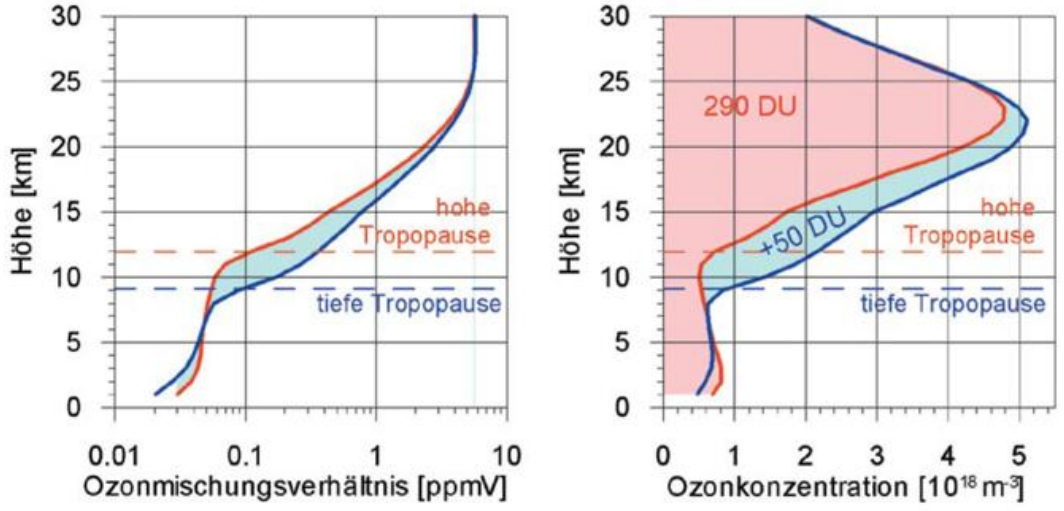


Abb. 1 Mittlere Ozonprofile für hohe Tropopause (zwischen 11.5 und 12.5 km, rund 200 Fälle) und niedrige Tropopause (zwischen 8.5 und 9.5 km, rund 100 Fälle) für Hohenpeißenberg und für die Monate Dezember, Januar und Februar. **Links** sind die Mittelprofile des Ozonmischungsverhältnisses gezeigt. Sie geben an, wie viele Ozonmoleküle sich pro Luftmolekül in einer bestimmten Höhe befinden. 1 ppmV bedeutet, dass sich unter 10^6 Luftmolekülen 1 Ozonmolekül befindet. Bei Auf- und Abbewegungen bleibt das Mischungsverhältnis erhalten, da Ozon und Luft in gleichem Masse komprimiert oder expandiert werden. **Rechts** ist das Konzentrationsprofil dargestellt. Es gibt an, wie viele Ozonmoleküle sich in einem Kubikmeter befinden. Bei Absinken wird Luft komprimiert, dann finden sich mehr Ozonmoleküle im gleichen Volumen. Die Konzentration nimmt zu. Bei Aufsteigen ist es umgekehrt. Die eingefärbten Flächen unter den Konzentrationsprofilen entsprechen der Gesamtozonsäule. Bei niedriger Tropopause erhöht sich das Gesamtozon um die blau eingefärbte Fläche.

säule entspricht der eingefärbten Fläche unter den Konzentrationsprofilen. Offensichtlich ist diese Fläche, und damit die Ozonsäule, bei niedriger Tropopause um den blau eingefärbten Bereich erhöht. Als Faustregel entspricht ein Kilometer Tropopausenverschiebung einer Gesamtozonänderung von 4.6 10^{21} /m^2 oder 17 Dobson-Einheiten (DU).

Vertikaltransporte verschieben das Ozonprofil

Welcher Mechanismus steckt hinter diesen Verschiebungen? Zum einen muss man beachten, dass Ozon unterhalb von 20 km Höhe, aber oberhalb der Tropopause, chemisch nur sehr langsam produziert und abgebaut wird. Seine photochemische Lebensdauer liegt im Bereich von Monaten bis Jahren (Ausnahme polares Ozonloch). Im wesentlichen bestimmen daher Transportvorgänge das Ozonmischungsverhältnis in der unteren Stratosphäre. Wie in Abb. 2 schematisch dargestellt, sinkt in einem troposphärischen Hochdruckgebiet die Luft großräumig ab, während sie im Tiefdruckgebiet großräumig aufsteigt. In der unteren Stratosphäre sind die Vertikaltransporte genau entgegengesetzt. Über einem troposphärischen Hoch steigt in der Stratosphäre ozonarme Luft nach oben, während bei einem troposphärischen Tief ozonreiche Luft absinkt. Dementsprechend verschiebt sich das Mischungsverhältnisprofil, wie in Abb.1 (links) deutlich zu sehen. Wegen der exponentiellen Abnahme der Luftdichte mit der Höhe verstärken sich diese Unterschiede beim Konzentrationsprofil (Abb. 1, rechts), mit erheblichen Auswirkungen auf das Gesamtozon. Außerdem führen die Vertikalbewegungen zu adiabatischer Abkühlung der unteren Stratosphäre über einem troposphärischen Hochdruckgebiet und zu Erwärmung über einem Tiefdrukkgebiet. Die entgegengesetzten Bewegungen in der Troposphäre führen dort zu Erwärmung, bzw. Abkühlung. Diese Gegenläufigkeit von troposphärischer und stratosphärischer Temperatur ist unter dem Namen "Stratosphären-Troposphären Kompensation" schon seit vielen Jahren bekannt. Neben diesen Vertikalbewegungen spielen auch horizontale Transporte eine Rolle, wodurch sich im Einzelfall Abweichungen von diesem Grundschema ergeben können.

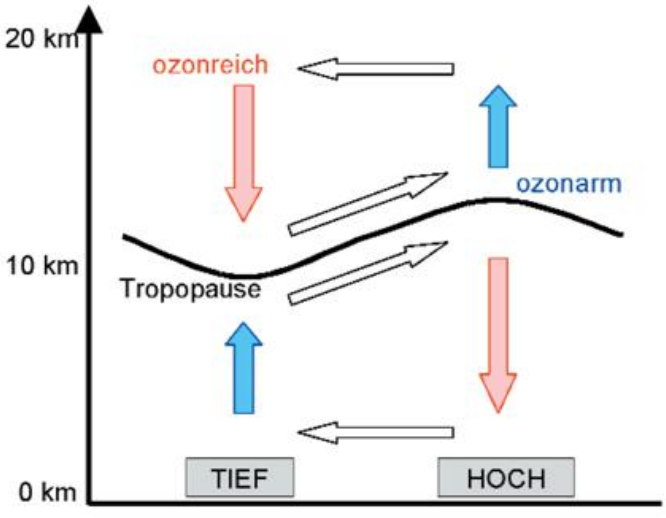


Abb. 2 Schematische Darstellung der vertikalen und horizontalen Querzirkulation in der Troposphäre und unteren Stratosphäre für troposphärisches Tief- und Hochdruckgebiet. Die Lage der Tropopause ist ebenfalls dargestellt. Absinken ist durch rote, Aufsteigen durch blaue Pfeile gekennzeichnet. Nach Faust (1968).

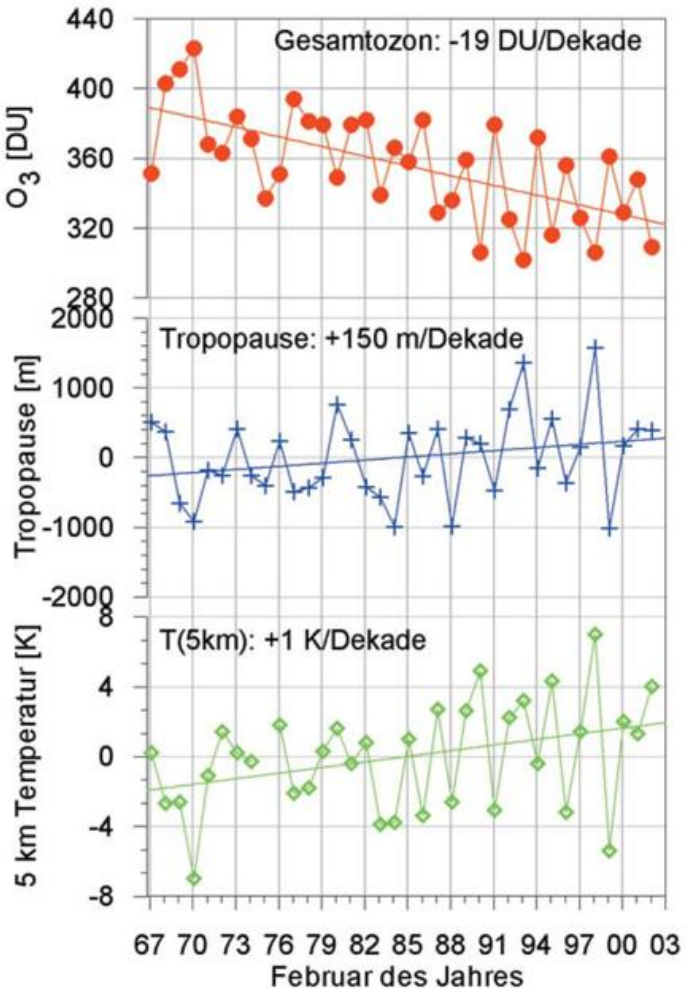


Abb. 3 Hohenpeißenberger Februar Monatsmittel des Gesamtozons, sowie Abweichung von Tropopausenhöhe und Temperatur in 5 km Höhe vom vieljährigen Mittel.

Bedeutung für Schwankungen von Jahr zu Jahr und für Trends

Während die oben geschilderten Zusammenhänge für Phänomene auf der Zeitskala von einigen Tagen seit langem bekannt sind, wurde erst vor wenigen Jahren gezeigt, dass sie auch bei Veränderungen von einem Jahr zum anderen und bei langfristigen Trends eine wichtige Rolle spielen. Hierzu zeigt Abb.3 die Zeitreihen von Gesamtozon, Tropopausenhöhe und Temperatur in 5 km Höhe, wie sie sich aus den Februar Monatsmitteln der Hohenpeißenberger Ozonsondierungen ergeben. Deutlich ist die langfristige Abnahme des Gesamtozons und die Zunahme von troposphärischer Temperatur und Tropopausenhöhe erkennbar. Diesen Trends sind erhebliche Schwankungen von einem Jahr zum anderen überlagert. Dabei gehen Ausschläge von troposphärischer Temperatur und Tropopausenhöhe in der Regel in die gleiche Richtung. Ausschläge des Gesamtozons sind entgegengesetzt. Ein besonders markantes Beispiel sind die starken Ausschläge der Jahre 1998 (antizyklonal geprägter, sehr warmer Februar, hohe Tropopause, wenig Gesamtozon) und 1999 (zyklonal geprägter, kalter, schneereicher Februar, niedrige Tropopause, hohes Gesamtozon). Offenbar gelten die oben beschriebenen Zusammenhänge auch für Variationen auf der Zeitskala von Jahren und Jahrzehnten. Die langfristige Zunahme der Tropopausenhöhe (um rund 450 m in 30 Jahren), die mit der ebenfalls beobachteten Erwärmung der Troposphäre (um rund 3 K in 30 Jahren) einhergeht, trägt demnach mit etwa einem Drittel zur langfristigen Ozonabnahme bei (Steinbrecht et al., 1998). Hier gibt es offenbar einen engen Zusammenhang zwischen troposphärischer Klimaänderung und stratosphärischem Ozonverlust.

Zusammenhang mit der großräumigen Zirkulation

Es liegt nahe zu vermuten, dass Änderungen der Zirkulation bei den beobachteten Schwankungen und langfristigen Veränderungen eine wichtige Rolle spielen. Als vereinfachte Beschreibung der großräumigen Zirkulation kann man Zirkulationsindizes verwenden (NOAA-CPC, 2002; Thompson, 2002). In der Tat zeigen Zeitreihen solcher Indizes (Abb. 4, oben) hohe Verwandtschaft mit Gesamtozon, 5 km Temperatur

oder Tropopausenhöhe über dem Hohenpeißenberg (Abb. 4, unten).

Beide Indizes beschreiben die Stärke der troposphärischen Westwindzirkulation über dem Atlantik. Die wirkt sich natürlich auf troposphärische Temperatur, Tropopausenhöhe und damit auch auf das Ozon über dem Hohenpeißenberg aus.

Abb. 5 zeigt Karten des Polar-Eurasia Musters und der Arctic Oscillation (AO), welche den Index-Zeitreihen von Abb. 4 zugrunde liegen. Die Ähnlichkeit zwischen beiden Mustern ist deutlich. Beide zeichnen sich durch eine Tiefdruckanomalie im Bereich von Grönland und der nördlich liegenden Arktis aus, gekoppelt mit zwei Hochdruckanomalien über Süd/-Mitteleuropa und über Nord-Japan. Unterschiede zwischen beiden Mustern bestehen in Lage und Ausprägung der Hochdruckanomalien.

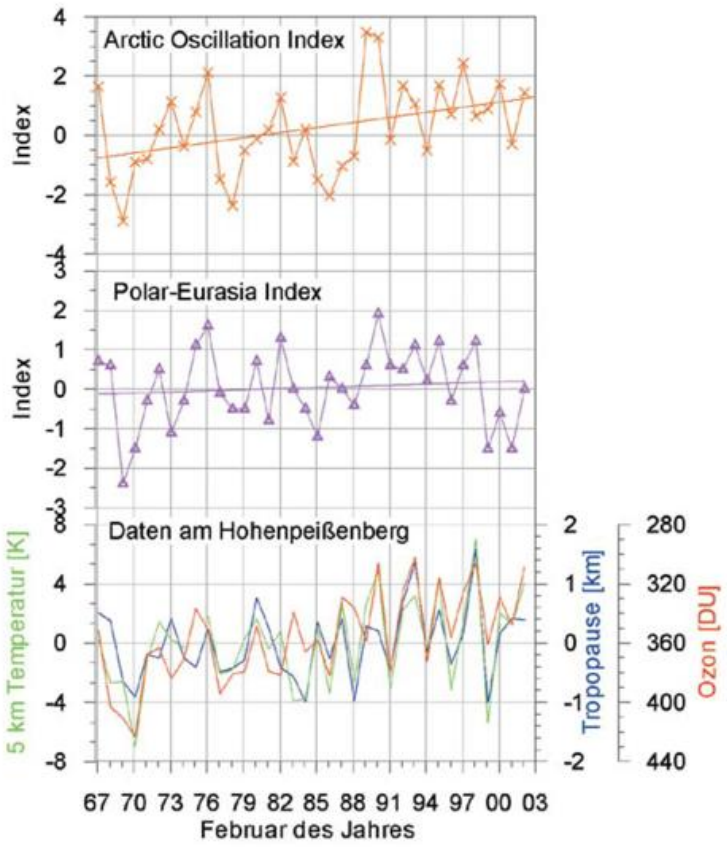


Abb. 4 Zeitreihen zweier Zirkulationsindizes (oben, Mitte) und die bereits in Abb. 3 gezeigten Abweichungen von Temperatur, Tropopausenhöhe und Gesamtozon über dem Hohenpeißenberg (unten). Die Gesamtozonskala ist invertiert.

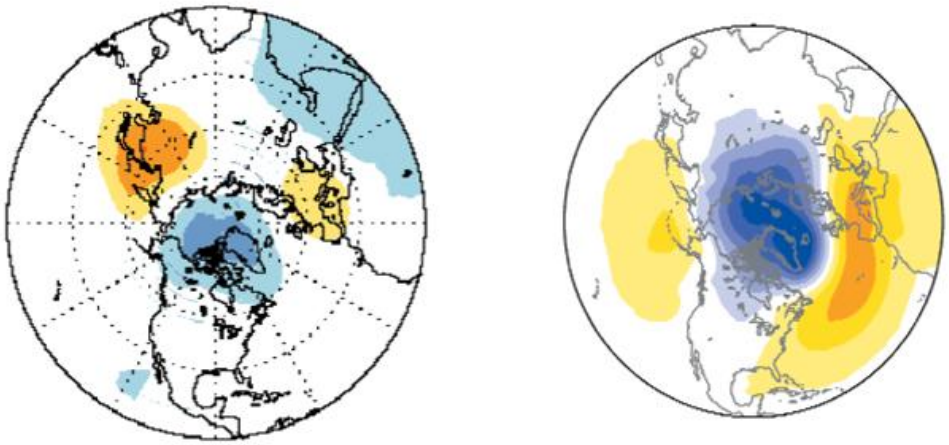


Abb. 5 Links: Karte der Höhenabweichung des 700 hPa Geopotentialfeldes für die positive Phase des Polar-Eurasia Musters. Negative Abweichungen sind blau (-25, -50 gpm), positive gelb/rot (+25, +50, +75 gpm) gekennzeichnet (NOAA-CPC, 2002). Rechts: Karte der Höhenabweichung des 1000 hPa Geopotentialfeldes für die positive Phase der Arctic Oscillation. Negative Abweichungen sind blau (-5, -10 gpm, ...), positive Abweichungen gelb/rot (+5, +10 gpm, ...) gekennzeichnet (Thompson, 2002).

Zirkulationsindizes:
Zirkulationsindizes geben die Ausprägungsstärke wichtiger Grundmuster der atmosphärischen Zirkulation an. Diese Grundmuster werden oft auch als Zirkulationsmoden oder Telekonnektionen bezeichnet. Sie werden durch Hauptkomponentenzerlegung (Rotated Principal Component Analysis = RPCA) aus über viele Jahre vorliegenden globalen Geopotential- oder Druckfeldern (Wetterkarten) bestimmt. Die RPCA bestimmt Muster (Eigenvektoren), welche einen möglichst großen Teil der beobachteten Varianz beschreiben. Sind die Grundmuster einmal bestimmt, so läßt sich das Geopotential- oder Druckfeld (die Wetterkarte) eines bestimmten Monats oder Tages als Linearkombination dieser Grundmuster bestimmen. Der Koeffizient eines jeden Grundmusters gibt an, wie stark das Muster zum Gesamtfeld (der Wetterkarte) eines Monats oder Tages beiträgt. Zeitreihen der Koeffizienten, wie in Abb. 4 dargestellt, geben dann eine stark komprimierte Darstellung der Entwicklung der großräumigen Zirkulation. Durch die gezielte Auswahl der Grundmuster enthält diese komprimierte Darstellung aber doch die meisten wesentlichen Informationen.

Bei der AO sind die Hochdruckgebiete erheblich weiter ausgedehnt, das Europäische Hochdruckgebiet ist weit nach Westen auf den Atlantik verschoben, das Japanische Hochdruckgebiet weit nach Osten über den Pazifik. Trotzdem verlief die historische Entwicklung der Indexstärke beider Muster recht ähnlich, wie oben in Abb. 4 zu sehen. Die AO gilt allerdings als das umfassendere, für die Nordhalbkugel insgesamt bedeutendere Muster (z.B. Hartmann et al., 2000). Beiden Mustern verwandt ist die besser bekannte Nord-Atlantik-Oszillation, die aber hier nicht weiter verwendet wird. Deren Stärke wird in der Regel durch den Druckunterschied zwischen Island-Tief und Azoren-Hoch beschrieben. Diese Tief- und Hochdruckgebiete haben großen Einfluss auf das Wetter in Mitteleuropa, wie man aus den täglichen Wetterberichten weiß.

Ein hoher AO- oder Polar-Eurasia Index bedeutet im Winter verstärkten Transport warmer Atlantikluft nach Mitteleuropa, und damit hohe Temperaturen und hohe Tropopausen (Hartmann et al., 2000). In Abb. 4 sieht man diesen Zusammenhang zwischen den Indexzeitreihen und Temperatur oder Tropopausenhöhe über Hohenpeißenberg. Insbesondere hängen auch die langfristigen Zunahmen dieser Parameter zusammen. So konnten Thompson et al. (2000) zeigen, dass ein großer Teil der über Mitteleuropa beobachteten Klimaänderung mit langfristigen Änderungen im AO Index zusammenfallen. Eine Besonderheit beider Zirkulationsmuster ist, dass sie vom Boden bis in die Stratosphäre reichen (Hartmann et al., 2000; Perlwitz und Graf, 2001): Ein ausgeprägtes Island-Tief fällt signifikant häufig auch mit einem ausgeprägten stratosphärischen Polarwirbel zusammen. Möglicherweise von Bedeutung für die Wettervorhersage ist, dass deswegen das AO Signal häufig in der Stratosphäre (z.B. in 10 hPa = 30 km) beginnt und nach 10 bis 50 Tagen bis in die untere Troposphäre wandert (Baldwin und Dunkerton, 2001). Klimamodelle zeigen, dass die beobachtete langfristige Verstärkung der AO mit der Zunahme der Treibhausgase zusammenhängen dürfte. Neben den Meeresoberflächentemperaturen spielen auch stratosphärische Prozesse (Ozonabbau, obere Randbedingung für Ausbreitung planetarer Wel-

len) eine Rolle (Hartmann et al., 2000; Gillet et al., 2002). Vieles deutet darauf hin, dass Klimaveränderung im Winter über Mitteleuropa sich vor allem in Form einer Verstärkung der AO, bzw. des Polar-Eurasia Musters, zeigt.

Abschätzung der Einflüsse auf Gesamtozon und troposphärische Temperatur

Die AO, bzw. verwandte Zirkulationsmuster, wirken sich auch beim stratosphärischen Ozon aus. Appenzeller et al. (2000) zeigten, dass Unterschiede zwischen den vieljährigen Gesamtozon-Messreihen von Arosa und Reykjavik verschwinden, wenn man die gegensätzlichen Auswirkungen der Nord-Atlantik-Oszillation auf beide Messreihen berücksichtigt. Steinbrecht et al. (2001) wiesen nach, dass sich die Hohenpeißenberger Gesamtozonreihe wesentlich besser beschreiben lässt, wenn man den Einfluss troposphärischer Zirkulationsmuster berücksichtigt. Dies soll hier noch einmal kurz vorgestellt werden. In einem grob vereinfachenden Ansatz wird die Gesamtozonzeitreihe O_3 als Linearkombination verschiedener, a priori vorausgesetzter Prädiktorenzeitreihen dargestellt (WMO, 1999):

$$O_3 = j*\text{lin._Trend} + f*\text{Solar_Cyle} + a*\text{strat._Aerosol} + q_{10}*\text{QBO}_{10mb} + q_{30}*\text{QBO}_{30mb} \\ \Sigma p_i*\text{Zirkulationsindex}_i + \text{Rest}$$

Die Koeffizienten $j, f, a, q_{10},\ldots$ lassen sich durch lineare Regression ermitteln. Der lineare Trend beschreibt Ozonabbau in Folge der in etwa linear zunehmenden stratosphärischen Chlorbelastung. Weitere Terme stehen für Einflüsse des 11-jährigen Zyklus der Sonnenaktivität, der stratosphärischen Aerosolbelastung nach Vulkanausbrüchen, sowie der quasi-zweijährigen Oszillation der stratosphärischen Winde (QBO), welche den Transport von Ozon und anderen Spurengasen moduliert. Einflüsse der Zirkulation werden durch Zirkulationsindizes, hier durch die Polar-Eurasia, Ost-Atlantik und West-Pazifik Indizes des NOAA-CPC dargestellt. Wie das Polar-Eurasia Muster, beschreiben auch die letzteren beiden Muster Teilaspekte der übergeordneten AO. Das Ost-Atlantik Muster beschreibt vor allem die vom Polar-Eurasia Pattern nicht erfasste Ausprägung von Hochdruck über dem Mittleren Atlantik (vgl. Abb. 5), gekoppelt mit Tiefdruck über dem Nordatlantik. Das West Pazifik Muster beschreibt ähnlich gekoppelte Hoch- und Tiefdruckgebiete im westlichen Pazifik. Es hat wohl vor allem deshalb einen statistisch signifikanten Einfluss auf das Gesamtozon über Hohenpeißenberg, weil es die Ausprägung des Aleuten-Hochs beschreibt, das von großer Bedeutung für die Lage des stratosphärischen Polarwirbels ist und daher auch mit dem Ozon über Mitteleuropa zusammenhängt. (Karten siehe NOAA-CPC, 2002). Man könnte auch ausschließlich den AO-Index verwenden, allerdings mit etwas schlechterem Gesamtergebnis. In der Regel sind die Prädiktorenzeitreihen nur wenig korreliert (statistisch unabhängig, bzw. orthogonal) und das Verfahren liefert eine wohldefinierte Lösung. Sinnvollerweise belässt man nur die statistisch signifikanten Einflussterme in der Gleichung (mehr als 90% Wahrscheinlichkeit). Das Verfahren ist zwar grob, liefert aber dennoch eine gute Abschätzung der verschiedenen Einflüsse. Physikalisch besser begründete Ergebnisse lassen sich nur mit hochkomplexen, aufwändigen, zwei- und dreidimensionalen, vieljährigen Klima-Chemie Modellrechnungen erreichen.

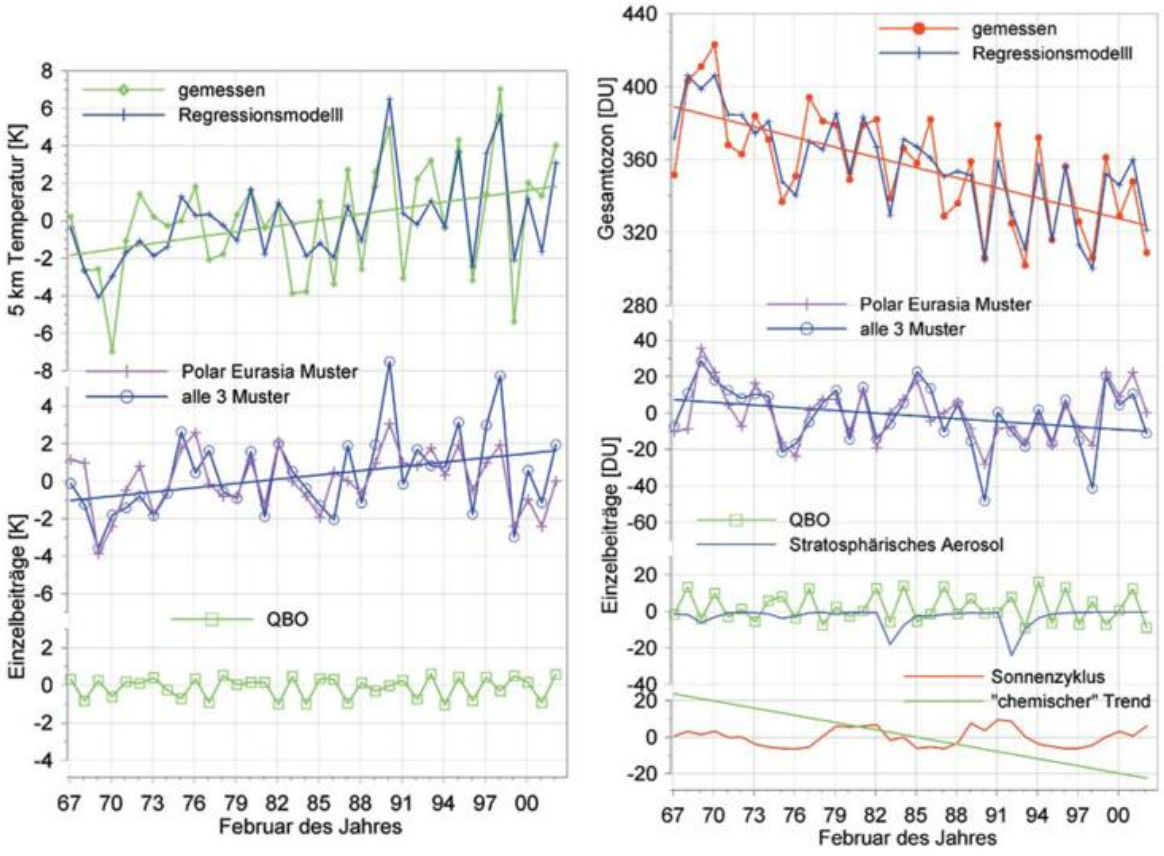


Abb. 6 Links: Gemessenes und aus Prädiktoren rekonstruiertes Gesamtozon über Hohenpeißenberg (Oben). Darunter: Meteorologisch bedingte Ozonschwankungen (durch Zirkulationsindizes beschrieben). Beiträge von QBO und stratosphärischer Aerosolbelastung, sowie des 11-jährigen Sonnenzyklus und eines linearen ("chemischen") Trends. Rechts: Ergebnisse desselben Verfahrens, aber für Temperatur in 5 km Höhe über Hohenpeißenberg. Hier liefern stratosphärisches Aerosol, Sonnenzyklus und linearer Trend keine statistisch signifikanten Beiträge und sind deswegen nicht dargestellt.

Wie im linken oberen Teil von Abb. 6 zu sehen, liefert die lineare Regression eine recht brauchbare Annäherung an die gemessenen Gesamtozonwerte. Darunter sind die Zeitreihen der einzelnen Einflussterme dargestellt. Meteorologisch bedingte Ozonschwankungen, vor allem im Zusammenhang mit dem Polar-Eurasia Index, liefern mit ±45 DU den weitaus größten Beitrag zur Ozonvariabilität.

Langfristige meteorologische Änderungen, also Trends in den Zirkulationsindizes, tragen einen Teil zum beobachteten Gesamtozontrend bei, rund 20 DU von insgesamt 70 DU Abnahme. Der größte Teil der Gesamtozonabnahme, rund 50 DU, ist aber auf chemischen Abbau durch anthropogenes Chlor zurückzuführen (unterer Teil der Abbildung). Daneben gibt es periodische Ozonveränderungen im Bereich von ±10 bis ±20 DU durch QBO und 11-jahrigen Sonnenzyklus, sowie sporadisch erheblichen Ozonabbau nach den Vulkanausbrüchen von El-Chichon (1982) und Pinatubo (1991).

Im rechten Teil von Abb. 6 sind analoge Ergebnisse für die Temperatur in 5 km Höhe über Hohenpeißenberg dargestellt. Auch hier liefert die Regression eine sehr brauchbare Beschreibung der gemessenen Zeitreihe. Der erklärte Varianzanteil ist allerdings mit 59% nicht ganz so groß wie beim Gesamtozon, wo 81% der Varianz erklärt werden. Das liegt wohl daran, dass kleinräumige Wettersysteme, die mit den großräumigen Zirkulationsindizes nicht erfasst werden, sich stärker auf die 5 km Temperatur auswirken, als auf die Ozonschicht in der unteren Stratosphäre. Bekanntlich nimmt der Einfluss kleinräumiger Wettersysteme in der Stratosphäre wesentlich rascher mit der Höhe ab, als bei großräumigen Systemen (Andrews et al., 1987). Noch ausgeprägter als beim Ozon liefern hier die Zirkulationsindizes, vor allem der Polar-Eurasia Index, praktisch den gesamten Beitrag zur Varianz. Ein geringer, aber signifikanter Beitrag kommt offenbar auch von der QBO mit Temperaturschwankungen um ±1 K (siehe auch Coughlin und Tung, 2001). Die troposphärischen QBO-Temperaturschwankungen sind den QBO-Gesamtozonschwankungen wie üblich entgegengesetzt. Bemerkenswerterweise tritt bei der Temperatur kein signifikanter eigenständiger linearer Trendterm auf. Das bedeutet, dass die beobachtete deutliche Erwärmung fast vollständig mit dem Trend der Zirkulationsindizes, vor allem des Polar-Eurasia Index, einhergeht.

Schlussfolgerung

Die troposphärische Zirkulation hat großen Einfluss auf Ozonveränderungen auf allen Zeitskalen. Insbesondere wirkt troposphärische Klimaveränderung auch auf die Ozonschicht und damit auf die Stratosphäre. Zirkulationsindizes können Änderungen der Zirkulation und ihre Auswirkungen auf Temperatur, Tropopausenhöhe und Ozon über Mitteleuropa gut beschreiben. In der freien Troposphäre über Mitteleuropa ist es im Februar seit Ende der 60er Jahre um 3 K wärmer geworden und die Tropopause ist um 450 m nach oben gewandert. Diese Änderungen gehen mit Änderungen der Zirkulation, nämlich einer stärkeren Ausprägung der Arctic Oscillation, des Polar-Eurasia Musters, der Nord-Atlantik-Oszillation, oder verwandter Muster einher (Thompson et al., 2000, Hartmann et al., 2000). Sie tragen mit rund einem Drittel zur langfristigen Ozonabnahme über Mitteleuropa bei. Ähnliche Aussagen gelten aber auch für andere Monate, im Sommer mit etwas anderen Zirkulationsmustern (Steinbrecht und Winkler, 2000). Ozonabnahme und Zirkulationsänderungen führen zu einer Abkühlung der unteren Stratosphäre. Diese stratosphärischen Änderungen wirken in die Troposphäre zurück, weil es sich bei der Arctic Oscillation um eine troposphärisch-stratosphärisch gekoppelte Zirkulationsmode handelt. Es gibt einen engen, rückgekoppelten, wahrscheinlich nichtlinearen Zusammenhang zwischen Klimaänderung, Treibhauseffekt und stratosphärischem Ozonabbau.

Literatur

Andrews, D.G., Holton, J.R. und Leovy, C.B. (1987): Middle Atmosphere Dynamics, Academic Press, San Diego u. New York, 489 S.

Appenzeller, C., A.K. Weiss und Stähelin, J. (2000): North Atlantic Oscillation modulates total ozone winter trends, Geophys. Res. Lett., 27, 1131-1134.

Baldwin, M.P. und Dunkerton, T.J. (2001): Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes. Science, 294, 581-584.

Coughlin, K., und Tung, K.-K. (2001): QBO Signal found at the Extratropical Surface through Northern Annular Modes. Geophys. Res. Lett., 28, 4563-4566.

Dobson, G.M.B., Harrison, D.N. und Lawrence J.(1929): Measurements of the amount of ozone in the earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions, Proc. Roy. Soc. London A, 122, 456-486.

Faust, H. (1968): Der Aufbau der Erdatmosphäre, Vieweg Verlag, Braunschweig, 338 S.

Gillett, N.P., Allen, M.R., McDonald, R.E., Senior, C.A., Shindell, D.T., und Schmidt, G.A. (2002): How linear is the Arctic Oscillation response to greenhouse gases? J. Geophys.Res., 107, D3 ACL 1, 10.1029/2001JD000589.

Hartmann, D.L., Wallace, J.M. , Limpasuvan, V., Thompson, D.W.J. und Holton, J.R. (2000): Can Ozone Depletion and Greenhouse Warming Interact to Produce Rapid Climate Change? Proc. Nat. Acad. Sci., 97, 1412-1417, oder http://www.pnas.org/cgi/content/full/97/4/1412 (Dezember 2002).

NOAA-CPC (2002): NOAA Climate Prediction Center. Northern Hemisphere Teleconnection Patterns http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.html (Dezember 2002).

Perlwitz, J. und Graf, H.-F. (2001): Troposphere-stratosphere dynamic coupling under strong and weak polar vortex conditions. Geophys. Res. Lett., 28, 271-274.

Reed, R.J. (1950): The role of vertical motions in ozone-weather relationship, J. Meteor., 7, 263-267, 1950.

Steinbrecht, W., Claude, H., Köhler, U. und Hoinka, K.P. (1998): Correlations between tropopause height und total ozone: Implications for longterm changes, J. Geophys. Res., 103, 19,183-19,192.

Steinbrecht, W. und Winkler, P. (2000): Untersuchung der Zusammenhänge zwischen Ozon und Temperatur in der Stratosphäre, Ber. d. Dtsch. Wetterdienstes 210, Offenbach a. M., 67 S.

Steinbrecht, W., Claude, H., Köhler, U. und Winkler, P. (2001): Interannual Changes of Total Ozone and Northern Hemisphere Circulation Patterns, Geophys. Res. Lett., 28, 1191-1194.

Thompson, D.W.J., Wallace, J.M. und Hegerl, G.C. (2000): Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends, J. Clim., 13, 1018-1036.

Thompson, D.W.J. (2002): Annular Modes Website. http://horizon.atmos.colostate.edu/ao/ (Dezember 2002).

World Meteorological Organization (WMO) (1999): Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1998, Rep. No. 44, Global Ozone Research und Monitoring Project, Genf.

Die Anwendung der objektiven Wetterlagenklassifikation des DWD für ein empirisches Downscaling zur Erstellung von Klimakarten

P. Bissolli, E. Dittmann

Was ist „Downscaling“ ?

„Downscaling“ bedeutet wörtlich übersetzt „hinunterskalieren“. Dieser Ausdruck orientiert sich an dem in der Meteorologie sehr wichtigen Begriff des Skalenbereichs (engl.: „scale“). Atmosphärische Prozesse spielen sich nämlich in sehr unterschiedlicher räumlicher Ausdehnung ab. Das Spektrum reicht von sehr kleinräumigen Zirkulationen im Zentimeterbereich bis hin zu Luftbewegungen, welche große Teile der ganzen Erde mit ihrer gesamten Atmosphäre umfassen. Dazwischen liegen alle möglichen Abstufungen, z.B. die Bildung von Cumulus-Wolken, die typischerweise im Bereich von einigen Kilometern liegen, oder auch Tief- und Hochdruckgebiete, die bereits eine Größenordnung von einigen hundert oder tausend Kilometern umfassen.

Diese unterschiedlichen räumlichen Ausdehnungen sind häufig auch mit charakteristischen Zeitskalen verknüpft. Sehr kleinräumige Prozesse haben in der Regel auch eine kurze Lebensdauer, großräumigere eine entsprechend längere. Auch das zeitliche Spektrum umfasst einen großen Bereich, der sich von Sekundenbruchteilen (z.B. Hitzeflimmern) bis hin zu Klimaschwankungen seit Entstehung der Erde, also in der Größenordnung von Milliarden Jahren erstreckt.

Der Klimabegriff ist allerdings (zur Unterscheidung des Begriffs „Wetter“) nur im zeitlichen Skalenbereich eingeschränkt. Als Klima bezeichnet man in der Regel die Synthese des Wetters über einen Zeitraum, der lang genug ist, um dessen statistische Eigenschaften bestimmen zu können, so lautet eine Definition der Weltorganisation für Meteorologie (WMO, s. z.B. Hupfer und Kuttler, 1998). In der Praxis verwendet man dabei Zeiträume, die i.a. größer als ein Jahr sind, manchmal liegt die Grenze jedoch auch bei einem Monat oder einer Jahreszeit. Im räumlichen Bereich gibt es dagegen eine solche Abgrenzung nicht: Das Klima kann sich auf eine einzelne Klimastation oder einen beliebigen Punkt auf der Erde beziehen (Lokalklima) bis hin zu einem globalen Mittelwert. Bei jeder Mittelung über ein räumliches Gebiet oder auch beim Herausgreifen einzelner Punkte innerhalb eines Gebiets geht jedoch Information über die räumliche Variabilität des Klimas innerhalb dieses Gebiets bzw. zwischen diesen Punkten verloren, sofern es sich bei dem Gebiet nicht gerade um eine homogene Fläche mit völlig gleichartigem Klima handelt.

„Downscaling“ bezieht sich in der Klimatologie daher meist auf die räumliche Skala. Man versteht darunter einen physikalisch konsistenten Informationstransfer von einer groben auf eine höher aufgelöste Skala (vgl. Matulla et al., 2003). Ausgangspunkt ist also ein grob aufgelöstes Feld einer Klimagröße, Ziel ist es, mit einem geeigneten Verfahren und anderer zusätzlicher Information zu einem feiner aufgelösten Feld zu gelangen, das der Wahrheit möglichst nahe kommt oder zumindest physikalisch sinnvoll erscheint.

Empirisches Downscaling-Verfahren zur Erstellung von Klimadaten

Matulla et al. (2003) geben in der vorliegenden Ausgabe des Klimastatusberichts einen Überblick über die einzelnen Downscaling-Verfahren. Hier in diesem Beitrag wollen wir uns daher auf ein bestimmtes Verfahren beschränken, das den Einsatz von Wetterlagenklassifikationen berücksichtigt. Es handelt sich dabei um ein sogenanntes empirisches (statistisches) Downscaling. Im Gegensatz zum dynamischen Downscaling, wo der Zusammenhang zwischen grober und feiner Auflösung durch ein physikalisches Modell realisiert werden soll, werden beim empirischen Downscaling tatsächlich vorhandene Daten miteinander in Beziehung gesetzt. Neben den Ausgangsdaten, nämlich den grob aufgelösten Klimadaten, benötigt man dazu Zusatzinformationen über das fein aufgelöste Feld. Schematisch lässt sich dies folgendermaßen darstellen:

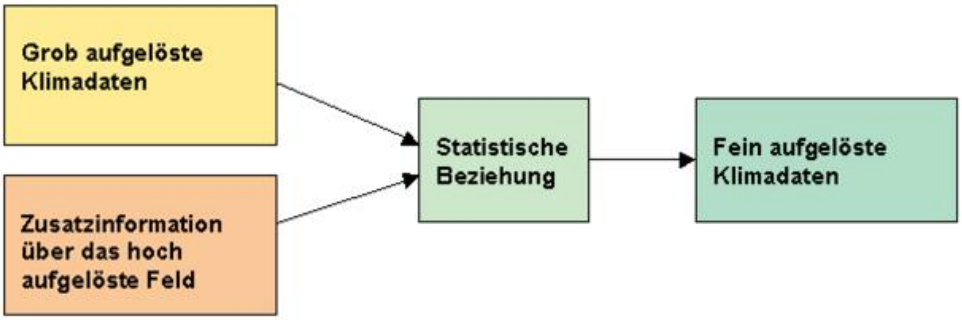


Abb. 1 Allgemeines Schema zum empirischen (statistischen) Downscaling.

Die Zusatzinformation sollte natürlich in einem sinnvollen physikalischen Zusammenhang mit den Klimadaten stehen, um auch eine physikalisch sinnvolle Beziehung abzuleiten. Ansonsten ist man bei der Wahl der Zusatzgrößen und auch bei der Wahl des statistischen Verfahrens weitgehend frei.

Downscaling lässt sich nicht nur auf Klimamodelldaten anwenden, sondern auch auf Stationsdaten. Dort wird es z.B. bei der Erstellung von Klimakarten im DWD herangezogen. Die grob aufgelösten Daten sind dann in diesem Fall die Stationsdaten, die zu erstellenden fein aufgelösten Daten sind Rasterdaten in 1 km Auflösung. Als Zusatzinformation wird z.B. die Höhe über dem Meeresspiegel für jeden Rasterpunkt verwendet. Mit Hilfe von statistischen Regressionen zwischen Klimadaten und Höhe sowie einer räumlichen Interpolation der auf Meeresniveau reduzierten Stationsdaten und anschließender Hochrechnung der interpolierten Daten von Meeresniveau auf die ursprüngliche Höhe erhält man dann die fein aufgelösten Rasterdaten. Im Einzelnen wird dieses spezielle Verfahren im Klimastatusbericht 2001 von Müller-Westermeier und Kreis (2002) mit einigen Beispielen beschrieben.

Die Verwendung von Wetterlagenklassifikationen

Mit diesem Verfahren wird zunächst noch keine Wetterlagenklassifikation verwendet. Eine so erstellte Klimakarte gibt einfach das Mittel über einen definierten Zeitraum (Monat, Jahreszeit, Jahr, mehrere Jahre) für jeden Rasterpunkt wieder, sie liefert aber noch keine Information darüber, wie dieses Mittel zustande gekommen ist. So kann z.B. eine Wintermitteltemperatur aus je einem gewissen Anteil an milden Westlagen

und kalten Hochdrucklagen herrühren, ohne dass erkennbar ist, wie die zeitliche Variabilität der Temperatur innerhalb eines Monats aussieht und durch welche Wetterlagen diese Temperaturvariationen entstanden sind.

Es liegt daher nahe, als weitere Zusatzinformation neben der Topografie (vertreten durch die Höhe über dem Meeresspiegel) auch noch witterungsklimatologische Informationen heranzuziehen. Man geht also von der sicherlich sinnvollen Annahme aus, dass nicht nur das grobskalige Stationsnetz, sondern auch das feinskalige Rasterfeld außer von der Topografie auch von der (großräumigen) Wettersituation abhängt. Möglichkeiten, diese zusätzliche Wetterlageninformation mit einzubringen, gibt es mehrere. Einige davon werden im Parallelbeitrag von Matulla et al. (2003) beschrieben.

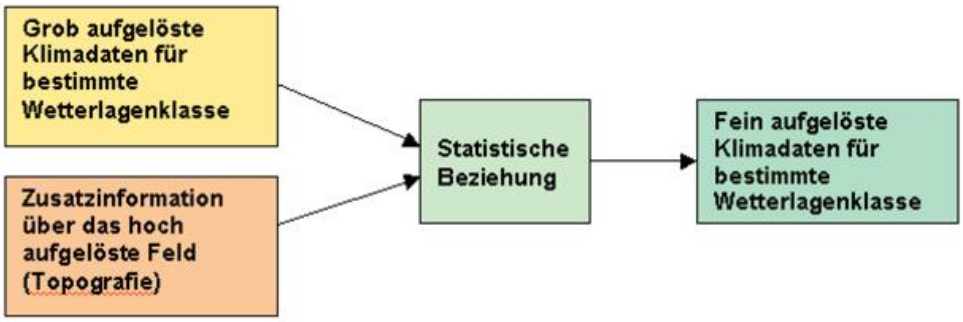


Abb. 2 Downscaling-Schema unter Nutzung einer Wetterlagenklassifikation.

Innerhalb eines Monats oder einer Jahreszeit dauert mitunter eine Wetterlage über mehrere Tage an. Oft tritt auch innerhalb eines solchen Zeitraumes die gleiche oder eine ähnliche Wetterlage mehrmals auf. Da die feinskalige Zusatzinformation (in diesem Fall die Topografie) gleich bleibt, würde man bei diesem Verfahren bei ähnlichen Wetterlagen auch ähnliche feinskalige Rasterfelder erwarten. Es bietet sich daher an, jeweils mehrere Termine zusammenzufassen, die eine ähnliche Wettersituation aufweisen. Dazu müssen alle möglichen Wetterlagen, die vorkommen können, sinnvoll in Klassen zusammengefasst werden. Dann kann über alle Termine, an denen eine bestimmte Wetterlagenklasse auftritt, an jeder Station ein Klimamittel gebildet werden. Man erhält dann für jede Wetterlagenklasse ein grobskaliges Feld, auf das man dann das oben beschriebene Downscaling anwenden kann.

Anforderungen an eine Wetterlagenklassifikation

Um eine Wetterlagenklassifikation für ein solches Verfahren einzusetzen, muss sie bestimmte Anforderungen erfüllen, es kann also keine beliebige Klassifikation sein. Die wahrscheinlich wichtigsten Anforderungen sind die Folgenden:

- Die Klassifikation sollte den gleichen Skalenbereich beschreiben wie die grobskaligen Klimadaten.
- Die verschiedenen Wetterlagenklassen sollten sich aber auch auf die feinskalige Variabilität der betrachteten Klimagröße auswirken.
- Für den Mittelungszeitraum müssen ausreichend Daten der Wetterlagenklassen vorliegen.

- Innerhalb des Mittelungszeitraumes sollte eine überschaubare Zahl von Klassen auftreten.
- Die Variabilität der betrachteten Klimagröße sollte von Wetterlagenklasse zu Wetterlagenklasse deutlich größer sein als innerhalb einer Wetterlagenklasse.

Die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD

Der Deutsche Wetterdienst betreibt als Routineprodukt eine Wetterlagenklassifikation, die sich speziell auf den Skalenbereich Deutschland bezieht. Es handelt sich um die objektive Wetterlagenklassifikation (OWLK), die in jeder Ausgabe des Klimastatusberichts als regelmäßiger Beitrag beschrieben (vgl. z.B. Bissolli und Dittmann, 2003 in dieser Ausgabe) und für Klimaüberwachungszwecke verwendet wird.

Die OWLK ist eine physikalisch orientierte Klassifikation, die über die Kriterien der Advektion (horizontale Windrichtung in 700 hPa), der Zyklonalität in 950 und 500 hPa sowie der Luftfeuchtigkeit über die gesamte Troposphäre in 40 Klassen eindeutig definiert ist. Datenbasis sind numerische Analysen (jeweils 12 UTC-Termin) und Vorhersagen des operationellen grobskaligen DWD-Wettervorhersagemodells GME, das über eine Gitterpunktweite von ca. 60 km verfügt (Majewski et al., 2001). Pro Tag liegt also jeweils eine Wetterlagenklassenangabe für ganz Deutschland vor. Das Klassifikationsgebiet umfasst Deutschland mit unmittelbar benachbarten Gebieten.

Die genannten physikalischen Größen bzw. die zugrunde liegenden Vorgänge, auf denen diese Klassifikation basiert, beeinflussen Deutschland durchaus nicht nur großräumig, sondern auch kleinräumig. So entscheidet z.B. die Advektionsrichtung, auf welcher Seite eines Mittelgebirges (Luvseite) Stauniederschläge entstehen können, die Zyklonalität entscheidet über Hebungsvorgänge in der Atmosphäre, die lokal durch orografische Einflüsse noch verstärkt werden können, und auch das Feuchteangebot ist eine wesentliche Voraussetzung für lokale Wolkenbildungsprozesse.

Obwohl jede der 40 Wetterlagenklassen eintreten kann (und auch eingetreten ist), zeigt es sich in der Praxis, dass innerhalb eines längeren Zeitraums bestimmte Wetterlagenklassen dominieren, also besonders häufig auftreten.

Variabilität innerhalb einer Wetterlagenklasse der OWLK

Wie gut sich eine Wetterlagenklassifikation für solche Zwecke eignet, sieht man meist, wenn man für charakteristische Klimagrößen die Variabilität innerhalb einer Wetterlagenklasse im Vergleich zur Gesamtvariabilität in einem definierten Zeitraum betrachtet. Als Beispiel soll dies für die Maximumtemperatur an einer deutschen Station (Stuttgart-Echterdingen) für den Monat Juni 2002 einfach und anschaulich dargestellt werden (Abb. 3).

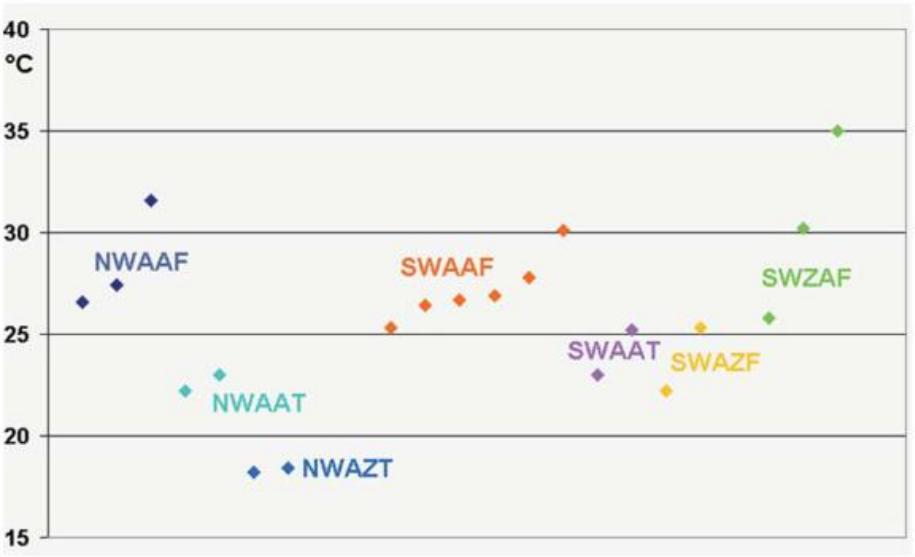


Abb. 3 Tägliche Maximumtemperatur der Station Stuttgart-Echterdingen im Juni 2002, sortiert nach Wetterlagenklassen. Dargestellt sind nur diejenigen Tage, an denen eine Wetterlagenklasse auftritt, die insgesamt mindestens zweimal in diesem Monat vorgekommen war. Zu den Bezeichnungen der Wetterlagenklassen (NWAAF usw.) vgl. den Parallelartikel von Bissolli und Dittmann, 2003 in diesem Heft.

Aus Abb. 3 ist zu entnehmen, dass innerhalb einer Wetterlagenklasse die Maximumtemperatur in der Tat nur in einem relativ eng begrenzten Bereich von meist bis zu 5 Grad liegt, während sich insgesamt in dem Monat dieser Bereich von 18 bis 35°C, also über mehr als das Dreifache erstreckt, wobei einzelne Tage, an denen die Maximumtemperatur noch niedriger war, hier schon weggelassen wurden, da die zugehörige Wetterlagenklasse nur einmal im Monat auftrat und daher über solche Fälle keine Variabilitätsaussagen getroffen werden können.

Manche Temperaturbereiche werden offenbar nur von ganz bestimmten Wetterlagen abgedeckt, es kommen aber auch bei ähnlichen Wetterlagen (z.B. NWAAF und SWAAF, beide sind hochreichend antizyklonal und feucht) Überlappungen vor. In diesen Fällen zeigen sich aber meist noch Unterschiede bei anderen Klimagrößen und zu anderen Jahreszeiten.

Klimakarten für verschiedene Wetterlagen

In den Abb. 4 und 5 werden nun als Ergebnis des hier vorgestellten Verfahrens Klimakarten der mittleren Niederschlagshöhe im Sommer in Deutschland für zwei verschiedene Wetterlagenklassen der OWLK gezeigt. Als Wetterlagenklassen wurden unter den 40 Klassen der OWLK zwei ausgewählt, die sehr unterschiedliche Merkmale aufweisen und auch relativ häufig in diesem Zeitraum vorgekommen waren. Es handelt sich dabei um folgende Klassen:

- NWAAF (Nordwest, antizyklonal in 950 und 500 hPa, feucht),
- SWZZF (Südwest, zyklonal in 950 und 500 hPa, feucht).

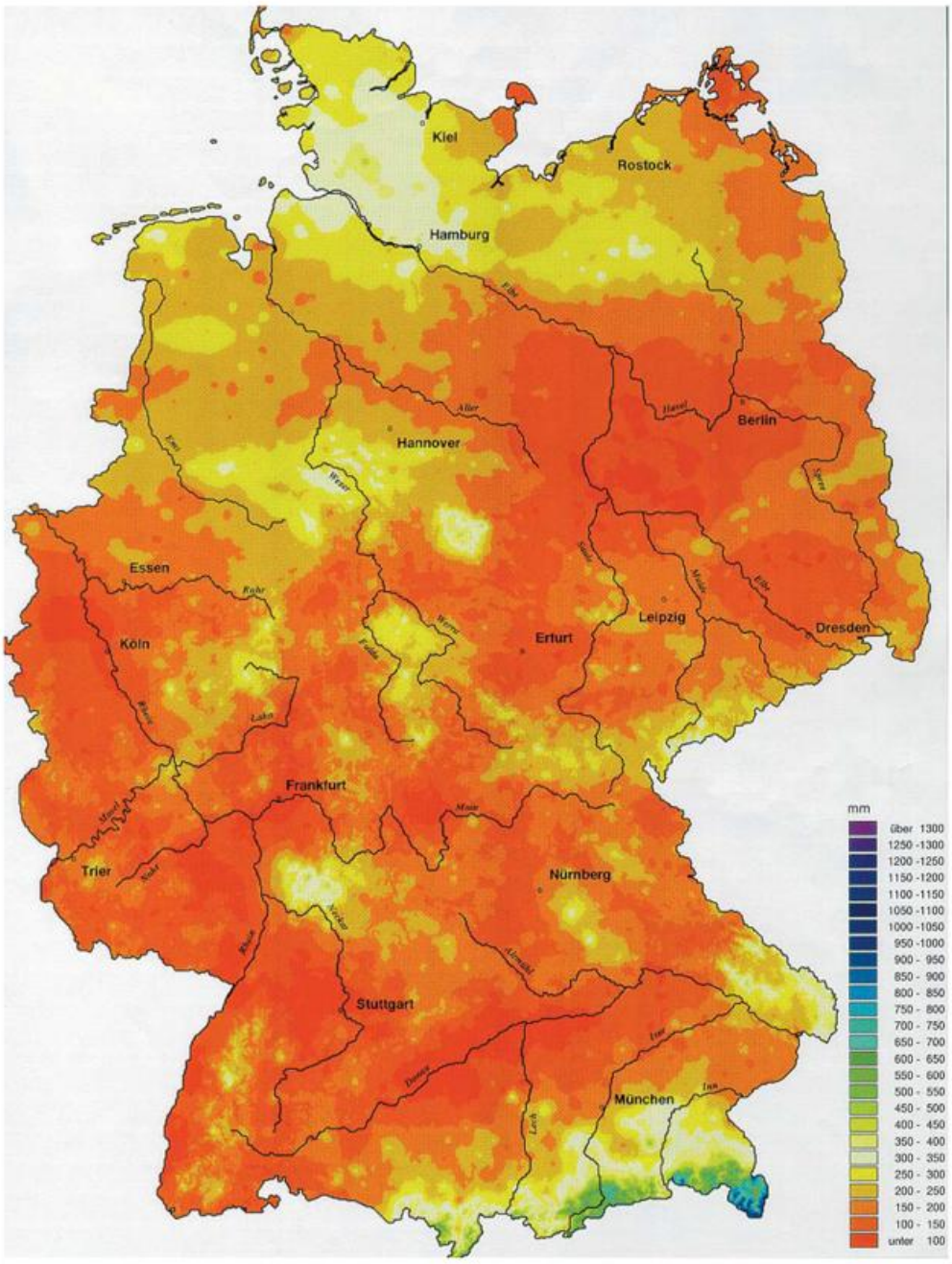


Abb. 4 Die mittlere Niederschlagshöhe im Sommer (vieljähriger Zeitraum), für die Wetterlagenklasse NWAAF.

Wie zu erwarten war, zeigen sich deutliche Unterschiede zwischen den beiden Wetterlagenklassen, sowohl bezüglich der absoluten Niederschlagshöhe als auch der räumlichen Niederschlagsverteilung. So ist natürlich in ganz Deutschland bei der zyklonalen Wetterlage die mittlere Niederschlagshöhe deutlich größer als im antizyklonalen Fall. Bei näherem Hinsehen macht sich jedoch auch die unterschiedliche Anströmrichtung bemerkbar. Bei NWAAF ist in der Nähe der Elbemündung ein relatives räumliches Niederschlagsmaximum erkennbar, bedingt durch das Einfließen feuchter Luftmassen von der Nordsee her, das sich bei SWZZF nicht zeigt. Andererseits fällt bei der Südwestlage SWZZF die relativ hohe Niederschlagsmenge im Schwarzwald auf, die hier vergleichbar mit der Menge über den Alpen ist, während bei NWAAF der Schwarzwald wesentlich geringere Niederschläge als über den Alpen aufweist. Diese

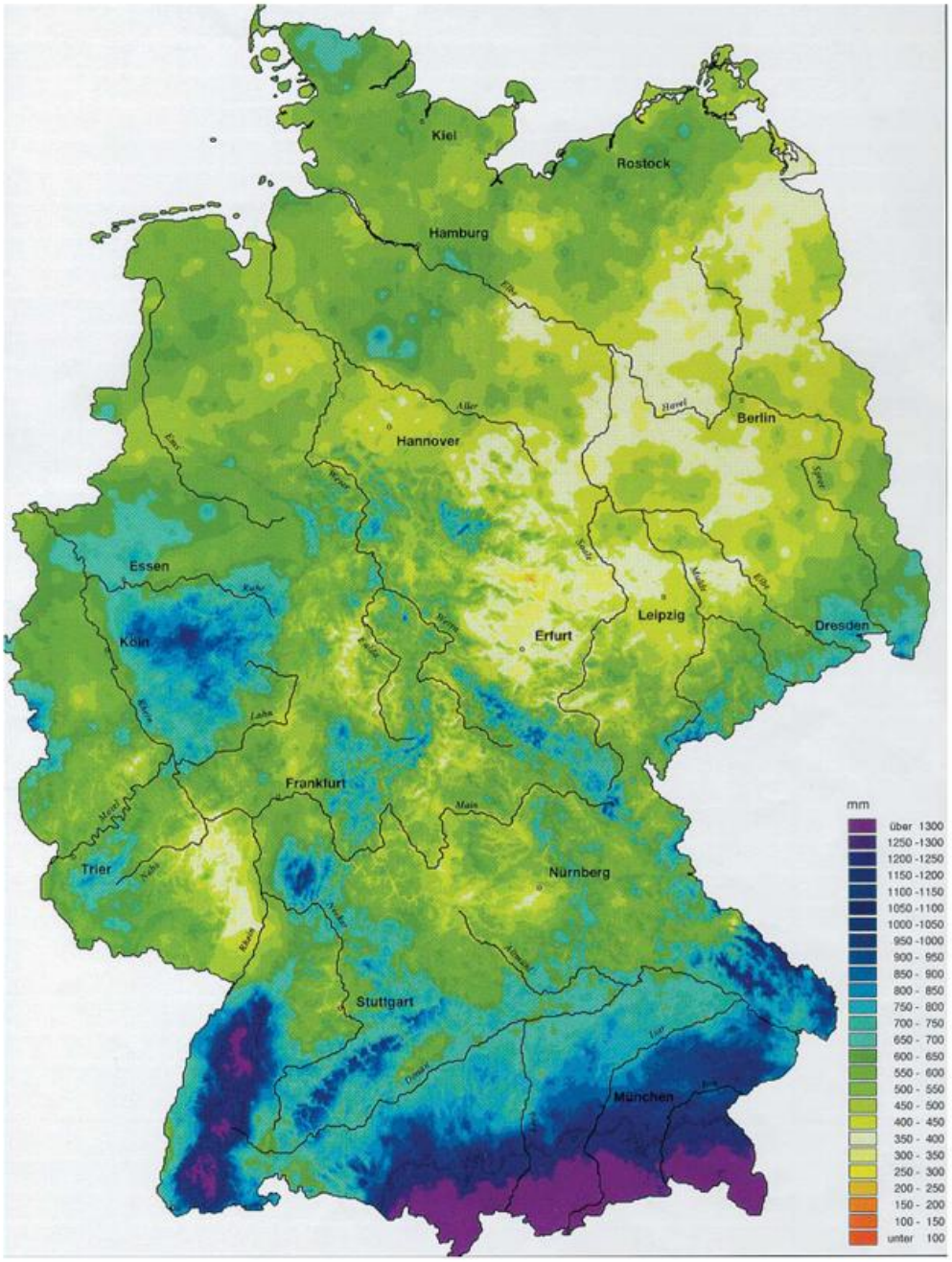


Abb. 5 Die mittlere Niederschlagshöhe im Sommer (vieljähriger Zeitraum), für die Wetterlagenklasse SWZZF.

Phänomene betreffen natürlich nicht nur einzelne Stationen, sondern sie wirken sich entsprechend der Höhenlage der einzelnen Rasterpunkte insgesamt auf den kleinräumigen Skalenbereich aus.

Sicherlich hat dieses relativ einfache Downscaling-Verfahren auch seine Schwächen, da nur die Höhe über dem Meeresspiegel als Zusatzinformation über den kleinräumigen Skalenbereich hinzugezogen wurde. Weitere Größen wie z.B. die Exposition der Gebirge oder auch die Kontinentalität würden wahrscheinlich noch bessere Ergebnisse liefern. Voruntersuchungen haben jedoch gezeigt, dass bei vielen Klimaelementen, insbesondere auch beim Niederschlag, die Höhe der dominierende kleinräumige Faktor ist, großräumig gesehen dagegen die jeweilige Verteilung der Wetterlagen.

Literatur

Bissolli, P., Dittmann, E. (2003): Objektive Wetterlagenklassen. Klimastatusbericht des DWD 2002.

Hupfer, P., Kuttler, W. (Hrsg. 1998): Witterung und Klima. 10. Auflg., Teubner Stuttgart, Leipzig.

Majewski, D., Müller, A., Ritter, B. (2001): Kurze Beschreibung des Global-Modells GME und seiner Datenbanken auf dem Datenserver (DAS) des DWD. DWD-interne Zusammenstellung, erhältl. beim DWD, Referat FE13.

Matulla, C., Penlap, E.K., Storch, H.v. (2003): Empirisches Downscaling – Überblick und zwei Beispiele. Klimastatusbericht des DWD 2002.

Müller-Westermeier, G., Kreis, A. (2002): Die bodennahe Lufttemperatur und der Niederschlag im 20. Jahrhundert dargestellt anhand von Karten. Klimastatusbericht des DWD 2001, 12-19.

Climate Information and Prediction Services (CLIPS): WMO's programme to strengthen climate services

P. Hechler

The Beginning

When 12th Congress of WMO in June 1995 discussed the future of climate applications and services, the significant advances both in climate sciences as well as in communication and information technology had been pointed out. Congress considered the outstanding role climate services might play to improve economic and social decision making through the provision of state-of-the-art climate information and predictions and - in consequence - created the, Climate Information and Prediction Services (CLIPS)' project (see Infobox, further information can be found at *(http://www.wmo.ch/web/wcp/clips2001/html/index.html).*

Current key activities

Practical experiences made in the first years of CLIPS suggest that the provision of *effective training* within National Meteorological and Hydrological Services (NMHS) represents a key issue to improve climate information and prediction services as well as to benefit appropriately from related developments.

It was therefore concluded that the development of expertise plays a prominent role within CLIPS. The concept of *CLIPS Focal Points (FP's)* have been set up: NMHSs are asked to identify individuals on whom CLIPS-related training has to be focussed. Once properly trained the FP's act as the nucleus for building up CLIPS-related activities within NMHSs. FP's can therefore play an important role in interpreting global scale forecasts for regional/national purposes, in summarising and explaining climate events, in developing climate services and in creating interfaces to the users.

In parallel a Web-based teaching resource is in evolution in order to develop skills of the FP's: the *CLIPS Curriculum.* Consisting of modules (lessons) the whole range of recent climate services is addressed. In a later state the Curriculum may also be used to assist the end users of climate services.

The strategy of CLIPS FP's and the CLIPS Curriculum has meanwhile been implemented and dedicated *CLIPS Training Workshops* were held.

Seasonal to interannual predictions (SIP) play an prominent role in the provision of climate services. CLIPS provides the framework to define and fulfil related scientific and infrastructural requirements in order to improve the skill and quality of such predictions and, in particular, to submit it efficiently to the user community.

Regional Climate Outlook Fora (COF), which have provided a major development line towards CLIPS-related issues in many parts of the world, aiming at the formulation of a consensus (seasonal) forecast for a given region. The fora provide an opportunity to facilitate co-operation amongst researchers, 'climate forecasters' and users. The fora furthermore stimulate regional capacity building and improvements in dissemination techniques and provide good opportunities for pilot projects and general co-operation.

THE WMO CLIPS project
A new step in the provision of climate services

Climate services can be defined as the delivery of climate information using past climatological records, contemporary climate monitoring and predictions of expected conditions in the future and the application of this information to various socio-economic sectors including agriculture, water resources, energy planning, natural resources management, transportation, commercial applications, human health and tourism.

*Implemented by WMO-Congress XII (June 1995) the GOAL of the CLIPS project (**CL**imate **I**nformation and **P**redictions **S**ervices) is to develop the capacity of the National Meteorological and Hydrological Services to exploit the recent technological advances in the processing and delivery of climate information and prediction and pass on the benefits to the user community.*

The main **objectives** are:

To demonstrate the value and socio-economic benefits of climate information and prediction services
To provide an international framework to enhance and promote climate information and prediction
To promote the science of Seasonal to Interannual Prediction (SIP) and to develop related infrastructure for operational SIP
To develop the concept of Regional Climate Centres.

In order to meet the CLIPS goal and objectives, four Components have been defined for execution:

- Training
- Demonstration/Pilot projects
- Liaison with research programmes
- Networking.

COF have - up to now - successfully been performed in Africa, South-East-Asia as well as in Middle- and South America.
In the context of the *Regional Climate Centre (RCC)* issue, which is meanwhile broadly discussed within WMO, the definition of related SIP RCC-functionality's is currently on the agenda. This comprises the designation of some institutes/institutions to provide SIP-products on a global scale and a concept to interpret these predictions for national/regional scales (e.g. by a dedicated RCC-functionality). Finally NMHSs have the ultimate responsibility to deliver SIP products towards the users.

Further RCC services will be defined in the climate information domain (data, monitoring, applications).

RCCs might also form basic components of a *network* structure of co-operation CLIPS is aiming at for the benefit of all NMHSs. This approach ensures in the long-term perspective, that e.g. powerful NMHSs may concentrate on resource-consuming applications/services (e.g. SIP, processing of satellite data for climatology etc.) whilst smaller NMHSs contribute special features of their know-how to the network. Simultaneously all NMHSs would be able to provide the full suite of climate services from the network to their users. In this respect CLIPS stimulates and promotes *demonstration and pilot projects.*

Finally steps have been taken to strengthen and to extend the *links of CLIPS to the research community* and especially to the World Climate Research Programme in order to achieve maximum benefit for climate services from recent scientific findings.

DWD's engagement

Especially as the decision to set up the CLIPS programme happened to coincide with the restructuring of DWD in autumn 1995, the implementation of the CLIPS programme in Europe was a strategic goal of the newly established Department Climate and Environment right from the beginning. In the meantime lots of related activities and initiatives have been started by DWD, which in 2003 will be highlighted with the organisation of an European CLIPS Workshop.

DWD's strategy aims at improving its climate services for the benefit of the users by translating the spirit of CLIPS into DWD's activities (see Klimastatusbericht (KSB), 1997), by developing the idea of an international task sharing through a network of Regional Climate Centres (RCC; the concept will be introduced in more detail in the KSB 2003) and by consolidating and strengthening DWD's international position with the implementation of an European RCC functionality on Climate Monitoring in Offenbach. For the latter task, dedicated projects are already on their way: the SAF on Climate Monitoring (see KSB 1997, 1999 and 2000) and the ECSN project Generate Climate Monitoring Products (see KSB 2001).

Literatur

Klimastatusberichte des DWD 1997, 1999, 2000, 2001 erschienen im Selbstverlag des Deutschen Wettedienstes

Überwachung der Radioaktivität in der Atmosphäre durch den Deutschen Wetterdienst

T. Steinkopff

Aufgabenstellung

Die aktuelle Wettervorhersage oder die Klimaveränderung sind Fragestellungen, die selbstverständlich zum Aufgabenspektrum des Deutschen Wetterdienstes (DWD) gezählt werden. Weitgehend unbekannt ist allerdings der Gesetzesauftrag an den DWD aus dem Jahr 1955, die Atmosphäre auf Radioaktivität zu überwachen. Nach 1945 wurde insbesondere die nördliche Hemisphäre mit Radionukliden aus dem Fallout von Kernwaffenversuchen der ehemaligen Sowjetunion und der USA in zunehmendem Maß belastet. Zur kontinuierlichen Überwachung wurde der DWD gemäß der Gesetzesnovelle vom 8.August 1955 (BG Bl.I S.506) zum Wetterdienstgesetz des Jahres 1952 (BG Bl.I S.739) mit der „Überwachung der Atmosphäre auf radioaktive Beimengungen und deren Verfrachtung" beauftragt. Dieser gesetzliche Auftrag wurde auch im Gesetz über den Deutschen Wetterdienst von 1998 und auch im Strahlenschutzvorsorgegesetz, das angesichts der Reaktorkatastrophe von Tschernobyl im Dezember 1986 verabschiedet wurde, festgeschrieben.

Aerosol	Gase mit festen oder flüssigen Schwebeteilchen
Aktivität	Anzahl der je Sekunde zerfallenden Atomkerne eines radioaktiven Stoffes
Alphastrahler	Radionuklide, die Alphateilchen (Heliumkerne) aussenden
Becquerel (Bq)	Einheit der Aktivität eines Radionuklids. Die Aktivität beträgt 1 Becquerel, wenn von der vorliegenden Menge eines Radionuklids 1 Atomkern pro Sekunde zerfällt
Betastrahlung	Teilchenstrahlung, die aus beim radioaktiven Zerfall von Atomkernen ausgesandten Elektronen besteht
Dosis	Maß für eine näher anzugebende Strahlenwirkung
Gammastrahlung	Energiereiche elektromagnetische Strahlung, die bei der radioaktiven Umwandlung von Atomkernen oder bei Kernreaktionen auftreten kann
Halbwertszeit	Die Zeit, in der die Hälfte der Kerne eines Radionuklids zerfällt
Kosmische Strahlung	Sehr energiereiche Strahlung aus dem Weltall
Terrestrische Strahlung	Strahlung der natürlich radioaktiven Stoffe, die überall auf der Erde vorhanden ist
Radioaktivität	Eigenschaft bestimmter Stoffe, sich ohne äußere Einwirkung umzuwandeln und dabei eine charakteristische Strahlung auszusenden

Bereits 1956 nahm das Wetteramt Schleswig als erste Radioaktivitätsmessstation des Messnetzes, abgesehen von der Zentrale in Königstein bei Frankfurt a.M., seine Messaufgaben wahr. Der DWD blickt somit im Jahr 2002 auf eine 47-jährige Geschichte seiner Radioaktivitätsmessungen zurück. Für den weiteren Aufbau des Radioaktivitätsmessnetzes standen die rund um die Uhr besetzten Stationen des synoptisch-klimatologischen Messnetzes des DWD zur Verfügung. Jede Station war kommunikationstechnisch an die Zentrale in Offenbach angebunden. Der operationelle Betrieb und die kontinuierliche Übertragung von Messwerten gehörten zur täglichen Routine des Stationspersonals.

Natürliche und künstliche Radioaktivität in der Atmosphäre

Die Bestimmung des Untergrundpegels der Umweltradioaktivität und die Erfassung von Veränderungen setzt die Unterscheidung zwischen natürlichen und künstlichen, das heißt von Menschen produzierten (kerntechnische Anlagen) bzw. angereicherten Radionukliden (z.B. Uranbergbau), voraus.

Die natürliche Radioaktivität ist die Folge von radioaktiven Zerfallsprozessen im Boden und der kosmischen Strahlung. Als Radium- und Thorium-Emanation entweicht radioaktives Radon-220 bzw. Radon-222 dem Erdboden; deren Zerfallsprodukte lagern sich an den atmosphärischen Aerosolpartikeln an. Diese bestimmen den weiteren Verfrachtungsweg der Radonfolgeprodukte mit größerer Halbwertszeit. Je nach Wetterlage werden die Aerosolpartikeln horizontal und vertikal verfrachtet und kehren schließlich durch trockene Ablagerung oder durch die auswaschende Wirkung des Niederschlags zum Boden zurück, um dann mit dem Eindringen des Niederschlags in den Erdboden zu versickern. Entsprechend diesem Kreislauf hat die natürliche Radioaktivität ihre höchste Konzentration in Bodennähe.

Niederschläge, Frost und Schneebedeckung bewirken eine Herabsetzung der Konzentration in der bodennahen Luft. Wind und Sonnenschein bei trockenem Boden sowie Inversion in unteren Schichten fördern die Konzentration. Meeresluftmassen weisen eine deutlich geringere Aktivitätskonzentration auf als Festlandsluft.

Auch durch die kosmische Strahlung werden radioaktive Isotope erzeugt. Beryllium-7 und Kohlenstoff-14 zum Beispiel werden in der Stratosphäre gebildet und durch den Austausch zwischen der Stratosphäre und der Troposphäre in die Troposphäre transportiert.

Ein anderes Verhalten zeigt die künstliche Radioaktivität, die in Auswirkung von Atombombenversuchen oder Reaktorunfällen in der Atmosphäre auftrat (Hinzpeter et al., 1959). Der Anteil, bei dem die Sedimentation der Teilchen aufgrund der Schwere keine Rolle spielt, bleibt lange schwebend in der Luft und wird entsprechend den atmosphärischen Strömungen horizontal und vertikal verfrachtet. Für die Reinigung der Troposphäre wird in erster Linie der Niederschlag (Regen, Schnee) verantwortlich gemacht. Durch Rain-Out bzw. Wash-Out gelangen die radioaktiven Teilchen zum Erdboden, um dann mit dem Regen im Boden zu versickern. Der Aufenthalt und die Wirksamkeit der Partikel werden bestimmt durch den Luftaustausch Stratosphäre-Troposphäre und den radioaktiven Zerfall.

Messungen

Die Aufgabe des DWD besteht in der kontinuierlichen Messung der Radioaktivität in der Atmosphäre. Dadurch wird der Grundpegel erfasst und jegliche Änderung dieses Pegels durch erhöhte natürliche oder künstliche Radioaktivität festgestellt.

Im Rahmen der Radioaktivitätsüberwachung wurde seit 1957 die Gesamtbetaaktivität der Luft und im Niederschlag gemessen. Zwischen dem Anteil der natürlichen und dem Anteil der künstlichen Radioaktivität konnte durch eine Messung unmittelbar

nach Beendigung der Probeentnahme nicht unterschieden werden. Da die einzelnen Radionuklide, die im wesentlichen für die natürliche Radioaktivität verantwortlich sind (Radon-222, Blei-214, Wismut-214), nur kurze Halbwertszeiten haben, spielt deren Radioaktivität nach kurzer Zeit keine große Rolle mehr. Daher wurde die Messung nach einer Wartezeit von 48 bzw. 120 Stunden verzögert durchgeführt. Die dann resultierenden Messergebnisse wurden der künstlichen Radioaktivität und der langlebigen natürlichen Radioaktivität zugeordnet. Direkte Messungen der Aktivitätskonzentration einzelner Radionuklide waren nur durch aufwändige radiochemische Trennverfahren möglich. Diese Verfahren waren beschränkt auf Proben am Standort des Radiochemischen Labors zunächst Königstein im Taunus, dann Offenbach a.M. Später wurde ein Verfahren eingesetzt, das durch direkte Messung der Gammastrahlung eine parallele, zerstörungsfreie Bestimmung einzelner Radionuklide erlaubte (Gammaspektrometrie). Dieses Verfahren gehört heute zum Standard.

Abb. 1 zeigt die über alle Stationen gemittelte Gesamtbetaaktivität im Niederschlag von 1957 bis 2001. Die drei Maxima lassen sich direkt mit der Anzahl der Kernwaffenversuche der USA und der damaligen Sowjetunion in den Jahren 1957/1958 und 1962/1963 bzw. dem Reaktorunfall von Tschernobyl im Jahr 1986 korrelieren. Nachdem 1963 das Abkommen über das Verbot zur Durchführung von Kernwaffenversuchen in der Atmosphäre von fast allen Staaten unterzeichnet und eingehalten wurde, nahm auch der Anteil der künstlichen Radioaktivität in der Luft und im Niederschlag deutlich ab. Die Auswirkungen der von der Volksrepublik China in der Atmosphäre durchgeführten Kernwaffenversuche waren als geringe Erhöhungen der Messwerte in den Jahren 1977 und 1981 festzustellen (Kiesewetter, 1981).

Fall-out	Radioaktives Material, das nach einer Freisetzung in die Atmosphäre auf die Erde zurückfällt
Rain-out	Ausregnen von radioaktiven Aerosolpartikeln. Anlagerung von atmosphärischen Spurenstoffen innerhalb einer Wolke in Wolkentröpfchen.
Rückwärtstrajektorie	Berechnung des Transportswegs von Luftmassen ausgehend von einem Ankunftsort, um die Quelle abzuschätzen
Vorwärtstrajektorie	Berechnung des Transportwegs von Luftmassen ausgehend von einem Quellort, um die Verfrachtungsrichtung und die Transportzeiten abzuschätzen
Wash-out	Auswaschen von radioaktiven Aerosolen durch Regen

Gemäß der 1976 novellierten Strahlenschutzverordnung wurden im Rahmen der Kernkraftwerksüberwachung niedrigere Nachweisgrenzen für die eingesetzten Messverfahren gefordert. Für die allgemeine Radioaktivitätsüberwachung wurden diese Forderungen in Bezug auf die im DWD eingesetzten Messverfahren übernommen und damit ein höherer Qualitätsanspruch an die Leistungsfähigkeit der Messsysteme und der Probeentnahmeverfahren gestellt. Trotz dieser höheren Ansprüche im Strahlenschutz war gleichzeitig der Stellenwert der Aufgabe zur allgemeinen Radioaktivitätsüberwachung in den frühen 80er Jahren stark gesunken, da eine umfassende Kontamination der Umwelt unwahrscheinlich schien.

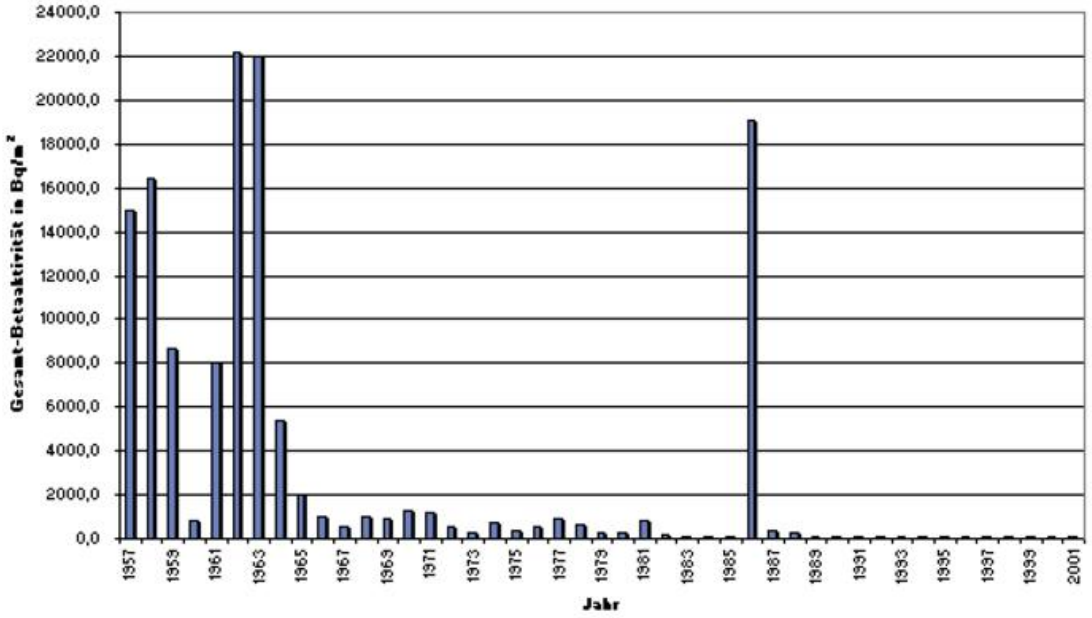


Abb. 1 Gesamtbetaaktivität im Niederschlag.

Dies änderte sich durch den Reaktorunfall von Tschernobyl. Mit den 1986 zur Verfügung stehenden Messgeräten wurde die aerosolpartikelgetragene Radioaktivität an den 12 Messstationen des DWD im Zwei-Stunden-Takt direkt ermittelt und der Durchgang der radioaktiv kontaminierten Luftmassen bestimmt. Der Effekt der künstlichen Radioaktivität war in diesem Fall deutlich höher als der durch die natürliche Radioaktivität verursachte Effekt. Am Beispiel der Messstation Regensburg wird dies in Abb. 2 anhand der direkt gemessenen Beta-Aktivität gezeigt (Steinkopff 1987).

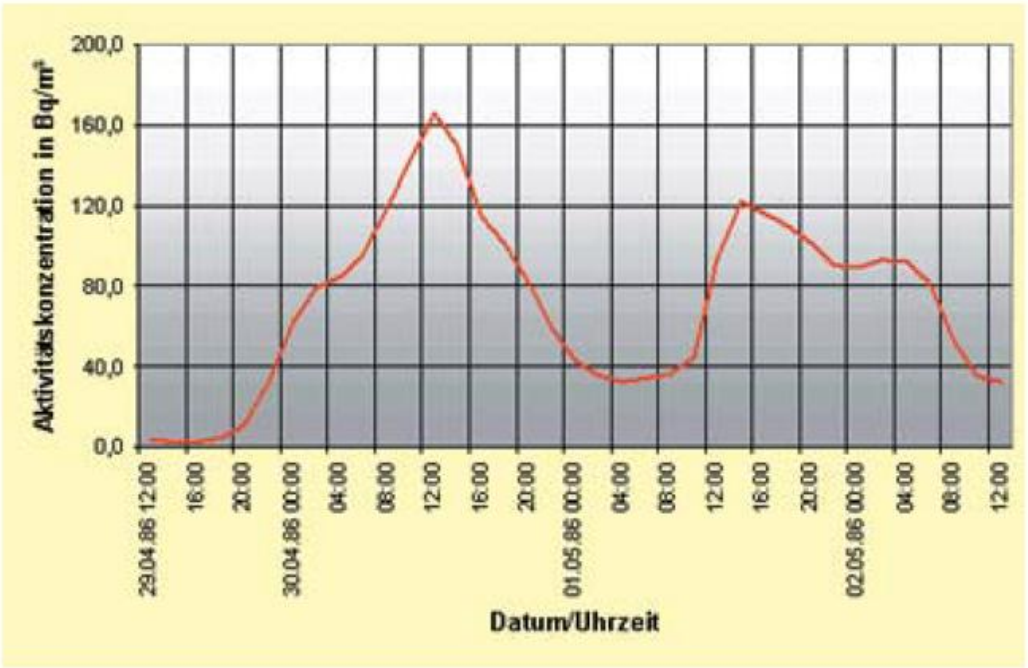


Abb. 2 Messwerte der Luft in Regensburg.



Abb. 3 Radioaktivitätsmessnetz des DWD
1 Zentrallabor
20 Spurenmessstellen
20 Messstellen für Luft und Niederschlag
4 Sammelstellen für Niederschlag

Auch standen Ergebnisse für einzelne Radionuklide nach gammaspektrometrischer Messung von Schwebstofffiltern, Adsorbern für gasförmiges Iod und von Niederschlag zur Verfügung.

Überwachungskonzept nach Tschernobyl

Als direkte Folge der Erfahrungen aus dem Reaktorunfall von Tschernobyl wurde am 31.12.1986 das Strahlenschutzvorsorgegesetz (StrVG) in Kraft gesetzt. Gemäß StrVG, §11 Abs.1 Nr.1 sind die Überwachungsaufgaben des DWD erneut festgeschrieben. Danach ist der DWD für die Radioaktivitätsmessung von Luft und Niederschlag sowie für die Erstellung von Ausbreitungsprognosen zuständig. Weiterhin wurde dem DWD gemäß einer Rechtsverordnung die Aufgabe übertragen, Spurenmessungen der Luft, mit Aktivitätskonzentrationen kleiner als 100 $\mu Bq/m^2$, in Berlin und Offenbach durchzuführen.

Gleichzeitig mit der Verabschiedung des Strahlenschutzvorsorgegesetzes wurden die Grundsteine zum Aufbau des Integrierten Mess- und Informationssystems zur Überwachung der Umweltradioaktivität (IMIS) gelegt. Alle Aufgaben der im IMIS beteiligten Bundes- und Länderbehörden sind in der Allgemeinen Verwaltungsvorschrift zum Strahlenschutzvorsorgegesetz (AVV-IMIS) festgeschrieben (AVV-IMIS, 1995, Bühling und Hornung-Lauxmann, 1995).

Innerhalb des IMIS sind die meteorologischen Ausbreitungsprognosen und frühzeitig erfasste nuklidspezifische Messwerte der Aktivitätskonzentrationen der Luft von zentraler Bedeutung, da auf der Basis dieser Messwerte erste radiologische Prognosen nach dem vom Bundesamt für Strahlenschutz genutzten Berechnungsmodell „Programmsystem zur Abschätzung und Begrenzung radiologischer Konsequenzen" (PARK) erstellt werden. Die Ergebnisse von Ausbreitungsprognosen des DWD, Trajektorien- und Dispersionsrechnungen, sind schon im Vorfeld einer sich anbahnenden Kontamination entscheidende Hilfen für die Empfehlung der zu treffenden Schutzmaßnahmen und für die Alarmierung der mit Radioaktivitätsmessungen beauftragten Institutionen. Die Dichte des Radioaktivitätsmessnetzes des DWD resultierte aus den Forderungen, das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland großräumig zu überwachen und radioaktive Schadstofffahnen auch aus grenznahen, ausländischen Quellen zu erfassen. Das Radioaktivitätsmessnetz besteht heute aus 40 Messstellen, die gleichmäßig über das Gebiet Deutschlands verteilt sind (Abb. 3).

Spurenmessungen

Speziell durch die Spurenanalyse der Luft lassen sich extrem niedrige Werte mit 0,1 $\mu Bq/m^3$ für die Aktivitätskonzentrationen der Luft nachweisen. Die Spurenanalyse begründet sich im Normalbetrieb nicht auf die dosisrelevanten Überlegungen der Strahlenschutzverordnung sondern auf die in §1 (Zweckbestimmung) des Strahlenschutzvorsorgegesetzes (StrVG) ausgeführte Aufgabe, die Radioaktivität in der Umwelt zu überwachen. Dazu gehört eine dem Stand der Wissenschaft entsprechende Feststellung des nuklidspezifischen Untergrundpegels, um kleinste Veränderungen, ob spontan oder im Langzeittrend, erkennen zu können. Ist der Nullpegel in einem



Abb. 4 Ergebnisse der Spurenmessungen.

Umweltmedium bekannt, sind oft geringste Spuren zusätzlich eingetragener künstlicher Radionuklide identifizierbar. Die frühzeitige Erkennung von Spalt- und Aktivierungsprodukten auf Spurenniveau lässt u.U. auch eine direkte Identifikation einer Emissionsquelle zu, so dass im Falle einer zu befürchtenden massiven Kontamination Vorwarnzeit gewonnen werden kann. Insbesondere die Kopplung von Messergebnissen für aerosolpartikelgbundene Radionuklide mit der Analyse der meteorologischen Lage hilft, erste Überlegungen zur Herkunft erhöhter Aktivitätskonzentrationen anzustellen (Steinkopff, Wershofen, Winkler, 1999).

Im Normalbetrieb stehen täglich Messwerte für den Luftbereich und den Niederschlag zur Verfügung. Bei kurzen Probeentnahmezeiten und kurzen Messzeiten liegt die Schwelle zur Erkennung von künstlicher Radioaktivität vergleichsweise hoch. Für die Spurenmessungen sind mindestens Probenentnahmeintervalle von einer Woche für die Luft oder eine Woche für den Niederschlag sowie lange Messzeiten und möglichst große Probenmengen erforderlich.

Seit dem Reaktorunfall von Tschernobyl hat es allerdings keinen vergleichbar hohen Eintrag von künstlicher Radioaktivität in die Atmosphäre gegeben. Aktuell resultieren routinemäßig lediglich Messwerte der natürlichen Radioaktivität mit den schon in der Literatur (Hinzpeter, 1961) beschriebenen charakteristischen Tages-, Wochen- und Jahresgängen. Diese sind abhängig vom Anteil der Aerosolpartikel, an die sich die Radonfolgeprodukte Blei-210, Blei-214, Wismut-214, Polonium-214 und Polonium-218 anlagern können. Dieser Anteil wiederum hängt von den meteorologischen Bedingungen (Sonneneinstrahlung, Regen, Schneebedeckung, Wind) und zivilisatorischen Einflüssen (Heizperiode) ab.

Mittels der Spurenanalyse wurden 1998 von einem Großteil der europäischen Spurenmessstellen, so auch von den süddeutschen Messstellen des DWD, eine erhöhte Aktivitätskonzentration von Cäsium-137 in der Luft gemessen (Abb. 4). Dabei handelte es sich lediglich um Messwerte in der Größenordnung von 20 µBq/m3, also

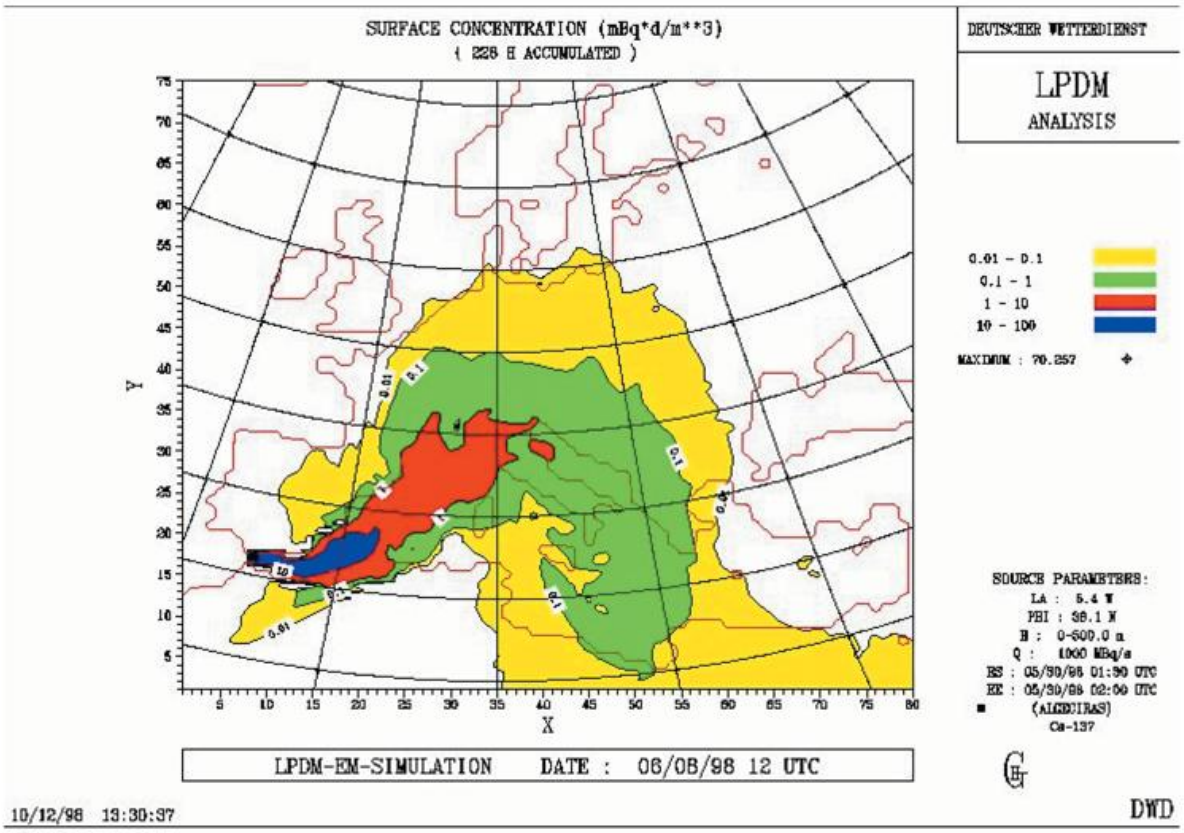


Abb. 5 Ausbreitungsrechnung mit dem Lagrangeschen Partikel Dispersions Modell (LPDM) basierend auf archivierten meteorologischen Daten - akkumulierte Bodenkonzentration von Cäsium-137 nach der Freisetzung aus einer Stahlschmelzanlage in Algeciras/ Spanien.

ein Millionstel des Wertes, der als Folge von Tschernobyl gemessen wurde. Mittels Rückwärtstrajektorien wurde die Herkunftsrichtung bestimmt, der Freisetzungsort war allerdings nicht auszumachen. Wenige Tage später wurde von den spanischen Behörden die Freisetzung von Cäsium-137 aus einer Stahlschmelze in Algeciras /Spanien gemeldet. Eine Strahlenquelle war unerkannt eingeschmolzen worden. Retrospektiv ließ sich die Verfrachtung ausgehend von Algeciras in zunächst östlicher, dann nordöstlicher Richtung anhand der Messergebnisse der europäischen Spurenmessstellen und der eigenen Messergebnisse nachvollziehen und anhand der archivierten meteorologische Daten eine Ausbreitungsprognose erstellen, die den tatsächlichen Gegebenheiten sehr gut entsprach (Abb. 5).

Seit dem Jahr 2000 werden auch im Rahmen des „Global Atmosphere Watch Programms“ der Weltorganisation der Meteorologie (WMO) Spurenmessungen an der Umweltforschungsstation Schneefernerhaus/Zugspitze durchgeführt. Dazu zählen die Radonfolgeprodukte, Beryllium-7, Kohlenstoff-14 und Krypton-85. Das Radionuklid Krypton-85 wird bei der Wiederaufarbeitung von Kernbrennstoffen freigesetzt. Die Messreihe des DWD auf der Zugspitze für das Jahr 2001 gibt den aktuellen Pegel mit ca. 1,2 Bq/m^3 Luft wieder (Abb.6). Gezeigt sind die Messwerte und die Messunsicherheiten.

Gelegentliche Erhöhungen sind meist direkt mit den genehmigten Emissionen der Wiederaufarbeitungsanlagen LaHague/Frankreich oder Sellafield/Großbritannien zu korrelieren. Seit den 70er Jahren lässt sich durch Messungen des Instituts für Atmo-

sphärische Radioaktivität (IAR) insgesamt eine leichte Zunahme der Aktivitätskonzentration deutlich feststellen (Sartorius und Weiss, 1999).

Die Messungen auf der Zugspitze sollen zur genauen Identifizierung der Herkunft der Luftmassen beitragen. Dies unterstützt die Interpretation der Ergebnisse aus den Untersuchungen über die klimarelevanten Schadstoffe in der Atmosphäre.

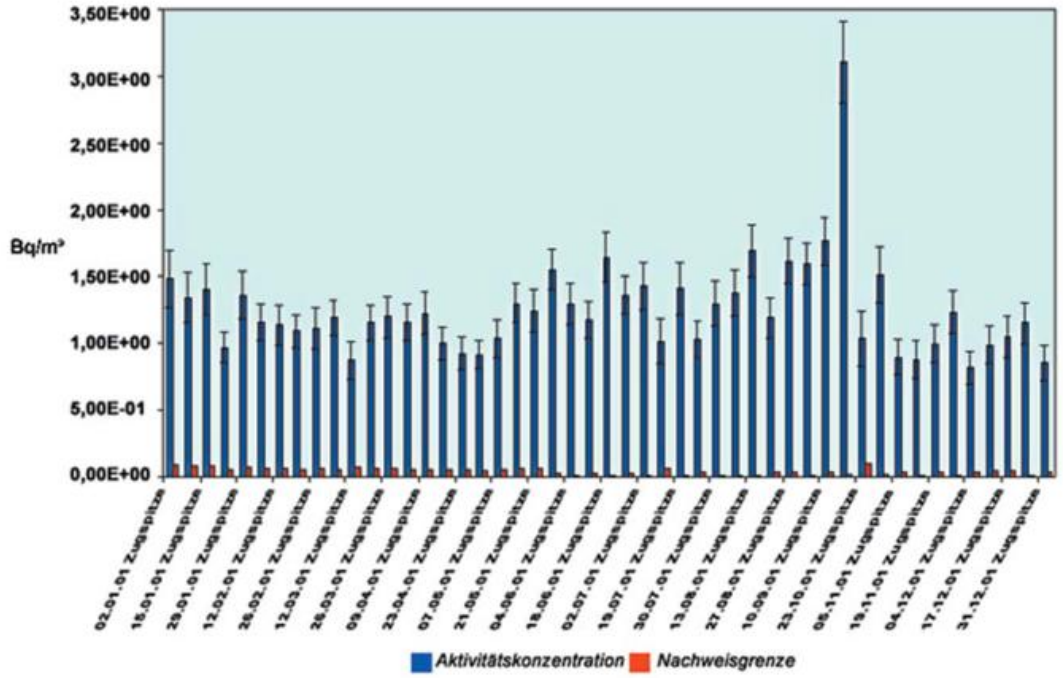


Abb. 6 Messwerte für Kr-85 für am Standort Zugspitze im Jahr 2001.

Ausblick

Unabhängig von der Art der Freisetzung, ob Unfall oder Absicht, ist der Messbetrieb zur Überwachung der Umweltradioaktivität so ausgelegt, dass Aktivitätskonzentrationen sowohl im Spurenmessbereich als auch bei massiven Kontaminationen bestimmt werden können. Die meteorologischen Ausbreitungsrechnungen erlauben stets frühzeitige Aussagen über die Transportrichtung der kontaminierten Luftmassen und so eine Abschätzung der zu erwartenden Gefährdung. Der Pegel der Umweltradioaktivität wird durch die Messergebnisse des Routinemessprogramms dokumentiert.

Ziel bleibt es auch in der Zukunft, das Überwachungsprogramm auf einem gleichbleibend hohen Niveau fortzuführen, trotz einer dünner werdenden Personaldecke. Die Messungen und die Programme zur Berechnung von Ausbreitungsprognosen basieren auf einem gesetzlichen Auftrag und gehören damit zu den Kernaufgaben des DWD.

Der Übergang aus dem Normalbetrieb in den sogenannten Intensivbetrieb eines Katastrophenfalls ist die zeitkritischste Phase. Die zugrundeliegenden Alarmpläne werden regelmäßig durch Übungen überprüft und ständig verbessert.

Zukünftig werden zunehmend mehr automatisch arbeitende Luftmonitore eingesetzt, die Kommunikationswege und die Verfahren im Labor fortlaufend dem aktuellen Stand der Wissenschaft und Technik angepasst sowie alle Maßnahmen zur Qualitätssicherung in einem Qualitätsmanagementsystem zusammengefasst.

Speziell die Ergebnisse der Spurenanalyse dienen im Sinne der Früherkennung der Beurteilung von kleinsten Veränderungen der Umweltradioaktivität, verursacht durch den Eintrag geringster Konzentrationen von Radionukliden. Der schnelle Austausch von Daten zwischen den europäischen Spurenmessstellen auf der fachlichen Ebene ist gut organisiert. Dieser Datenaustausch erlaubt eine schnellere Beurteilung einer Gefährdungslage und soll weiter ausgebaut werden.

Im Rahmen des wissenschaftlich ausgerichteten GAW-Messprogramms werden die Radioaktivitätsmessungen auf der Zugspitze auch weiterhin einen wichtigen Beitrag zur Klassifizierung von Luftmassen liefern.

Literatur

M. Hinzpeter, F.Becker, H.Reifferscheid
Atomtechnisches Aerosol und atmosphärische Radioaktivität, Schriftenreihe des Bundesministers für Atomkernenergie und Wasserwirtschaft, Strahlenschutz, Heft 7, Gersbach & Sohn Verlag GmbH, Braunschweig 1959

W. Kiesewetter, Die Radioaktivitätsüberwachung der Niederschläge und ihre Bedeutung, Fachgespräch-Überwachung der Umweltradioaktivität, Praxis der Überwachung der allgemeinen Umweltradioaktivität, München, 10.-12.März 1981

T.Steinkopff, W.Kiesewetter, Der Reaktorunfall von Tschernobyl - Vergleichende Analysen der großräumigen radioaktiven Belastung von Luft und Niederschlag an den Meßstationen des Deutschen Wetterdienstes, Fachgespräch Überwachung der Umweltradioaktivität: Der Reaktorunfall in Tschernobyl:Ergebnisse, Erfahrungen, Folgen; München 16. und 17. November 1987

Allgemeine Verwaltungsvorschrift zum Integrierten Meß- und Informationssystem nach dem Strahlenschutzvorsorgegesetz (AVV-IMIS) vom 27.September 1995, Bundesanzeiger vom 24.10.1995, Nummer 200a

A. Bühling, L.Hornung-Lauxmann, Allgemeine Verwaltungsvorschrift und Intensivmessprogramm zum Strahlenschutzvorsorgegesetz, 9.Fachgespräch zur Überwachung der Radioaktivität, München-Neuherberg 25. bis 27.04.1995

T. Steinkopff, H.Wershofen, R.Winkler, Analyse, Spurenanalyse, Ultraspurenanalyse StrahlenschutzPraxis, Heft 3/99, TÜV-Verlag, 1999

M. Hinzpeter, H.K.Meyer Meteorologische Einflüsse auf radioaktive Beimengungen in der Atmosphäre, Schriftenreihe des Bundesministers für Atomkernenergie und Wasserwirtschaft, Strahlenschutz, Heft 16, Gersbach & Sohn Verlag, München 1961

H. Sartorius, W.Weiss Die Pegel der radioaktiven Edelgase Krypton-85 und Xenon-133 in der Luft und deren Interpretation, Strahlenschutzpraxis, Heft 3/99, TÜV-Verlag, 1999

Historisch Daten als Beitrag zur Klimavorhersage

V. Wagner

Als Mitte des 19. Jahrhunderts M. F. Maury (USA) auf die Idee kam, die kommerzielle Seeschifffahrt (Abb. 1) für die Dokumentation von Wetter auf See einzuspannen, tat er das mit konkreten Perspektiven über den Nutzen dieser Mühen. Obwohl aufgrund des verzögerten Rücklaufes der Daten - teilweise erst nach Jahren - die Zeitskala dafür ausschließlich eine klimatologische war, bestach der Nutzen die Teilnehmer an diesem Programm. Maury versprach u.a.:

- eine systematische jahreszeitabhängige Kartographierung der Walvorkommen weltweit – was zu der Zeit ein gewaltiger Wirtschaftsfaktor war
- eine Systematik der Wind- und Seegangssysteme, allen zugänglich, und zur Beschleunigung und Absicherung der langen Segelschiffsreisen im damaligen weltumspannenden Warenverkehr.



Abb. 1 „Peter Rickmers“, Viermastvollschiff um 1880. Typischer Frachtsegler des 19. Jahrhunderts . (mit freundlicher Genehmigung der Koehlers Verlagsgesellschaft, Herford)

Maury hielt Wort. Er erstellte 1851 die erste aufsehenerregende „Whalechart". Eines der Originale befindet sich im Bestand der Bibliothek des BSH in Hamburg. Die systematische Darstellung des Walaufkommens führte zu einer sehr effektiven Ausbeutung dieser Ressourcen mit entsprechendem wirtschaftlichen Vorteilen. Als Kehrseite der Medaille geriet die Ausbeute bald in die Nähe der Ausrottung der Spezies, einem Problem, mit dem wir noch heute konfrontiert sind.

Hinsichtlich des Warenverkehrs waren die „Wind and Current Charts" und die sog. „Pilot Charts" , die Maury aus den Aufzeichnungen der Nautiker konstruieren konnte, von entscheidender Bedeutung. Sie enthielten detaillierte statistische Aufzeichnungen für Wind und Seegang sowie erste systematisch dokumentierte maritim meteorologische Kenngrößen entlang der Segelrouten. Diese Information führte damals bereits zu teils dramatisch verkürzten Reisezeiten und entsprechenden Gewinnen im Handel.

Das Maurysche Schema der formalisierten Wetterbeobachtung auf See war so erfolgreich, dass viele seefahrende Nationen sich diesem System anschlossen und weltweit in Brüssel 1853 ein einheitliches Beobachtungsformat vereinbarten, nationale Institute zur Ausrüstung und intensiven Betreuung der Beobachterschiffe sowie zur Auswertung der Daten gründeten. Der 150. Jahrestag dieses Ereignisses wird im November 2003 in Brüssel im internationalen Rahmen feierlich begangen.

Deutschland zog erst 1867 mit der Einrichtung der Deutschen Seewarte in Hamburg gleich. Hier wurden aber nicht nur meteorologische Journale ausgegeben, sondern es wurde ein umfassender Service eingerichtet, der die Ausstattung der Schiffe mit geeichten Instrumenten, ihre Wartung, die genaue Instruktion der Seeleute und einen Rapport nach jeder Reise umfasste. Als Gegenleistung erhielten die Nautiker detaillierte klimabasierte Segelanweisungen nach dem neuesten Stand der Datenlage.

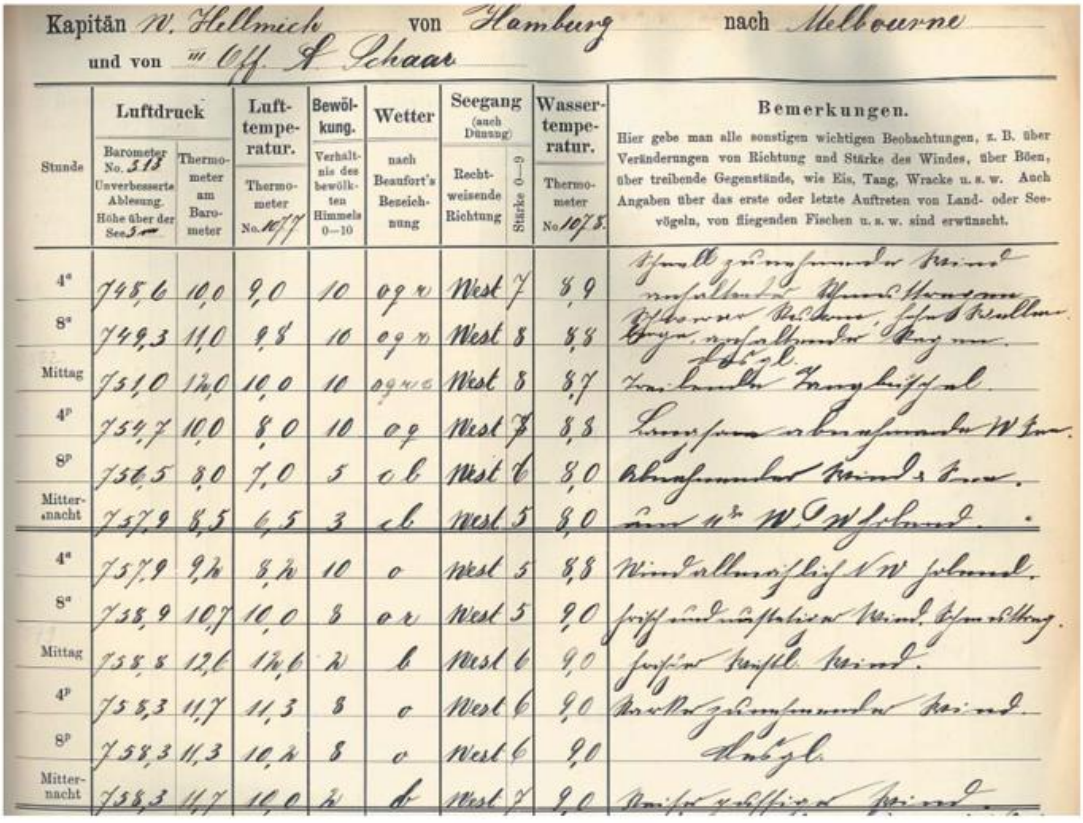
Dieses Schema war so universell, daß es seitdem Bestand hat. Es lebt von dem jeweils nationalen Engagement der staatlichen Wetterdienste und hydrographischen Institute und wird international über die WMO koordiniert. Es wird ständig den Bedürfnissen der aktuellen Wettervorhersage, neuerlich auch der forschenden Klimatologie, angepasst (WMO Projekt „VOSClim" – VOS for Climate). Dies betrifft zum einen die beschleunigte Verfügbarkeit der Daten im sog. „real time mode" mit modernen satellitengestützten Fernmeldeverfahren, die Regelung der Kosten, und vieles mehr - zum anderen die Aufnahme neuer Beobachtungsparameter für Zwecke der Klimatologie, gegenwärtig vor allem im Metadatenbereich zur besseren Einschätzung der Randbedingungen unter denen die jeweiligen Messungen und Beobachtungen zustande gekommen sind.

Das auflaufende Datenmaterial diente seinerzeit natürlich nicht allein der Systematisierung der globalen Wind- und Ozeanströmungssysteme, sondern es bildete die Basis für die weitergehende wissenschaftliche Forschung in der maritimen Meteorologie und Klimatologie vor einem quantitativen Datenhintergrund. Die Bedeutung der maritimen Atmosphäre und ihrer ozeanischen Unterlage ergibt sich bereits aus der Tatsache, daß die Meeresflächen mit ca. 66 % den weitaus größeren Anteil an der Erdoberfläche haben, so dass das Weltklima von den Bedingungen auf den Ozeanen maßgeblich gesteuert wird. Das wird in Ländern mit maritimer Tradition deutlich gesehen und mittels globaler maritimer Klimaforschungsaktivitäten intensiv gefördert.

Lag historisch gesehen der Schwerpunkt im Bereich der Bestandsaufnahme, d.h. der systematischen Beschreibung der klimatologischen Bedingungen auf See, so lief die Entwicklung später darauf hinaus, die beobachteten Klimaregime zu erklären und zu modellieren. Ersteres haben wir heute als festen Bestandteil im Rahmen des maritimen Klimamonitorings (MCSS) letzteres in der Entwicklung regionaler und globaler Klimamodelle oder z.B. in der Arbeit der AOPC Arbeitsgruppen für Luftdruck und Temperatur an der Meeresoberfläche.

Klimaveränderung lässt sich naturgemäß nur im Vergleich erkennen - im Vergleich mit einer zuverlässigen Datenlage aus vergangener Zeit. Damit sind wir bei der zentralen Bedeutung, die historische Klimadaten für unser Vorankommen in der Klimamodellierung und -forschung spielen. Sie bieten den Hintergrund, an dem sich moderne Verfahren zur Klimavorhersage messen lassen können und müssen.

Damit dies möglich wird, gilt es, eine Reihe von Voraussetzungen zu schaffen. Zunächst müssen die Urbelege auf datenverarbeitbare Medien übertragen werden. Dies ist eine sehr mühevolle und kostspielige Arbeit, da sie nicht automatisierbar ist und von Hand zu geschehen hat. Einen Eindruck vermittelt (Abb. 2). Der Buchbestand im Hamburger Archiv beläuft sich auf mehr als 37.000 meteorologische Journale (Abb. 3) mit Fahrtgebieten weltweit (Abb. 4). Die Übertragung der Bücher auf Datenträger begann 1940 (damals noch Lochkarten) und dauert bis heute an. Nach unseren Schätzungen sind noch Kontingente in der Größenordnung 5 - 7 Mill. Datensätzen zu erfassen, bei einem geschätzten Gesamtvolumen von ca. 23 Mill. Datensätzen (Abb 5). Eile tut Not, da die alten Bücher dem physischen Verfallsprozess unterliegen.



Kapitän N. Hellmich von Hamburg nach Melbourne
und von III Off. A. Schaar

Stunde	Luftdruck: Barometer No. 513 Unverbesserte Ablesung. Höhe über der See 5 m	Luftdruck: Thermometer am Barometer	Lufttemperatur: Thermometer No. 1477	Bewölkung: Verhältnis des bewölkten Himmels 0—10	Wetter: nach Beaufort's Bezeichnung	Seegang (auch Dünung): Rechtweisende Richtung	Seegang (auch Dünung): Stärke 0—9	Wassertemperatur: Thermometer No. 1075	Bemerkungen. Hier gebe man alle sonstigen wichtigen Beobachtungen, z. B. über Veränderungen von Richtung und Stärke des Windes, über Böen, über treibende Gegenstände, wie Eis, Tang, Wracke u. s. w. Auch Angaben über das erste oder letzte Auftreten von Land- oder Seevögeln, von fliegenden Fischen u. s. w. sind erwünscht.
4ª	748,6	10,0	9,0	10	o g r	West	7	8,9	
8ª	749,3	11,0	9,8	10	o g r	West	8	8,8	
Mittag	751,0	12,0	10,0	10	o g r	West	8	8,7	
4ᵖ	754,7	10,0	8,0	10	o g	West	7	8,8	
8ᵖ	756,5	8,0	7,0	5	o b	West	6	8,0	
Mitternacht	757,9	8,5	6,5	3	o b	West	5	8,0	
4ª	757,9	9,2	8,2	10	o	West	5	8,8	
8ª	758,9	10,7	10,0	8	o r	West	5	9,0	
Mittag	758,5	12,6	12,6	2	b	West	6	9,0	
4ᵖ	756,3	11,7	11,3	8	o	West	6	9,0	
8ᵖ	758,3	11,3	10,2	8	o	West	6	9,0	
Mitternacht	758,3	11,7	10,0	2	b	West	7	9,0	

Abb. 2 Meteorologisches Journal aus dem Jahre 1892, geführt auf der „Bremen“ auf der Reise von Hamburg nach Melbourne.



Abb. 3 Journale von Seglern im Archiv des DWD, Seewetteramt Hamburg

Entscheidend sind nicht nur die Mess- und Beobachtungsdaten, sondern insbesondere alle Informationen, die eine Beurteilung und Einschätzung der Daten zulassen. Dies ist manchmal nur aus dem Begleittext zu ersehen. So wurden defekte Thermometer während der Reise durch neue aber anderer Skalierung – z.B. Reaumur statt Fahrenheit – ersetzt. Der Standort der Instrumente an Bord und damit der mögliche Einfluss auf die Messung ist von Interesse. In welcher Höhe über dem Meeresspiegel hing das Barometer? War es reduziert? Hat es Veränderungen in den Eichkurven gegeben ? Welchen Einfluss hat die zunehmende Baugröße der Schiffe? Wann und wie haben sich Beobachtungsvorschriften im Laufe der Jahrzehnte verändert? Wie sieht es mit der Vergleichbarkeit von Zahlenwerten aus (verschiedene Maße in der Windbestimmung oder in der Verschlüsselung von Wetter oder Seegang)?

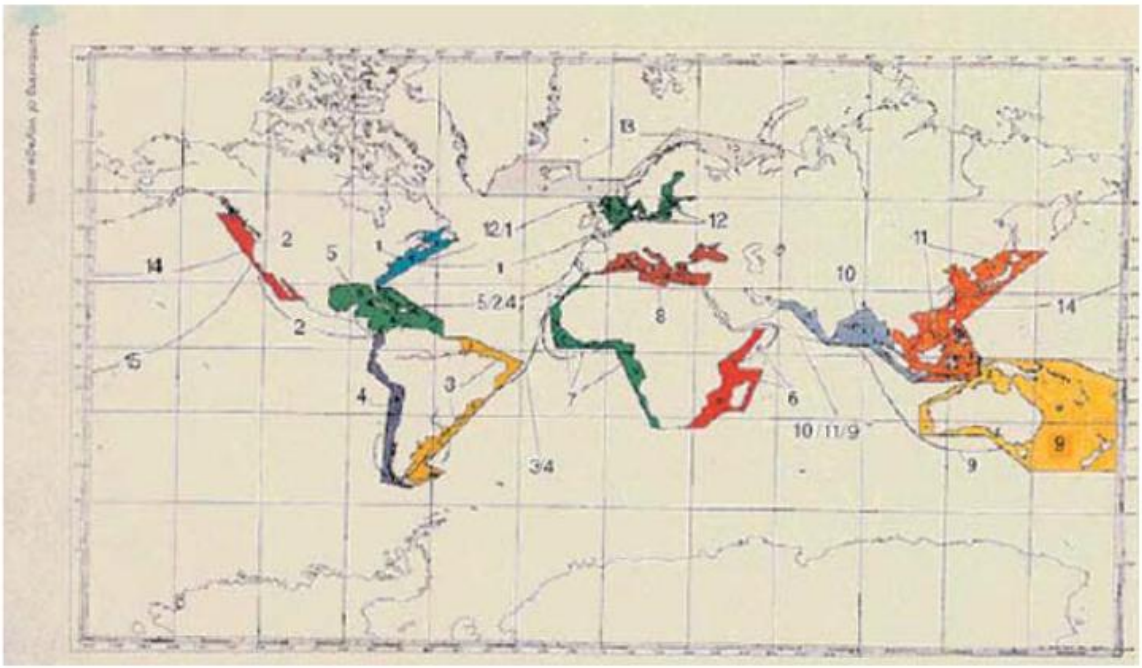


Abb. 4a Geographische Verteilung der Fahrtgebiete (nummeriert von 1- 15) in den meteorologischen Journalen deutscher historischer Schiffe

Insgesamt hat die Deutsche Seewarte sehr genau gearbeitet. So kamen nur geeichte Instrumente an Bord, die laufend überprüft wurden. Die individuellen Eichkurven sind uns für viele der damals verwendeten Instrumente noch heute bekannt. Darüber hinaus wurden die Beobachter sehr genau instruiert, was man an teilweise akribischen Details in den Bemerkungsspalten entnehmen kann. Die mühsame Auswertung die-

ses Materials bringt uns teilweise sicherere Einschätzungen der Datenbasis als die moderne statistisch basierte Datenprüfung.

In der Folge werden also neben den Daten selbst die Metadaten der Instrumente und Verfahren, die in der Regel reisenabhängig sind und die Kenndaten der zugehörigen Schiffe aus nautisch-historischen Quellen erhoben. Damit ist dieses historische Material als sehr zuverlässig einzustufen.

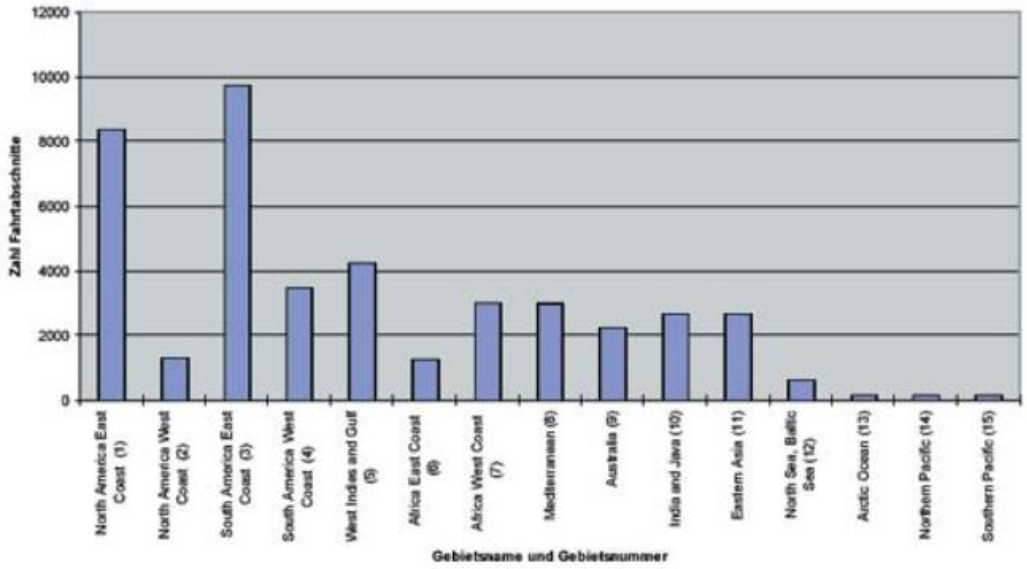


Abb. 4b Häufigkeit mit der die bezeichneten Fahrtgebiete in den deutschen meteorologischen Journalen belegt sind.

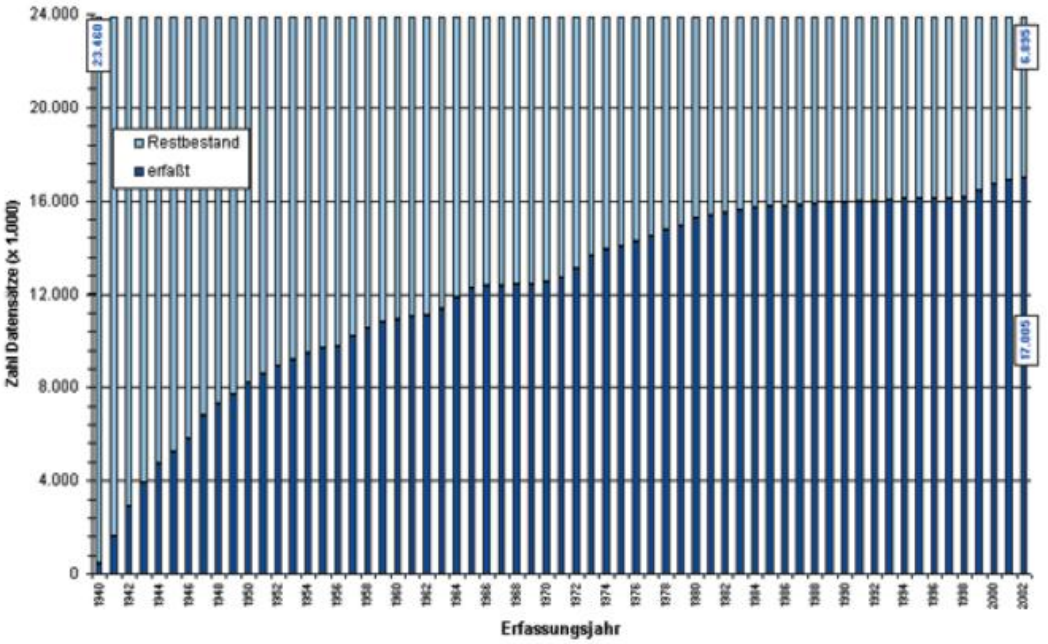


Abb. 5 Die Erfassung historischer meteorologischer Schiffsjournale seit 1940.

Neben der Bundesrepublik Deutschland, die über eines der großen Archive dieser Art verfügt, widmen sich auch andere Länder, die derartige Kontingente besitzen, der Verfügbarmachung dieses einmaligen Materials, das in der maritim klimatologischen Forschung dringendst benötigt wird.

Die Bedeutung der historischen Daten als Beitrag zur Klimavorhersage liegt also primär in der Präzisierung der historischen Datenlage in den prinzipiell datenarmen Meeresgebieten, die den größten Teil unseres Globus bedecken. Sensationell ist, dass auf diese Weise die quantitative Kenntnis über die maritime Atmosphäre bis in den Beginn des 19. Jahrhunderts zurück ausgedehnt werden kann.

Dieses große strategische Ziel, das sich die internationale forschende maritime Klimatologie gesetzt hat, konkretisiert sich gegenwärtig durch die jüngst beschlossene historische Ausweitung des ICOADS Datensatzes bis 1800 und womöglich davor. Der ICOADS-Datensatz wird durch internationale Datenbeiträge gespeist und von CDC/NOAA für den internationalen Gebrauch bereitgehalten und gepflegt. Über die deutsch-amerikanische Zusammenarbeit in diesem Rahmen wurde jüngst ein bilaterales Projekt zwischen DWD und NCDC NOAA zur Erfassung und Bereitstellung eines speziellen historischen deutschen Kontingentes (deutsche Maury Bücher) begonnen, das nahezu ausschließlich durch NOAA-Mittel finanziert wird. Erst jüngst haben die Arbeitsgruppen des AOPC die Verstärkung der historischen Datenbasis verlangt unter Einbeziehung aller erdenklichen nationalen Quellen weltweit. Für den Gesamtkomplex der Bereitstellung historischer Daten für die Klimaforschung müssen allerdings noch viele Jahre veranschlagt werden.

Obschon der Bereitstellungsprozess mühsam, langwierig und teuer ist, führt kein Weg daran vorbei, damit die Klimavorhersage auf eine immer verlässlichere Basis gestellt werden kann.

Lliteratur

Deutsche Seewarte (Hrsg.): "Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean", L. Friederichsen & Co., 1885

Maury, M.F.: "Wind and Current Charts"; (Series A: Track Charts, Series B: Trade Wind Charts; Series C: Pilot Charts; Series : D Thermal Charts; Series E: Storm and Rain Charts; Series F: Whale Charts); Washington 1849 - 1860

Wagner, V.: "Historical Data and its Processing in the Deutscher Wetterdienst", Proceedings of the International Workshop on Digitization and Preparation of Historical Marine Data and Metadata, WMO/TD-No 957 (Hrsg.), 1999

Wagner, V.: "Projekt für freiwillig wetterbeobachtende Schiffe (VOS) Projekt, Klikma Auswahl (VOSCLIM). Klimastatusbericht 2000, Deutscher Wetterdienst (Hrsg.), Offenbach, 2000

WMO (Hrsg.): Voluntary Observing Ships (VOS) Climate Subset Project (VOSCLIM) - Project Document, WMO/TD-No 1010, Genf, 2000

Die Witterung in Deutschland

G. Müller-Westermeier, W. Riecke

Das Jahr 2002 war in Deutschland das nasseste und eines der wärmsten seit Beginn des 20. Jahrhunderts. Die Sonnenscheindauer entsprach fast genau dem Referenzwert.

Die *Mitteltemperatur* für Deutschland berechnet aus einem interpolierten 1-km-Raster betrug 9,6°C. Das sind 1,3 K mehr als im internationalen Referenzzeitraum 1961-1990. Damit war das Jahr 2002 das 4.wärmste Jahr seit 1901 nach 2000, 1994 und 1934.

Die höchsten Jahresmitteltemperaturen wurden wieder am Rhein registriert. Dort lagen die Werte verbreitet über 11°C. Örtlich wurden auch 12°C überschritten. Sonst bewegten sich die Temperaturmittelwerte in den Niederungen überwiegend zwischen 9 und 11°C. Oberhalb von 600 m überwogen niedrigere Werte. Ab 1700 m wurden 5°C als Mittelwert nicht mehr überschritten. Oberhalb 2400 m ergaben sich Jahresmitteltemperaturen unter 0 °C.

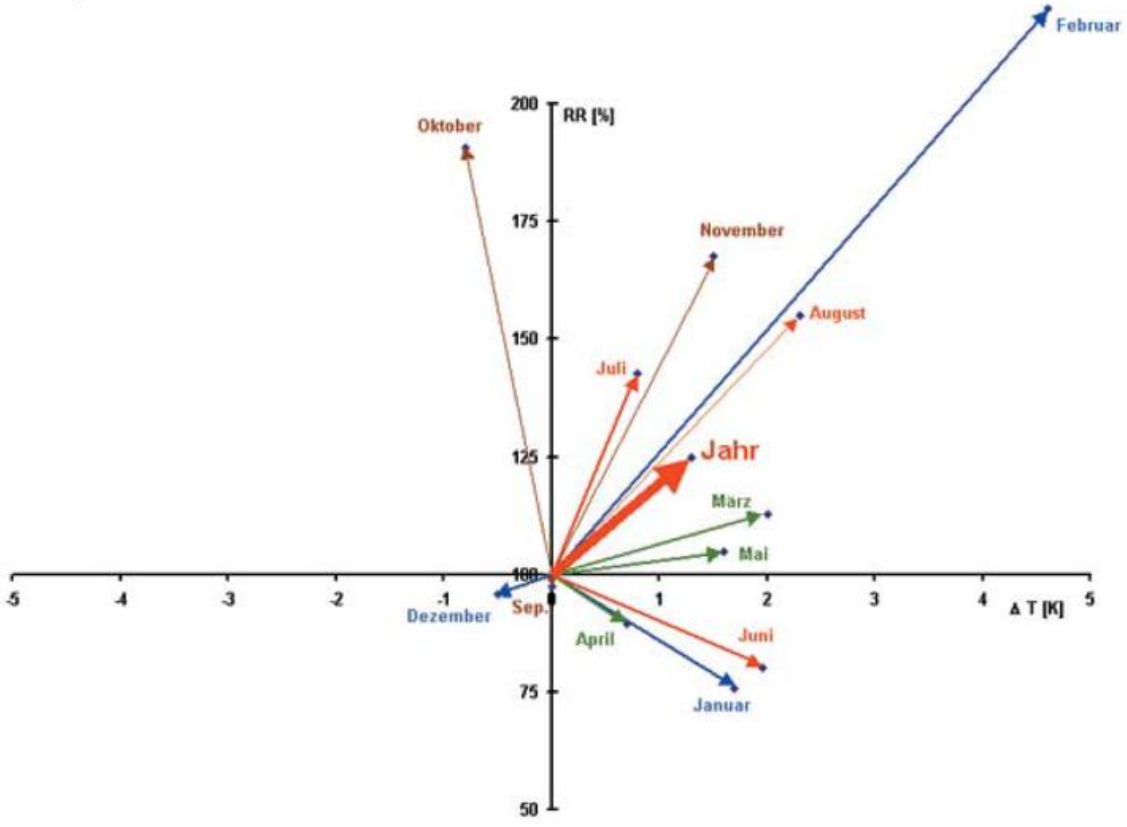


Abb. 1 Thermopluviogramm für Deutschland 2002 (Bezugszeitraum 1961-1990)

In ganz Deutschland waren die Mitteltemperaturen des Jahres 2002 höher als die Werte der internationalen Referenzperiode 1961-1990. Meist bewegten sich die Abweichungen zwischen 1 und 2 K. Im Südwesten waren die Abweichungen teilweise etwas größer, in Ostdeutschland gebietsweise geringer.

Die Jahressumme der Sonnenscheindauer betrug im Mittel 1533 Stunden. Im Süden und an den Küsten lagen die Werte meist über 1600 Stunden. In Baden-Württemberg und Südbayern wurden gebietsweise über 1700, örtlich sogar mehr als 1800 Sonnenscheinstunden registriert. In der Mitte Deutschlands blieb die Sonnenscheindauer hingegen überwiegend unter 1500 Stunden. In den nördlichen Mittelgebirgen, wurden sogar teilweise weniger als 1400, örtlich auch unter 1300 Stunden Sonnenschein gemessen.

Im Vergleich zu den Werten der Referenzperiode war die Sonnenscheindauer im Jahr 2002 insgesamt nur ganz geringfügig höher als der Sollwert (100,3%). Im Nordwesten und im südlichen Ostdeutschland sowie in Südostbayern lagen die Sonnenscheinstunden meist über den Bezugswerten, in der Mitte Deutschlands, im Nordosten und im Südwesten mehrheitlich darunter.

Auch hinsichtlich der Globalstrahlung war das Jahr 2002 sehr nahe am vieljährigen Durchschnitt. Die Jahressummen der Globalstrahlung lagen zwischen etwa 900 und 1200 Kilowattstunden pro Quadratmeter (kWh/m^2). Das aktuelle Flächenmittel 2002 verfehlte mit 1030 kWh/m^2 nur knapp den vieljährigen Durchschnittswert (1981-2000) von 1037 kWh/m^2. Strahlungsbegünstigt waren der Raum Augsburg/München (Weihenstephan 1183 kWh/m^2), aber auch die Gegenden um Ulm, Stuttgart (1163 kWh/m^2) und Konstanz (1170 kWh/m^2) lassen sich nennen. Dagegen fällt die Region Hamburg (913 kWh/m^2) deutlich ab. Das Sauerland weist einen Jahreswert von etwa 938 kWh/m^2 auf. Im Vergleich zum vieljährigen Mittel sind vor allem Strahlungseinbußen im Bereich Rügen/Ücker-Randow mit etwa minus 5 bis minus 10 % zu verzeichnen gewesen.

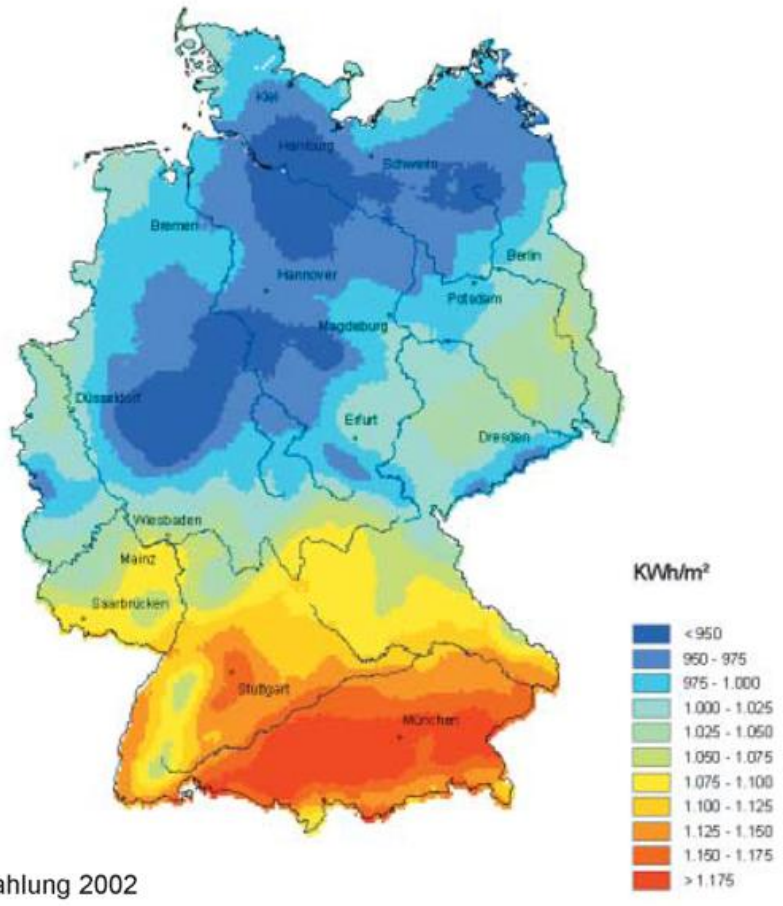


Abb. 2 Globalstrahlung 2002

Die mittlere jährliche Niederschlagshöhe in Deutschland betrug im Jahr 2002 1017,8 mm. Das sind 228,8 mm oder 29 % mehr als im Referenzzeitraum. Damit war das Jahr 2002 das nasseste seit Beginn des 20. Jahrhunderts vor 1981 und 1965.

Besonders große Niederschlagsmengen ergaben sich in den Gebirgen Süddeutschlands und im Harz. Dort wurden verbreitet mehr als 1500 mm registriert, teilweise wurden auch 2500 mm überschritten. In den Niederungen des Südens und Westens bewegten sich die Niederschlagssummen meist zwischen 800 und 1000 mm. Im Osten blieben die Werte überwiegend unter 700 mm, teilweise auch unter 600 mm.

Die Niederschläge lagen nahezu in ganz Deutschland über den Referenzwerten. Meist bewegten sie sich zwischen 125 und 140 %. Im Südwesten, am Alpenrand und im Nordosten war der Niederschlagsüberschuss geringer. Örtlich gab es dort sogar leichte Niederschlagsdefizite. Im westlichen Mecklenburg, im östlichen Niedersachsen, in Sachsen-Anhalt und Thüringen sowie im mittleren Bayern lagen die Relativwerte teilweise über 150%.

Der Witterungsverlauf des Jahres lässt sich folgendermaßen beschreiben:

Im Januar folgte auf eine sehr kalte erste Monatshälfte eine so extrem warme Periode, dass der Monat insgesamt noch etwas zu mild ausfiel. In Süddeutschland wurden am Monatsende örtlich neue Rekordtemperaturen registriert. Auch der absolute Januartemperaturrekord für ganz Deutschland wurde mit 21,0 °C am 30. 1. in Altenstadt gebrochen. Die Niederschläge blieben meist unter den Referenzwerten, während die Sonnenscheindauer überwiegend über dem Durchschnitt lag.

Der Februar war extrem mild und nass. Im Gebietsmittel von Deutschland war es der 2. wärmste und 3.nasseste seit 1901. An einigen Stationen ergaben sich neue Rekordwerte für die Monatsmitteltemperatur und die Niederschlagssummen im Februar. Die Sonnenscheindauer lag wie im Vormonat über dem vieljährigen Mittelwert.

Auch der März zeigte sich mild und sonnenscheinreich. Die Niederschläge lagen im Deutschlandmittel wie im Vormonat über den Bezugswerten. In der 2. Monatshälfte kam es insbesondere in Süddeutschland zu sehr intensiven Regenfällen, die in Verbindung mit Schneeschmelze zu Hochwasser an Donau und Neckar führten.

Der April war mild bei durchschnittlichen Niederschlags- und Sonnenscheinwerten.

Mit dem Mai folgte ein weiterer warmer Monat mit durchschnittlichem Niederschlag und leichtem Sonnenscheindefizit.

Der Juni war ebenfalls sehr warm. Teilweise wurden neue Rekordtemperaturen für diesen Monat registriert. Der Niederschlag war im Gebietsmittel etwas geringer als in der Referenzperiode. Örtlich fielen jedoch auch sehr hohe Niederschläge.

Auch der Juli war wärmer als im Referenzzeitraum. Der Monat war jedoch zugleich recht sonnenscheinarm und regenreich. An einzelnen Stationen wurden neue Spitzenwerte für die tägliche Niederschlagshöhe registriert.

Der August war ebenfalls sehr warm und sehr nass bei unterdurchschnittlichem Sonnenschein. Ein Großteil der Niederschläge fiel bei zwei Extremsituationen in der ersten Monatshälfte. Dabei kam es vor allem in Ostbayern und Sachsen zu katastrophalen Überschwemmungen. An zahlreichen Orten gab es wieder neue Rekordwerte für die tägliche Niederschlagshöhe. An der Station Zinnwald-Georgenfeld im Erzgebirge wurde am 12. 08. mit 312,0 mm ein neuer Rekordwert der Tagesniederschlagshöhe für ganz Deutschland registriert. Damit fiel an dieser Station an einem Tag so viel Regen wie normalerweise in 3 Monaten.

Im September entsprachen die Gebietsmittel der Temperatur und der Niederschlagshöhe weitgehend den Normalwerten. Es gab jedoch große regionale Unterschiede, wobei es im Norden überwiegend warm und trocken, im Sünden hingegen kühl und feucht war.

Im Oktober ergab sich zum ersten Mal in diesem Jahr im Gebietsmittel von Deutschland eine negative Abweichung gegenüber der Temperatur in der Referenzperiode. Wie im Vormonat zeigten sich wieder große Unterschiede zwischen Nord- und Süddeutschland, jedoch mit umgekehrtem Vorzeichen. Im Norden war es besonders kühl, während der Süden teilweise etwas zu mild blieb. Dabei war der Monat sehr feucht und sonnenscheinarm.

Der November war wieder sehr mild und nass. Im Gebietsmittel von Deutschland war es der 3.nasseste November seit 1901. In Teilen von Süd- und Ostdeutschland war es der nasseste November seit Beginn der Messungen. Die großen Temperaturgradienten zwischen Nord- und Süddeutschland blieben erhalten.

Für den Dezember ergaben sich zum zweiten Mal in diesem Jahr im Gebietsmittel von Deutschland negative Abweichungen von der Mitteltemperatur im Bezugszeitraum. Niederschlag und Sonnenscheindauer zeigten insgesamt keine großen Abweichungen von den Werten der Referenzperiode. Weiterhin hielten sich jedoch die außergewöhnlich großen Unterschiede zwischen Nord- und Süddeutschland. Während der Norden sehr kalt, trocken und sonnenscheinreich war, blieb es im Süden mild und teilweise recht niederschlagsreich.

Neben den Hochwassersituationen in Deutschland gab es weltweit verschiedene wetterbedingte Katastrophen. Eine Zusammenfassung dazu enthalten die beiliegende Tabellen 1-4, die von der Münchener Rückversicherung zur Verfügung gestellt wurden. Die Tabellen zeigen deutlich, dass die durch das Wetter verursachten Ereignisse (Überschwemmungen und Stürme) den größten Anteil an Menschenleben und volkswirtschaftlichen Schäden forderten.

Naturkatastrophen 2002 (Quelle: Münchner Rückversicherung, 2003)

Tab. 1 Schadenereignisse

	Erdbeben, Vulk.	Sturm	Überschwemmungen	Sonstige	Gesamt
Afrika	7	18	21	5	51
Amerika	22	79	37	43	181
Asien	38	78	97	48	261
Australien	9	41	11	8	69
Europa	14	61	42	19	136
Weltweit	90	277	208	123	698

Tab. 2 Todesopfer

	Erdbeben, Vulk.	Sturm	Überschwemmungen	Sonstige	Gesamt
Afrika	57	152	418	34	661
Amerika	3	279	289	254	825
Asien	2.525	1.003	3.464	1.578	8.570
Australien	43	4	4	10	61
Europa	32	98	292	37	459
Weltweit	2.660	1.536	4.467	1.913	10.576

Tab. 3 Volkswirtschaftliche Schäden (Mio. US$)

	Erdbeben, Vulk.	Sturm	Überschwemmungen	Sonstige	Gesamt
Afrika	5	125	178	0	308
Amerika	160	9.233	986	3.554	13.933
Asien	710	5.584	6.224	1.447	13.965
Australien	3	25	4	2.160	2.192
Europa	301	3.833	20.108	4	24.246
Weltweit	1.179	18.800	27.500	7.165	54.644

Tab. 4 Versicherte Schäden (Mio. US$)

	Erdbeben, Vulk.	Sturm	Überschwemmungen	Sonstige	Gesamt
Afrika	0	18	140	0	158
Amerika	1	5.695	435	128	6.259
Asien	10	172	203	0	385
Australien	0	1	0	10	11
Europa	0	2.035	3.860	2	5.897
Weltweit	11	7.921	4.638	140	12.710



Abb.3 Temperaturabweichung 2002 vom vieljährigen Mittel 1961-1990.

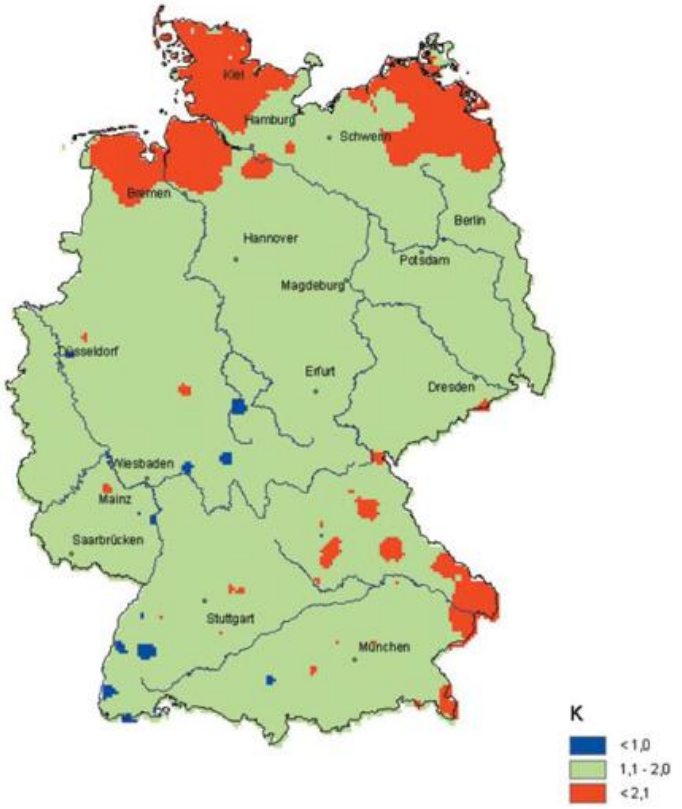


Abb. 4 Temperaturabweichung Sommer 2002 vom vieljährigen Mittel 1961-1990.



Abb.5 Temperaturabweichung Winter 2002 vom vieljährigen Mittel 1961-1990.

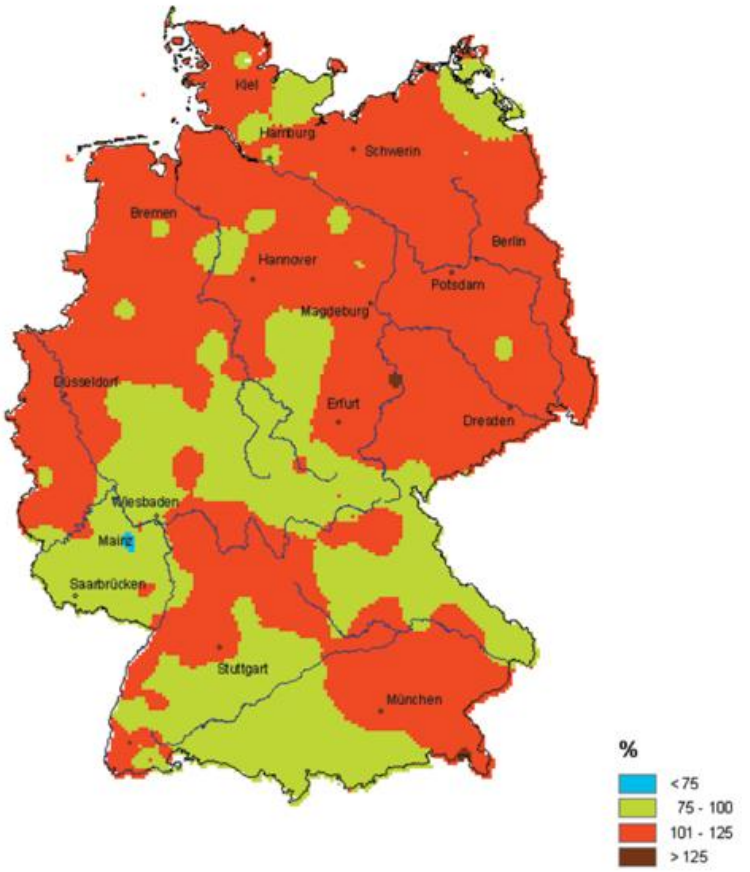


Abb. 6 Sonnenscheindauer 2002 in Prozent des vieljährigen Mittels 1961-1990.

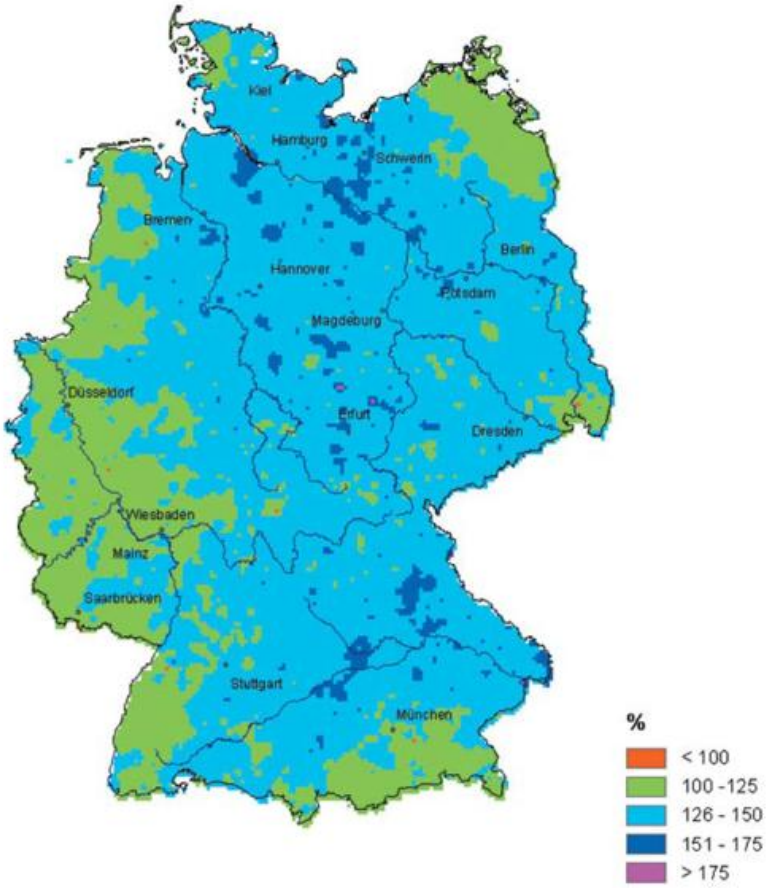


Abb. 7 Niederschlagshöhe 2002 in Prozent des vieljährigen Mittels 1961-1990.

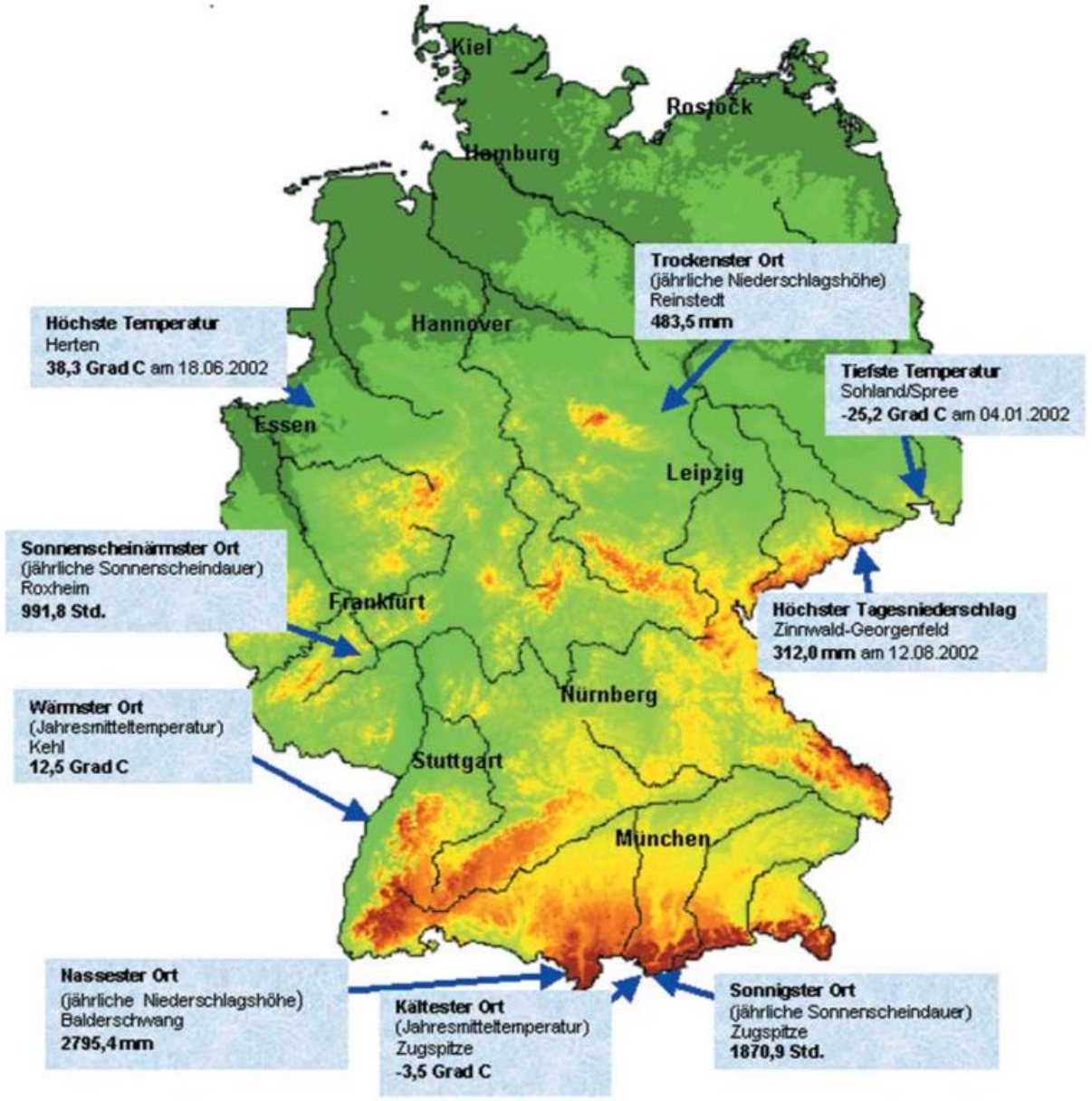


Abb. 8 Extremwertkarte für das Jahr 2002.

Die eingetragenen Extremwerte beruhen auf den Messungen der Beobachtungsstationen des DWD. Im Einzelfall können noch stärkere Extreme aufgetreten sein, die von den Meßstellen nicht erfaßt wurden. Die Angaben in der Extremwertkarte beruhen auf der Auswertung aller Daten der ca. 600 Klima- und Niederschlagsstationen des DWD.

Stationskennziffer	Name	Koordinaten	Meßnetze
2309	Kehl	48°35'N, 07°49'E	Klima
44331	Reinstedt	51°45'N, 11°21'E	Niederschlag
2274	Roxheim	49°52'N, 07°48'E	Klima
1156	Herten	51°35'N, 07°09'E	Klima
3397	Sohland/Spree	51°04'N, 14°26'E	Klima
70101	Balderschwang	47°28'N, 10°06'E	Niederschlag
4414	Zinnwald-Georgenfeld	50°44'N, 13°45'E	Klima
4155	Zugspitze	47°25'N, 10°59'E	Klima

Das Klima in den deutschen Küstengebieten

Ch. Lefebvre

In den Küstengebieten war das Jahr 2002, nach seinen Jahreswerten beurteilt, bei etwa durchschnittlicher Sonnenscheindauer zwar zu warm und zu nass, aber es nahm - anders als es sich für das gesamte Bundesgebiet (vgl. Seite 85) darstellt - keine herausragende Position im klimatologischen Vergleich der letzten Jahre ein. In den einzelnen Monaten brachte es jedoch Extremwerte hervor. So war der Februar teilweise der niederschlagsreichste Februar seit Beginn der Messreihen, zumindest aber der letzten 40 Jahre, und der 2. Februar lieferte ein neues Temperaturmaximum für die 1. Monatsdekade.

Mit Jahresmitteltemperaturen zwischen 9.4 und 10.5° C war 2002 im Küstenraum wärmer als 2001, aber meist nicht so warm wie zuletzt die Jahre 1999 und 2000. Die Abweichungen zu den Bezugswerten von 1961-1990 bewegten sich zwischen 1.0 und 1.5 K. Während von Jahresbeginn bis einschließlich September ein überdurchschnittliches Temperaturniveau herrschte, fielen die Zeitspanne Oktober bis Dezember zu kalt aus. Am stärksten wichen die Monate Februar und August von den mittleren Verhältnissen ab. Der Februar war nicht nur sehr nass und windreich, sondern auch um 4 bis 5 K zu mild. Die Monatsmitteltemperaturen, die zwischen 4.3° C (Rügen) und 6.5° lagen, blieben damit nur um 0.5 bis 1 K unter denen des bisher wärmsten Februars im Jahre 1990. Die zweithöchsten Abweichungen dieses Jahres erzielte der August. Bei Monatsmitteltemperaturen von 19.5 bis 20.5° C fiel er um 3-4 K zu warm aus. Im Mai trat - wie schon in den beiden voran gegangenen Jahren - auch zu den Eisheiligen kein Frost mehr auf und auch im Juni blieben Kaltlufteinbrüche und damit die ‘Schafskälte’ aus.

Der überdurchschnittlich warme und sich bis weit in den September erstreckende Sommer spiegelte sich in der Anzahl der Sommertage (Höchsttemperatur mindestens 25° C) wider. Lediglich auf den Inseln Helgoland und Rügen wirkt der Einfluss des Meeres so stark dämpfend auf die Temperaturamplitude, dass dieser Schwellenwert selten erreicht wird. So verzeichneten Arkona auf Rügen nur einen und Helgoland 2 Sommertage, während es rund 14 Sommertage auf den friesischen Inseln, meist 20-25 an den Küsten und 32 am Stettiner Haff gab. Damit wurden verbreitet rund 10 Sommertage mehr verbucht als im Mittel der Jahre. Etwas höher war die Zahl dieser warmen Tage zuletzt meist im Jahr 1999 oder 1997, am Stettiner Haff 1975. Die 30-Grad-Grenze wird an den Küsten und auf den Inseln nur selten erreicht, und so verhielt es sich auch 2002. Nur in wenigen Küstenabschnitten, wie bei Bremerhaven, wurden bis zu 5 heiße Tage (Höchsttemperatur mindestens 30° C) gezählt, womit die Bezugswerte um bis zu 3 überschritten wurden. Nächtlicher Luftfrost trat an der Nordsee an rund 30-50 Tagen, an der Ostsee an meist 50-60 Tagen, östlich von Rügen an 70-83 Tagen auf. Die Zahl der Frosttage (Tiefsttemperatur unter 0° C) blieb damit um 10-20 unter dem Durchschnitt, was in den letzten Jahren durchaus häufiger vorkam und nicht extrem ist. Auch die Zahl der Eistage (Höchsttemperatur unter 0° C) blieb mit 4 (Helgoland) bis 21 (Stettiner Haff) unter dem Durchschnitt. Wesentlich zu der Anzahl der frostigen Tage trug in diesem Jahr der Dezember bei, der verbreitet 7-8 Frosttage und bis zu 10 Eistage mehr verzeichnete als gewöhnlich.

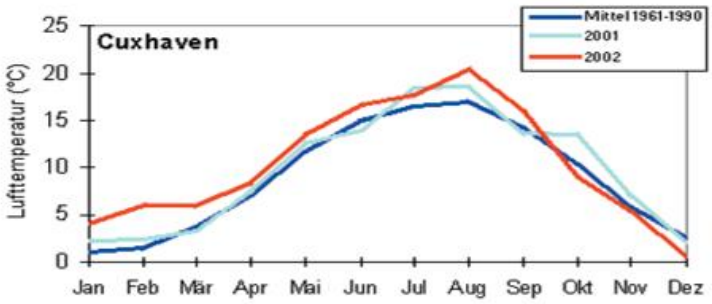


Abb.1 Jahresgang der Monatsmitteltemperatur.

Im Jahresverlauf fielen zwischen 600 und 800 mm Niederschlag an der Ostsee und zwischen 780 mm (Helgoland) und 1113 mm (Cuxhaven) an der Nordsee. Das waren verbreitet bis zu 20 %, regional - wie im östlichen Ostfriesland und an der Boltenhagener Bucht auch um bis zu fast 40 bzw. 50 % mehr als gewöhnlich, wobei es 1998 bzw. 1994 noch nasser war. Die erhöhten Niederschläge wurden vor allem durch vermehrte Starkniederschläge verursacht. Niederschläge von mindestens 10 mm innerhalb von 24 Stunden wurden mit Ausnahme des östlichen Berichtsbereiches an 16-28 Tagen (in Cuxhaven an 34 Tagen) verzeichnet, was ein Plus von 5-10 (in Cuxhaven 13) Tagen bedeutet. Ungewöhnlich niederschlagsreich war der sonst trockenste Monat im Jahresverlauf, der Februar. Mit 50-120 mm fiel durchweg das Zwei- bis Dreifache des üblichen Niederschlags, vereinzelt auch nahezu das Vierfache. Er stellte damit gebietsweise neue Rekordwerte für diesen Monat auf. Zu nass gestaltete sich aber auch der Sommer und vor allem der Oktober, in dem durchweg um das Doppelte des mittleren Niederschlags fiel. Im August, als das Jahrhunderthochwasser an der Elbe und neue Niederschlagsrekorde für Deutschland höchste Aufmerksamkeit erregten, führten starke Gewitter, die sich in der feucht-warmen und labil geschichteten Luft auch in den Küstengebieten ausbildeten, zu Starkniederschlägen von bis zu 70 mm in 24 Stunden (Bremerhaven) und Monatshöhen, die regional auch das Zwei- bis Dreifache des üblichen Niederschlags bedeuteten.

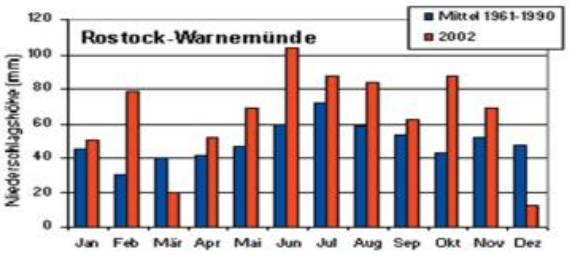


Abb. 2 Jahresgang der monatlichen Niederschlagshöhe.

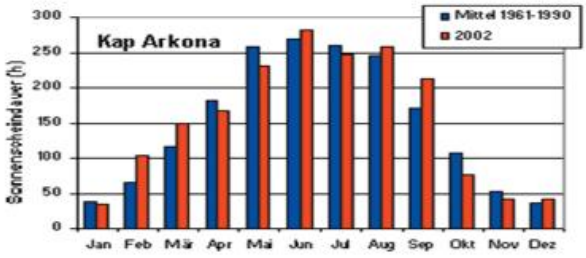


Abb. 3 Jahresgang der monatlichen Sonnenscheindauer.

Die Sonne schien an der Nordsee zwischen 1521 Stunden im westlichen Ostfriesland und 1701 auf Helgoland und an der Ostsee zwischen 1619 und 1847 Stunden (Rügen). Diese Andauerzeiten bewegten sich im Bereich der vieljährigen Vergleichswerte. Ungewöhnlich sonnenscheinreich waren dabei die Monate Februar und Dezember, während der ohnehin schon trübe November an der Nordsee mit meist nur um 30 Stunden Sonne ausgesprochen strahlungsarm war.

Das Jahr war geprägt von einer deutlichen Tendenz zu östlichen Winden und von drei Orkanen, die in den Küstengebieten erhebliche Schäden verursachten und auch Menschenleben forderten. Eingebettet in Phasen sehr windiger Westwetterlagen wurden am 28. und 29. Januar durch das Tief ‚Jennifer', am 16. Februar durch ‚Anna' (siehe Seite 130) und am 27. und 28. Oktober durch ‚Jeanett' (vgl. S. 135) Böen von Orkanstärke ausgelöst. Im Vergleich zu den vieljährigen Mittelwerten waren im Jahr 2002 östliche Windrichtungen (NE-SE) um 8-10 % häufiger und erreichten einen Anteil zwischen 35 und 40 %. Dementsprechend ging der Anteil an westlichen Windrichtungen (SW-NW), der im Mittel bei rund 50 % liegt, um rund 9 % zurück. Winde aus West bis Süd kamen nur zu Jahresbeginn sehr oft vor. Im Januar und Februar wehten sie zu 75-90 % der Zeit, was einen Zuwachs von 25-30 % für Januar bzw. 35-40 % für Februar bedeutete (siehe Abb. 4). Beachtenswert war vor allem, dass die Winde aus diesen Richtungen im Februar deutlich stärker waren als im Mittel der Jahre. Gewöhnlich erreichen Südwest- bis Westwinde nur zu rund 2-4 % Windstärke 6-7 und zu knapp 1 % Bft. 8-12. Im Februar 2002 hatten Starkwinde (Bft. 6-7) jedoch einen Anteil von rund 10-20 % und Stürme (Bft. 8-12) von 9 %, wozu natürlich auch der Or-

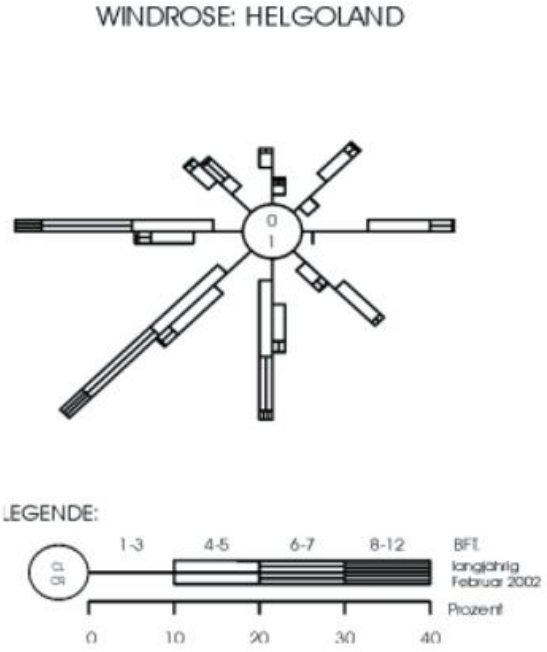


Abb. 4 Windrose Helgoland, Februar Monatsmittel und Jahr 2002.

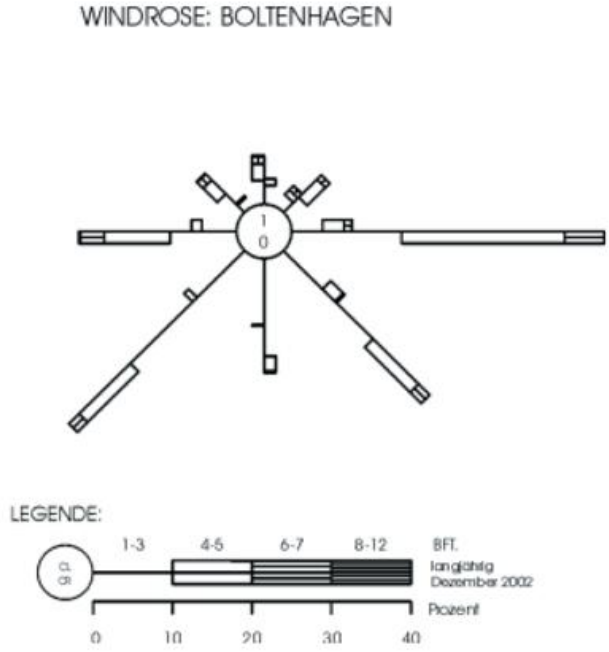


Abb. 5 Windrose Boltenhagen, Dezember Monatsmittel und Jahr 2002.

kan ‚Jeanett' einen Beitrag leistete. Östliche Windrichtungen nahmen besonders zum Jahresende hin markant zu. Nachdem sie schon im Oktober einen Anteil von 30-50 % hatten, der um 10-20 % über dem Monatsmittel lag, traten sie im November zu 50-60 % der Zeit auf, womit sie etwa 3-mal so häufig waren wie gewöhnlich. Im Dezember (vgl. Abb. 5) steigerte sich ihr Anteil dann auf 60-75 % (im Mittel: 20-30 %), wobei reine Ostwinde sogar bis zu 40 % der Zeit wehten und damit regional - wie in der Boltenhagener Bucht - bis zu 5 mal so häufig waren wie im Mittel.

Der Jahresgang der Wassertemperaturen, der in Abb. 6 dargestellt ist, wurde im wesentlichen durch ein unterdurchschnittliches Temperaturniveau und Eisbildung zu Jahresbeginn und vor allem im Dezember sowie durch viel Wärme im August und September, von der die Touristikbranche stark profitierte, geprägt. Die sich aus dem

Vorjahr fortsetzende Frostsituation ließ zu Jahresbeginn die Gewässer weiter abkühlen. In den küstennahen Zonen gingen die Wassertemperaturen rasch unter 1° C zurück. Während sich in den inneren Bereichen des nordfriesischen Wattenmeers erst dünnes Eis bildete, das sich bis zum 10. hielt, wuchs in den inneren Bodden und Fahrwassern der Ostsee die zu Jahresbeginn nur dünne Eisschicht an und erreichte am 7. eine Dicke bis zu 15 cm. Mit der durchgreifenden Milderung waren die dt. Ostsee-Fahrwasser in der letzten Januardekade dann wieder eisfrei und die Wassertemperaturen stiegen steil an. Bereits im Februar waren die flacheren Gewässerzonen um 2-3 K wärmer als gewöhnlich. Ein weiterer kräftiger Temperaturanstieg vollzog sich im Juni und August. Hochsommerlich warme und strahlungsreiche Witterung erwärmte die flacheren Küstenzonen in der letzten Augustdekade auf 21-23° C im Tagesmittel und die tieferen Gewässer auf rund 20° C und ließ auch in der 1. Septemberhälfte die Gewässer sehr warm bleiben, so dass die mittleren Wassertemperaturen von August und September jeweils um 2-3 K über dem Durchschnitt lagen. In der 2. Septemberhälfte setzte dann die Abkühlung ein, die besonders durch die sehr windige und zu kalte Oktoberwitterung beschleunigt wurde. Kurz nach Einsetzen der Frostperiode gegen Ende der ersten Dezemberwoche begann in der südlichen Ostsee eine intensive Eisbildung. Im Monatsverlauf wuchs in den inneren Boddengewässern die Eisschicht auf bis zu 25 cm an. In den Fahrwassern des nördlichen Peenestroms und im Strelasund bei Stralsund trieb bis zu 10 cm dickes Trümmereis, während im Kleinen Haff die Schifffahrt ab Weihnachten bei einer bis zu 20 cm dicken Eisschicht eingestellt wurde und kein Eisaufbruch mehr erfolgte. In den dt. Häfen der westlichen Ostsee und an der Nordfriesischen Nordseeküste bildete sich ebenfalls ab Ende des 1. Monatsdrittels eine dünne Eisschicht aus. Während die Nordseeküste in den letzten Dezembertagen nach vorübergehender Milderung wieder eisfrei wurde, gab es an der westlichen Ostsee noch Eisbrei.

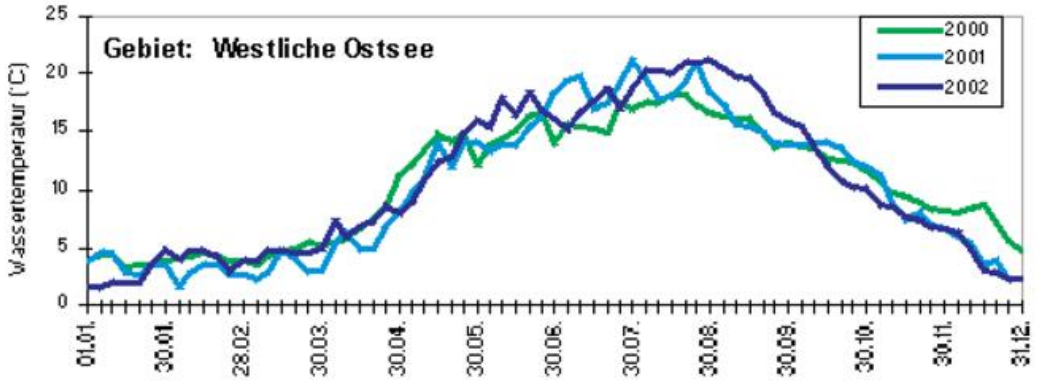


Abb. 6 Verlauf der Wassertemperaturen in den Jahren 2000 bis 2002.

Die agrarmeteorologische Situation

F. - J. Löpmeier

Schlagzeile

- großer Wachstumsvorsprung im Februar durch hohe Bodentemperaturen
- im Mai fördert die Konstellation von hohen Temperaturen mit gleichzeitig langen Benetzungszeiten Pflanzenkrankheiten
- August mit extrem hohen Bodenfeuchten
- Dezember ungewöhnlich tiefgefrorene Böden

Übersicht über die gesamte Bundesrepublik

Der Monat Februar war bezogen auf die landwirtschaftlich genutzten Regionen der gesamten Bundesrepublik mit Bodentemperaturen, die mehr als 3° C über dem vieljährigen Mittel lagen, deutlich zu warm. Die Minimumtemperaturen am Erdboden lagen sogar 5.4° C über dem vieljährigen Mittelwert. Alle Monate von Februar bis Juni wiesen nahezu in allen Bundesländern positive Abweichungen der Bodentemperaturen und bodennahen Temperaturen auf. Im August lagen die Bodenfeuchten, mit Ausnahme von Rheinland-Pfalz und dem westlichen Nordrhein-Westfalen, im Mittel mit 20 % nFK über dem vieljährigen Mittelwert, in den östlichen Gebieten z.T. 50 % nFK über den vieljährigen Werten. Der Dezember war in der gesamten Bundesrepublik durch ungewöhnlich hohe Bodenfrosteindringtiefen gekennzeichnet, die regional z.T. bezüglich der Bodentiefe und Andauerzeiten mit Bodenfrost Rekordwerte für Dezember aufwiesen.

Schleswig-Holstein, Hamburg, Bremen, Niedersachsen und Mecklenburg-Vorpommern

Bedingt durch den ungewöhnlich warmen Februar und den weiterhin milden Frühjahrsverlauf setzte im Grünland frühes und rasches Wachstum ein, auch das Getreide entwickelte sich prächtig. Trockenphasen im April und Mai ließen jedoch die Rüben unregelmäßig auflaufen, teilweise mussten in Mecklenburg-Vorpommern und Niedersachsen Bestände umgebrochen und neu gedrillt werden. Zu Schäden führten auch der witterungsbedingte extrem hohe Besatz durch Nacktschnecken. Die Schnittreife beim Grünland wurde früh erreicht. Qualitätsprobleme aufgrund des schnellen Wachstums und ungünstige Niederschlagsbedingungen zum Zeitpunkt des 1. Silageschnitts dämpften in weiten Bereichen Norddeutschlands jedoch die positiven Erwartungen. In Mecklenburg-Vorpommern und im Nordosten von Schleswig-Holstein gestalteten sich die Bedingungen günstiger.

Der Sommer entwickelte sich bezüglich der Ernte von Heu und Getreide als extrem ungünstig. Totalverluste beim Heu auf überschwemmten oder auch vernässten Flächen mussten ebenso in Kauf genommen werden wie extrem schlechte Qualitäten beim Getreide. Die Fallzahlen lagen im August im Mittel 100 Sekunden unter dem vieljährigen Mittelwert der einzelnen Regionen. Für die zahlreichen Beregnungsbetriebe bedeutete der ungewöhnliche Juli und August, dass bei Rüben und anderen Hackfrüchten im Jahr 2002, von einigen Ausnahmen abgesehen, eine Beregnung nicht notwendig war. Diese Arbeitserleichterung und Kostenersparnis wurde jedoch durch Überschwemmungs- und Nässeschäden, wie verfaulte Kartoffeln, mehr als zunichte gemacht. Bei Rüben kamen noch witterungsbedingte Pflanzenkrankheiten hinzu. Auch der Zuckerertrag blieb in Niedersachsen deutlich hinter den Ergebnissen der letzten 10 Jahre.

Fallzahl:
Die Fallzahl ist eine einfache und schnelle Methode zur Prüfung der Backqualität der Stärke von Getreidemehl. Sie ist die Zeit in s, die ein standardisierter Stab benötigt, um durch einen Stärkekleister aus Mehl und Wasser hindurchzufallen (einschließlich 60 s Rührzeit). Hat die Witterung die Stärke geschädigt, so ist die Fallzahl zu klein. Bei Brotroggen sollte sie über 100 s liegen, bei Backweizen sind 200 bis 250 s optimal.

Brandenburg, Berlin, Sachsen-Anhalt, Thüringen und Sachsen

Wie auch im übrigen Bundesgebiet sorgte der Februar für einen wahren Paukenschlag mit raschen Wachstumsvorgängen, wobei allerdings vernässte Böden die landwirtschaftlichen Arbeiten behinderten. Anfang April verursachten Temperaturen unter dem Gefrierpunkt teilweise Frostschäden an Obstgehölzen, während die Eisheiligen ihren Ruf als Kältebringer erneut nicht gerecht werden konnten. Überdurchschnittliche Niederschlagsmengen im Juli verursachten Lagererscheinungen in Raps- und Getreidebeständen. Im August führten zunächst Rekordniederschläge zu verheerenden Überschwemmungen in weiten Teilen des östlichen Deutschlands, die Totalverluste der angebauten Kulturen zur Folge hatten. Aber auch in den nicht überschwemmten Regionen sorgten langanhaltende Niederschläge für Ertrags- und Qualitätsverluste. Die Fallzahlen lagen ca. 100 Sekunden unter den vieljährigen Werten im August, in Sachsen-Anhalt sogar 140 Sekunden darunter. Ab dem 15. August konnten die Bestände langsam abtrocknen. Neben hohen Stroh- und Kornfeuchten zeichneten sich die Hackfrüchte durch beträchtliche Lagererscheinungen, Unkrautdurchwuchs, Körnerausfall und Auswuchs aus. Beim Mähdrusch kam es z.T. zu sehr hohen Ernteverlusten. Auch Kartoffelknollen wiesen witterungsbedingte Fäulnisschäden auf. Nach einer für die Landwirtschaft günstigen Witterung im September behinderten überdurchschnittliche Niederschläge im Oktober und November die Rübenernte als auch die Bestellarbeiten.

Hessen, Rheinland-Pfalz, Saarland

Das Jahr 2002 war durch viele Witterungsextreme gekennzeichnet. Es begann mit starken Frösten bis –18 °C, die aufgrund einer dicken Schneeauflage mit Ausnahme einzelner Frostschäden an Reben kaum zu Schäden führte.

Von Mitte Januar bis Ende März wurde es ungewöhnlich warm. Dadurch wies die phänologische Entwicklung der Frühlingsphasen einen Vorsprung bis zu einem Monat auf. Teilweise wurden die frühesten Werte seit über 50 Jahren beobachtet. Das nasse Frühjahr führte zu einer Verzögerung oder Unterbrechung der Feldarbeiten und auch die Obstblüte war durch die feuchte und kühle Witterung beeinträchtigt. Die sommerlichen Temperaturen im Mai hingegen bewirkten eine frühe Rebblüte und ermöglichten den Trauben eine lange Reifezeit. Im Juni stellte sich eine Hitzewelle ein, die mit schweren Gewittern und Hagelschlag zu Ende ging. Vor allem in der Südpfalz gab es erhebliche Schäden an Obst, Gemüse und Getreide. Die Hitze und Trockenheit verursachte auf flachgründigen Böden Trockenschäden und verzögerte den zweiten Aufwuchs beim Grünland. Nach günstigen Bedingungen für die Wintergerste- und Winterrapsernte ab der letzten Juni-Dekade wurden die Mähdruscharbeiten ab Mitte Juli witterungsbedingt beeinträchtigt. Der Regen verzögerte nicht nur die Ernte, sondern führte zu niedrigen Fallzahlen und zu Auswuchsschäden bei Triticale. Bei Kartoffeln zeigte sich ein hoher Krautfäuledruck und auch bei Gemüse und Weinreben nahmen die Pilzkrankheiten zu. Der September brachte sonnige und weitgehend trockene Witterung und ermöglichte eine gute Mais- und Spätkartoffelernte. Auch die Weinlese setzte schon sehr früh im September ein. Die Bestellung der Winterungen erfolgte i. A. problemlos, nur bei Winterweizen gab es nässebedingte Verzögerungen. Schwierig war in diesem Jahr die herbstliche Gülleausbringung. Infolge wassergesättigter Böden wurde der Beginn der Sperrfrist auf Ende November verschoben. In der 2. Dezemberwoche ermöglichten die niedrigen Temperaturen örtlich eine Eisweinlese.

Nordrhein-Westfalen

2002 war ein extremes Jahr mit vielen Unwettern. Nach einem kalten Januarbeginn setzte in der 2. Monatshälfte ungewöhnlich warmes Wetter ein und beendete sehr schnell die Vegetationsruhe. Bodentemperaturen mit mehr als + 3° C Abweichung vom vieljährigen Mittel im Februar führten örtlich zu Verfrühungen der Vegetation von bis zu 6 Wochen, wobei die Erntearbeiten jedoch durch übernässte Böden behindert wurden. Bei den wildwachsenden Pflanzen und Obstgehölzen hingegen hielt die Verfrühung an und schon um Ostern begannen die Obstbäume zu blühen. Die Eisheiligen fielen in diesem Jahr aus und die sommerliche Witterungsphase Mitte Mai wurde zur Gewinnung von Grassilage genutzt. Im Juni stellte sich eine Hitzewelle ein, die mit schweren Gewittern und Hagelschlag zu Ende ging. Auf leichten Standorten wurde Ende des Monats mit der Wintergerstenernte begonnen. Für den Mais waren die Witterungsbedingungen optimal. Die Pflanzen wuchsen zügig und zeigten bereits um den 10. Juli die ersten Fahnen.

Der Juli war zu kühl und erheblich zu nass, wodurch die Mähdruschernte nur bedingt möglich war. Vor allem in Ostwestfalen fielen extreme Niederschläge und viele Getreide- und Rapsbestände gingen ins Lager. Auch Sturm und Hagel verursachten oft erhebliche Schäden an landwirtschaftlichen Kulturen. Außerdem nahm der Krautfäuleinfektionsdruck bei Kartoffeln stark zu. Der Mais dagegen profitierte von der guten Wasserversorgung, ebenso wie die Zuckerrüben, bei denen allerdings vermehrt Pilzkrankheiten wie Rhizoctonia und Cercospora auftraten. Im September erfolgte die Bestellung der Winterungen i. A. problemlos, nur bei Winterweizen gab es nässebedingte Verzögerungen. Infolge der wassergesättigten Böden war auch die herbstliche Gülleausbringung schwierig.

Baden-Württemberg

Die erste Januarhälfte war winterlich kalt, trocken und sonnenscheinreich. Dann setzte rasche Erwärmung ein, die sich im Februar fortsetzte. Der extrem warme Februar führte zum zeitlichen Vorsprung der natürlichen Vegetation von bis zu 4 Wochen. Besonders im Nordosten führten im Februar immense Niederschlagsmengen (bis zu 300 % der normalen Monatssumme) zu Verschlämmungen der Böden, die dann im recht trockenen März verkrusteten, sodass die Saaten gebietsweise nicht auflaufen konnten und deshalb nachgesät werden musste. Auch gab es Ende März/Anfang April nochmals Nachtfröste, die bei empfindlichen Kulturen Schutzmaßnahmen erforderten, sonst aber erhebliche Schäden verursachten. Im Mai wurden die Wachstumsbedingungen zeitweise optimal, sodass eine rasante Entwicklung einsetzte. In der zweiten Junidekade stellte sich bereits der Jahreshöchstwert der Lufttemperatur ein.

Ab September herrschte sonnenscheinarmes, niederschlagsreiches Wetter vor. Es gab nun Probleme durch vernässte Böden und deren schlechte Befahrbarkeit, sodass die Ernte von Spätkartoffeln, Zuckerrüben und Körnermais immer wieder unterbrochen werden musste. Probleme gab es deshalb auch bei der Aussaat von Wintergetreide bzw. -raps. Und die Weinlese zog sich aus dem gleichen Grunde in diesem Jahr über 7 Wochen und länger hin.

Bayern

Nach einem zunächst frostigen Januar, der die Böden bis unter 30 Zentimeter gefrieren ließ, setzte mit einem extrem milden Februar schon ein um etwa 4 Wochen verfrühter Vegetationsbeginn ein. Allerdings verzögerten sich die anstehenden Bestellarbeiten, da es auch im März immer wieder zu ergiebigen Regenfällen kam. Wenigstens im Mai und Juni herrschten bei teilweise hochsommerlicher Witterung gute Trocknungsbedingungen für die Ernte von Grünland, dafür kam es allerdings zu zahlreichen Unwettern mit Hagel und Starkregen mit zum Teil verheerenden Schäden für die Landwirtschaft. Ganz extrem waren aber die Folgen der sintflutartigen Regenfälle in der ersten Augusthälfte, die vor allem im Donauraum und dem Chiemgau zu großflächigen Überschwemmungen führten. Leider konnten auch im Herbst die noch anstehenden Feld- und Erntearbeiten infolge häufiger und ergiebiger Niederschläge oft nicht mehr zu Ende geführt werden, obwohl erst Anfang Dezember winterliche Vegetationsruhe einkehrte.

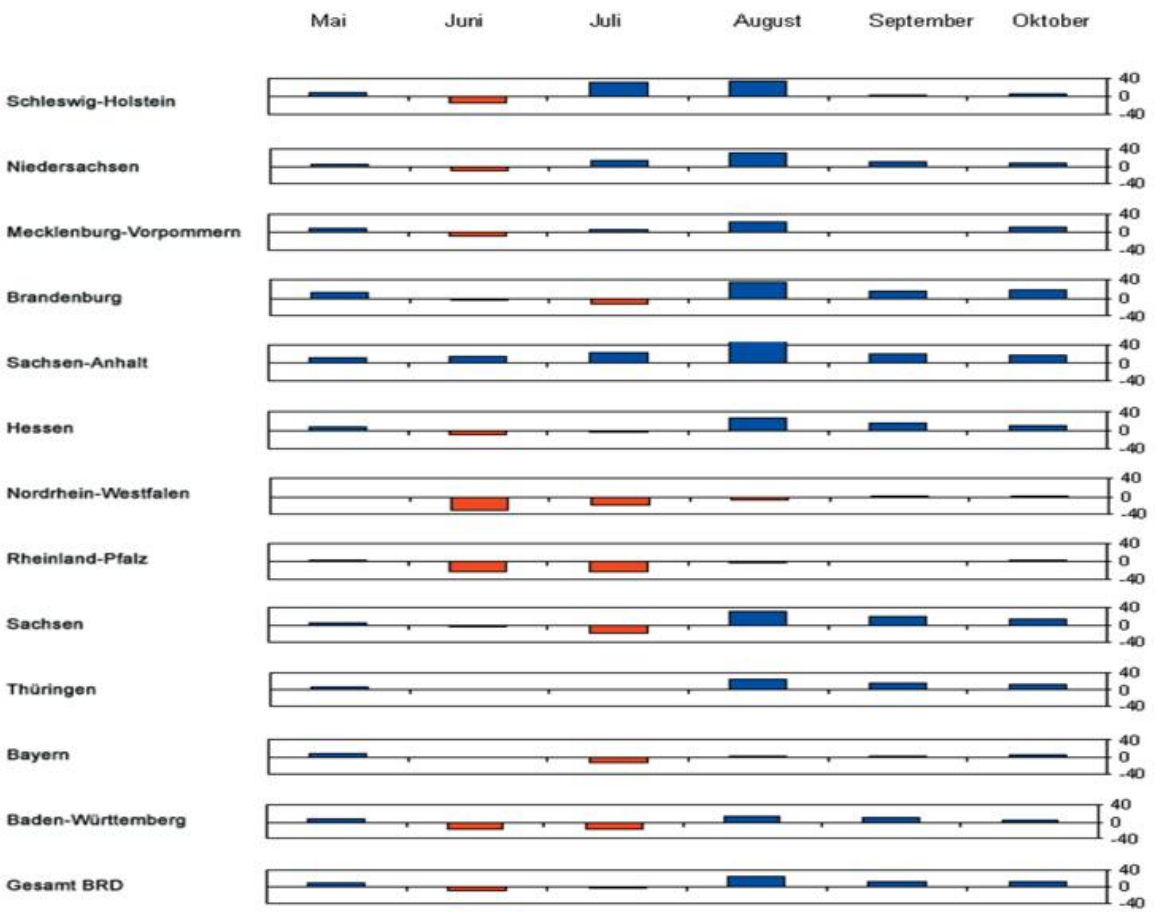


Abb. 1 Monatliche Abweichungen der Bodenfeuchte von Wintergetreide auf leichten Standorten (% nFK) im Jahr 2002 vom viel. Mittelwert 1961 - 2001 (rot = zu trocken, blau = zu feucht).

Die Bodenfeuchtesituation während der Vegetationszeit 2002

Die Abb. 1 charakterisiert die Bodenfeuchtesituation des Jahres 2002 über die Vegetationszeit.

Abgesehen von Nordrhein-Westfalen (hier im wesentlichen der westliche Teil des Landes) und Rheinland-Pfalz wies insbesondere der August z.T. deutlich positive Abweichungen zum vieljährigen Mittel auf. Das Auffüllen der Böden bis zur Feldkapazität, verbunden mit frühzeitigen Sickerwasserbewegungen führte zwangsläufig auch zu überdurchschnittlicher Bodenfeuchte bis in den Herbst hinein.

Aus der Tabelle 1 ist ersichtlich, dass die 1. Jahreshälfte sowohl bezüglich der Bodentemperaturen als auch erdbodennahen Temperaturen deutlich zu warm (rot) war, die Verdunstung überdurchschnittliche und die Benetzungszeiten unterdurch schnittliche Werte aufweisen.

Tab. 1 Charakteristische agrarmeteorologische Kenngrößen für das Jahr 2002. Die Tabelle enthält die Abweichungen vom vieljährigen Mittelwert (1961-2001) im Jahr 2002 für die Parameter Bodentemperatur, Minimumtemperatur in Bodennähe, Penman-Verdunstung und Benetzungszeit. Die rot dargestellten Werte stellen zu warme, bzw. Zeiten mit hoher Verdunstung und geringer Blattbenetzung, die blauen Werte zu niedrige Temperaturen, hohe Blattbenetzung und geringe Verdunstung dar.

	Januar		Februar		März				April				Mai				Juni			
	1	2	1	2	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Schleswig-Holstein	1.0	3.4	3.2	4.4	1.6	1.1	114.9	77.0	1.2	1.1	94.2	103.4	1.2	2.0	91.0	118.7	1.6	1.8	101.9	110.2
Niedersachsen	0.9	2.5	3.1	4.9	1.4	1.1	117.6	71.0	0.8	0.6	97.1	102.9	1.2	2.2	89.0	106.7	1.3	1.9	101.0	100.1
Mecklenburg-Vorpommern	1.0	3.6	3.0	4.9	1.7	2.1	110.3	76.8	0.9	1.1	86.9	124.0	1.4	2.5	88.0	117.1	0.9	1.8	106.8	97.5
Brandenburg	1.0	2.2	3.3	5.1	1.6	2.0	96.3	103.0	0.6	0.6	87.8	118.7	2.0	3.1	90.5	119.8	0.9	1.4	96.6	96.0
Sachsen-Anhalt	0.9	1.6	3.4	5.5	1.5	2.0	96.9	87.5	0.3	0.4	87.5	115.0	1.7	3.1	90.5	108.1	0.7	2.1	96.3	106.9
Hessen	0.8	-0.6	3.3	5.9	1.1	0.7	112.6	74.9	0.4	0.5	105.3	97.9	0.4	1.7	84.5	129.6	2.5	1.8	108.3	74.2
Nordrhein-Westfalen	0.7	1.8	3.0	4.8	1.7	1.0	120.0	69.9	1.0	0.7	109.4	80.6	0.6	1.4	93.4	93.9	1.9	1.4	107.4	83.6
Rheinland-Pfalz	1.1	-2.4	3.3	4.5	1.8	1.0	119.2	71.4	0.9	0.6	117.1	85.8	0.5	1.0	91.0	111.3	2.8	1.9	110.9	65.9
Sachsen	0.6	0.4	2.9	6.0	1.3	2.0	109.8	99.3	0.0	0.1	94.4	95.6	2.1	2.9	94.6	104.5	2.0	1.7	106.4	80.7
Thüringen	1.3	-0.6	3.0	6.3	1.2	1.8	112.0	79.8	-0.1	0.0	97.0	98.8	1.2	2.4	86.3	116.3	1.6	1.8	101.7	85.4
Bayern	0.7	-1.3	2.9	6.5	1.9	1.5	126.0	81.6	0.5	0.3	110.3	68.9	1.1	1.5	97.0	99.0	2.8	1.7	120.7	67.3
Baden-Württemberg	0.5	-1.3	3.0	5.5	2.3	1.7	129.2	70.6	0.8	0.7	117.8	75.4	0.4	0.9	95.6	106.3	3.4	2.4	124.8	63.2
Gesamt BRD	0.9	0.8	3.1	5.4	1.6	1.5	113.7	80.2	0.6	0.6	100.4	97.2	1.2	2.1	90.9	110.9	1.9	1.8	106.9	85.9

	Juli				August				September				Oktober				November		Dezember	
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	1	2
Schleswig-Holstein	-0.4	0.9	88.4	131.4	3.3	3.5	100.7	88.0	2.4	0.7	121.2	71.3	-1.5	-1.9	92.2	116.6	-0.2	0.0	-2.1	-1.8
Niedersachsen	-0.5	1.1	89.0	127.8	2.7	3.3	96.7	109.2	1.2	0.5	110.6	83.7	-1.5	-1.5	97.0	111.3	0.4	0.6	-2.3	-2.0
Mecklenburg-Vorpommern	-0.2	1.3	91.4	121.0	3.0	3.4	99.0	93.7	2.4	1.3	122.6	74.7	-1.4	-1.4	88.0	130.1	-0.2	0.0	-2.2	-2.1
Brandenburg	-0.2	1.1	89.2	122.7	2.6	3.1	97.8	104.8	1.6	0.4	110.2	78.0	-1.3	-1.1	90.3	119.9	0.2	0.0	-2.5	-2.2
Sachsen-Anhalt	-0.8	1.4	84.3	125.7	2.8	3.2	100.5	102.5	1.5	0.1	108.8	79.2	-1.2	-0.9	96.3	114.6	0.6	0.8	-2.2	-2.5
Hessen	-1.0	0.7	83.9	125.6	1.5	2.6	90.6	113.8	0.0	-0.8	107.2	94.3	-0.9	-0.2	93.1	116.2	2.4	2.9	-0.1	1.0
Nordrhein-Westfalen	-0.7	0.7	87.9	123.6	1.3	2.2	84.0	118.5	0.3	-0.5	104.1	80.5	-1.1	-0.9	91.0	110.6	2.2	2.4	-0.1	0.6
Rheinland-Pfalz	-0.7	0.7	85.4	112.9	0.7	2.0	85.2	135.8	0.1	-0.7	113.0	85.1	-0.2	0.1	95.2	110.2	3.0	3.4	1.2	2.5
Sachsen	0.4	1.1	98.1	92.4	2.2	2.9	92.5	111.1	0.2	-0.3	97.5	94.3	-1.4	-0.6	90.6	123.9	1.2	1.6	-1.8	-1.3
Thüringen	-0.8	1.0	87.5	96.5	1.8	2.8	90.2	115.6	-0.1	-0.3	99.8	82.3	-1.4	-0.4	90.2	112.5	1.5	2.2	-1.7	-0.3
Bayern	-0.1	0.7	94.2	112.8	1.1	1.8	91.9	114.5	-0.5	-1.2	98.6	107.2	-0.7	0.1	89.9	121.6	2.2	3.4	0.2	3.2
Baden-Württemberg	-0.3	0.7	92.0	115.4	0.4	1.4	89.8	123.1	-0.5	-0.7	98.2	106.3	-0.3	0.3	97.9	115.2	2.9	4.1	1.5	3.8
Gesamt BRD	-0.4	0.9	89.3	117.3	1.9	2.7	93.2	110.9	0.7	-0.1	107.7	86.4	-1.1	-0.7	92.6	116.9	1.3	1.8	-1.0	-0.1

Legende:

1= Bodentemperatur unbewachsener Boden 5 cm (rot= zu warm,blau= zu kalt)
2= Minimumtemperatur in Bodennähe für unbewachsenen Boden (rot= zu warm, blau= zu kalt)
3= Penman - Verdunstung, Abw.in % (rot= zu hohe Verdunstung, blau= zu geringe Verdunstung)
4= Benetzungszeiten, Abw. in % (rot= relativ geringe Benetzungszeiten, blau= relativ hohe Benetzungszeiten)

Ungewöhnlich stellte sich der Mai dar, der einerseits zu warm war und gleichzeitig überdurchschnittlich hohe Benetzungszeiten aufwies. Diese Konstellation ist selten und extrem förderlich für Pflanzenkrankheiten, was in der landwirtschaftlichen Praxis zu aufwendigen Pflanzenschutzmaßnahmen führte.

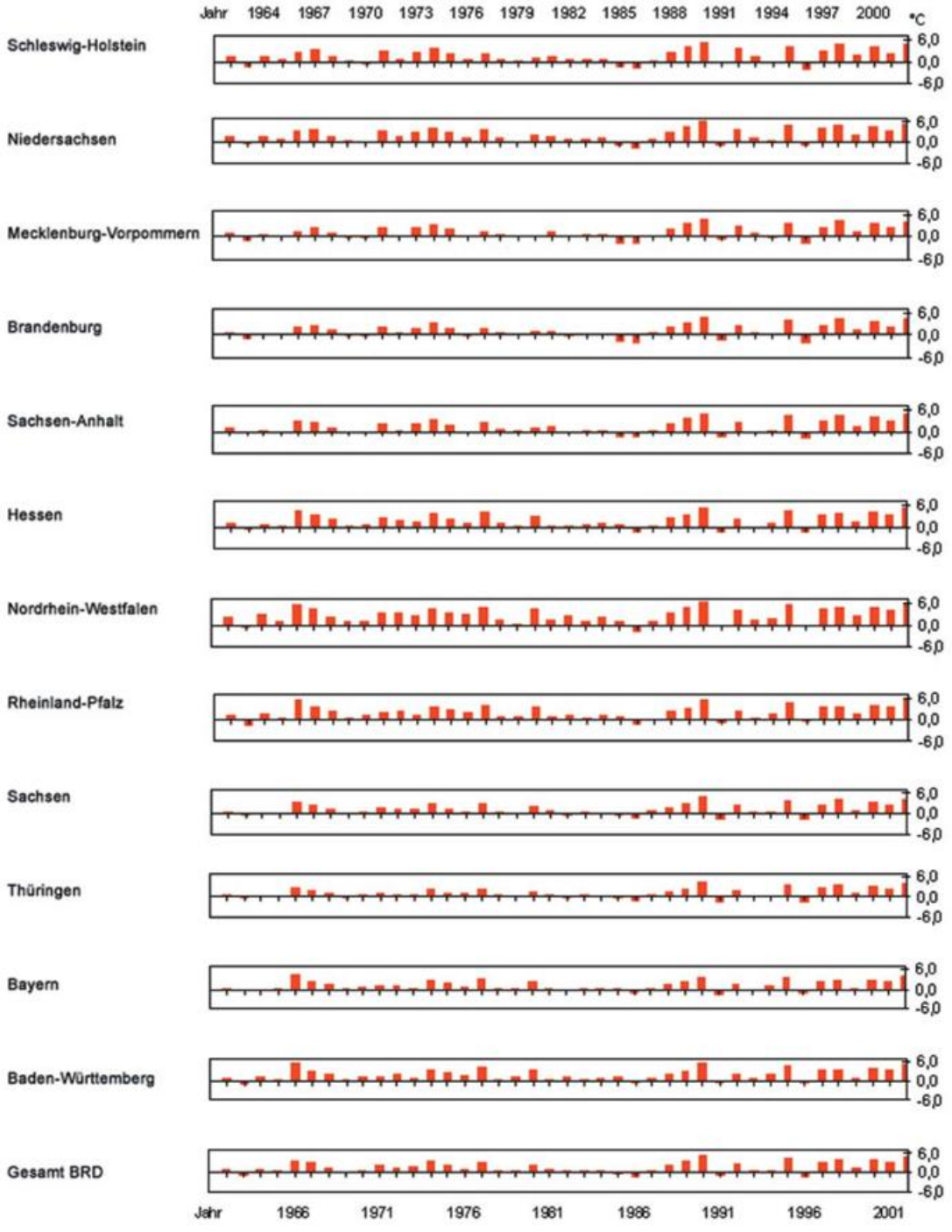


Abb. 2 Mittlere Bodentemperaturen (5 cm, unbewachsener Boden) für den Monat Februar der Jahre 1962 - 2002.

Die Situation der Bodentemperaturen im Februar 2002

Die Abb. 2 stellt die mittleren monatlichen Bodentemperaturen für einen mittelschweren Boden in 5 cm Tiefe seit 1962 dar. Dabei wird deutlich, dass nahezu in allen Bundesländern das Jahr 2002 extrem hohe Werte aufweist, die in dieser Größenordnung bisher nur im Jahr 1990 erreicht wurde. Für die gesamte Bundesrepublik Deutschland gemittelt ist außerdem ein Trend mit einer Zunahme von ca. 1 K festzustellen. Ein Bild in der ganz anderen Richtung ist im Dezember 2002 beim Bodenfrost festzustellen (Abb. 3).

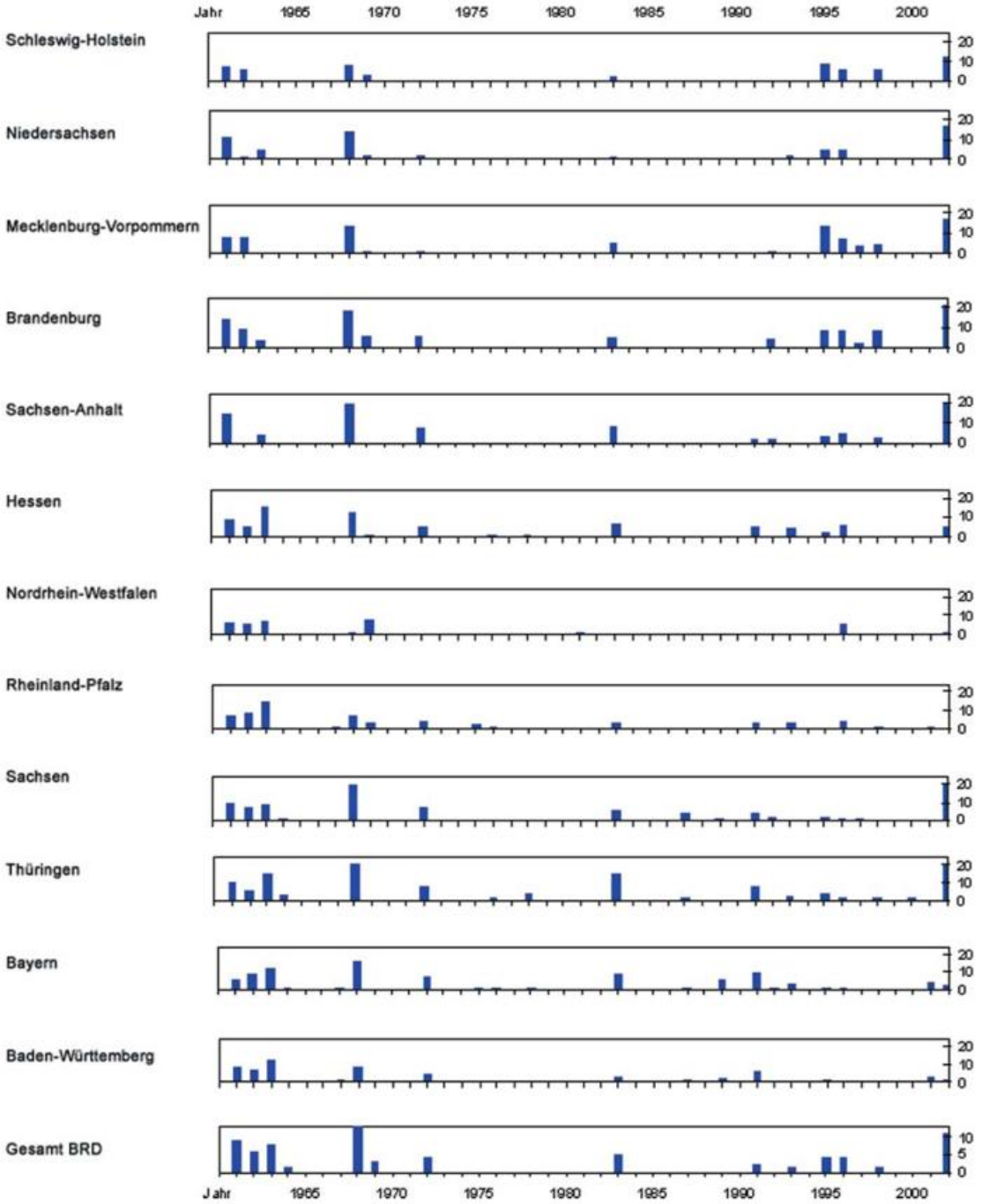


Abb. 3 Anzahl Tage mit Bodenfrosteindringtiefen > 20 cm im Dezember (Zeitraum 1961 - 2002, mittelschwerer unbewachsener Boden).

Extreme Bodenfrosteindringtiefen im Dezember 2002

Die Abb. 3 stellt die Anzahl der Tage mit Bodenfrosteindringtiefen eines mittelschweren unbewachsenen Bodens im Dezember > 20 cm dar. Es wird deutlich, dass in vielen Bundesländern die Tage mit Bodenfrost über diesen Grenzwert neue Rekorde seit 1961 aufweisen und über die gesamte Bundesrepublik betrachtet nur das Jahr 1968 vergleichbare Verhältnisse bot.

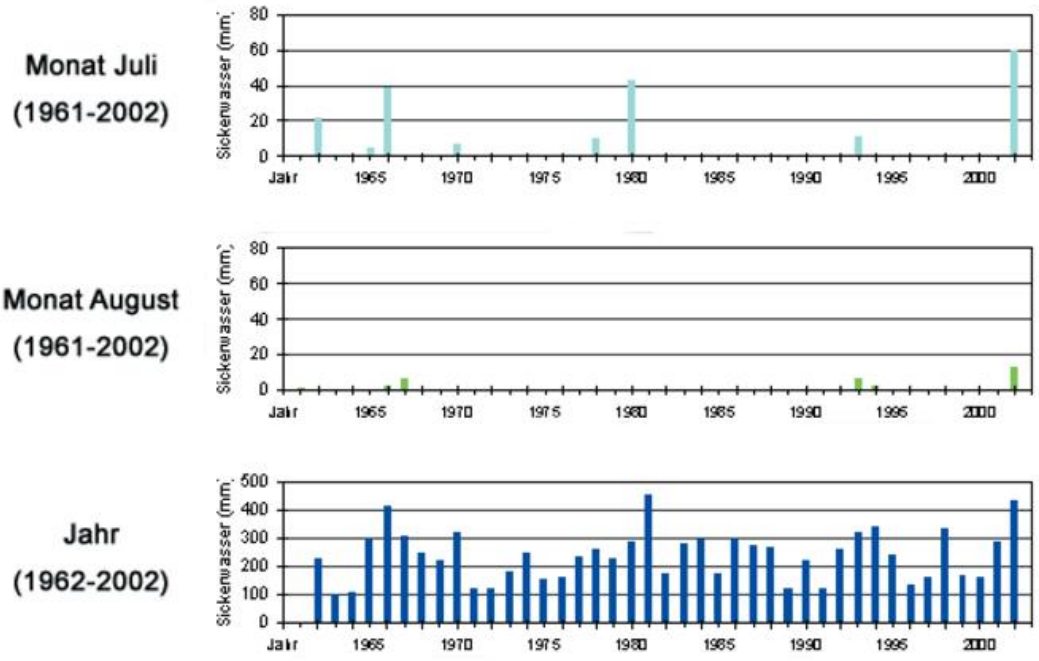


Abb. 4 Sickerwasser auf leichten Standorten mit Zuckerrüben (unberegnet) als Mittel über das Beregnungsgebiet östliches Niedersachsen (1961/1962 - 2002).

Sickerwasser im Sommer ist selten

Die Abb. 4 charakterisiert anhand der Sickerwassermengen der Monate Juli, August sowie der Jahressummen, berechnet für das Beregnungsgebiet östliches Niedersachsen, noch einmal die Situation des Bodenwasserhaushalts, wie sie typisch für viele Regionen Deutschlands im Sommer 2002 war. Extreme Sickerwassermengen schon im Juli deuten auf vollkommen gesättigte Böden hin, die wiederum im August zur Verstärkung der Hochwasser führten. Auch in der Jahressumme wurde das Jahr 2002 nur durch das Jahr 1981 übertroffen.

Die phänologische Entwicklung

G. Müller-Westermeier

Das Jahr 2002 begann mit einer sehr kalten Phase. Ab Mitte Januar und im Februar war es dann aber sehr mild. Daher traten die phänologischen Vorfrühlingsphasen meist früher als im Referenzzeitraum 1961-1990 auf. Nur in den klimatisch besonders begünstigten Gebieten, in denen die ersten phänologischen Vorfrühlingsphasen normalerweise schon am Jahresanfang auftreten, ergab sich teilweise eine Verzögerung. So trat die Schneeglöckchenblüte in den milden Zonen Westdeutschlands in diesem Jahr schon Ende Januar ein. Sonst wurde diese Phase im allgemeinen im Laufe des Februar beobachtet. Die Abweichungen des Eintrittstermins dieser Phase von den langjährigen Werten ist in Abb. 2 dargestellt. Neben der räumlichen Unruhe, die durch lokalklimatische Besonderheiten und Unsicherheiten bei der Beobachtung der Phase verursacht sind, zeigen sich im Westen gebietsweise Verspätungen dieser Phase. Sonst überwiegt jedoch ein etwas zu frühes Eintreten. Im Mittel über Deutschland wurde die Schneeglöckchenblüte 7 Tage früher als im Bezugszeitraum beobachtet.

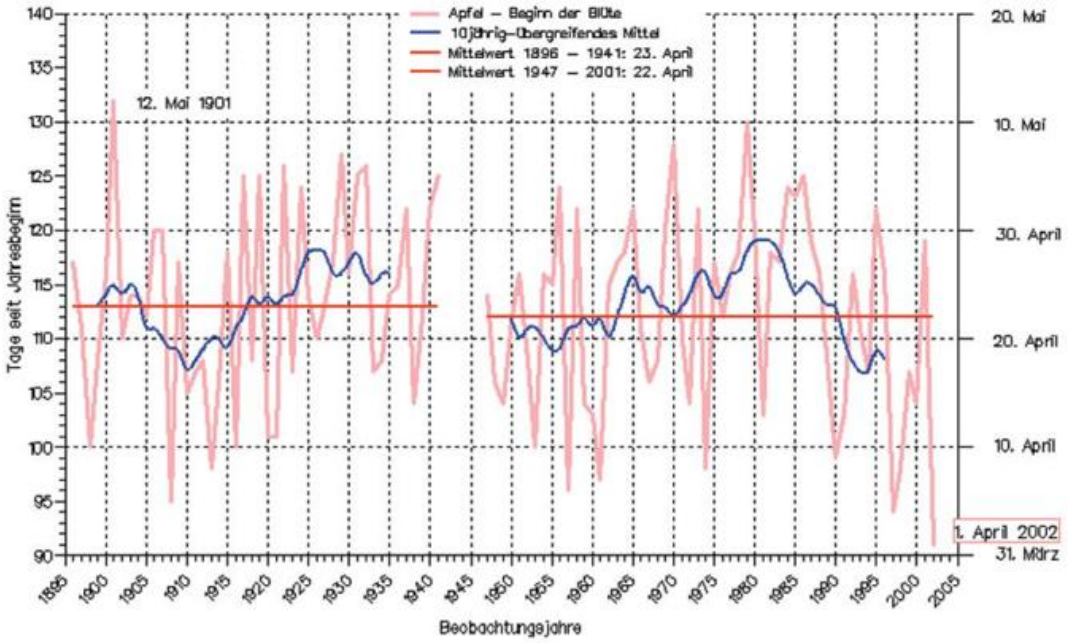


Abb. 1 Beginn der Apfelblüte in Geisenheim seit 1896

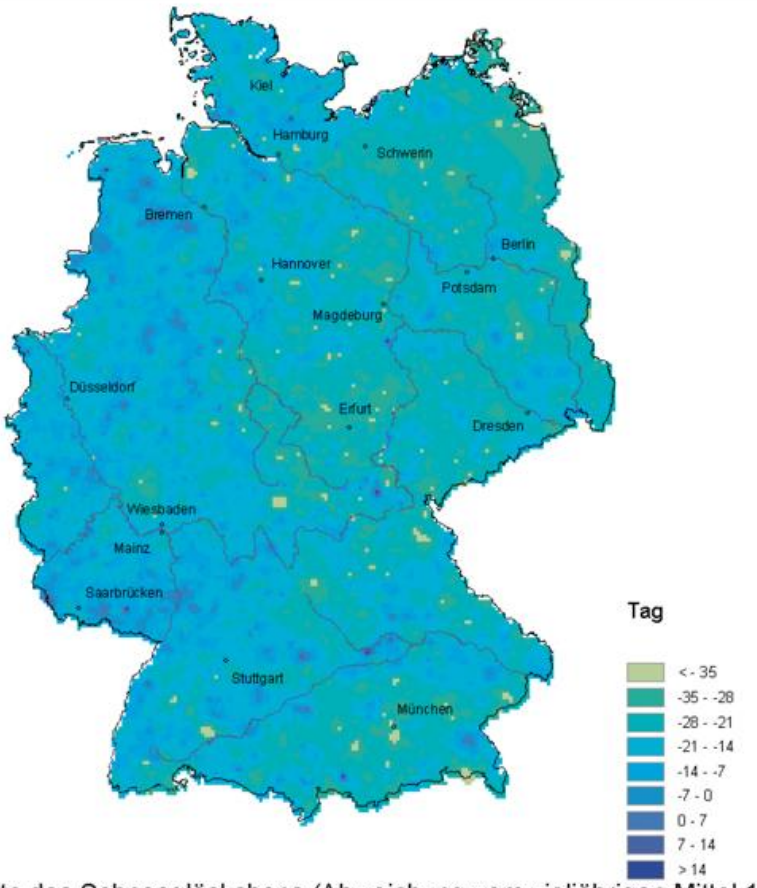


Abb. 2 Beginn der Blüte des Schneeglöckchens (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

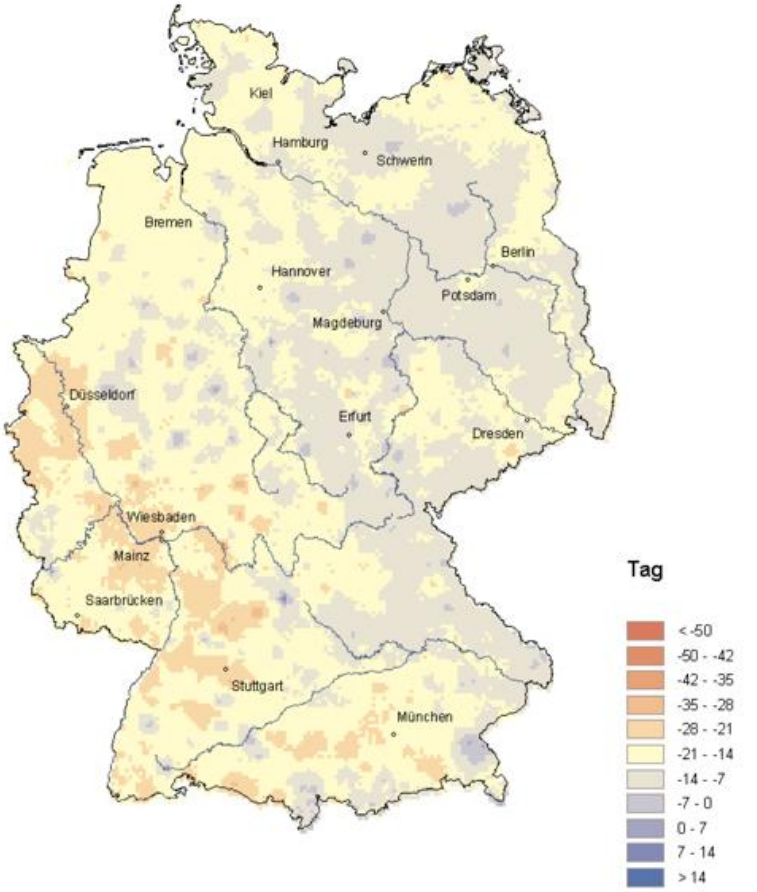


Abb. 3 Apfelblüte 2002 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

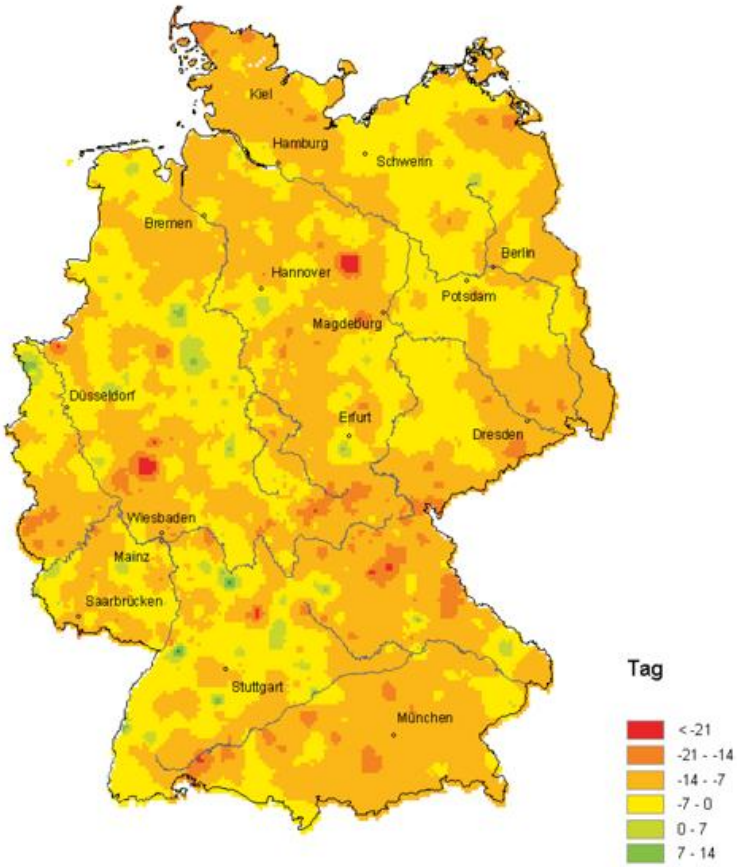


Abb. 4 Beginn Ährenschieben des Winterroggens 2002 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

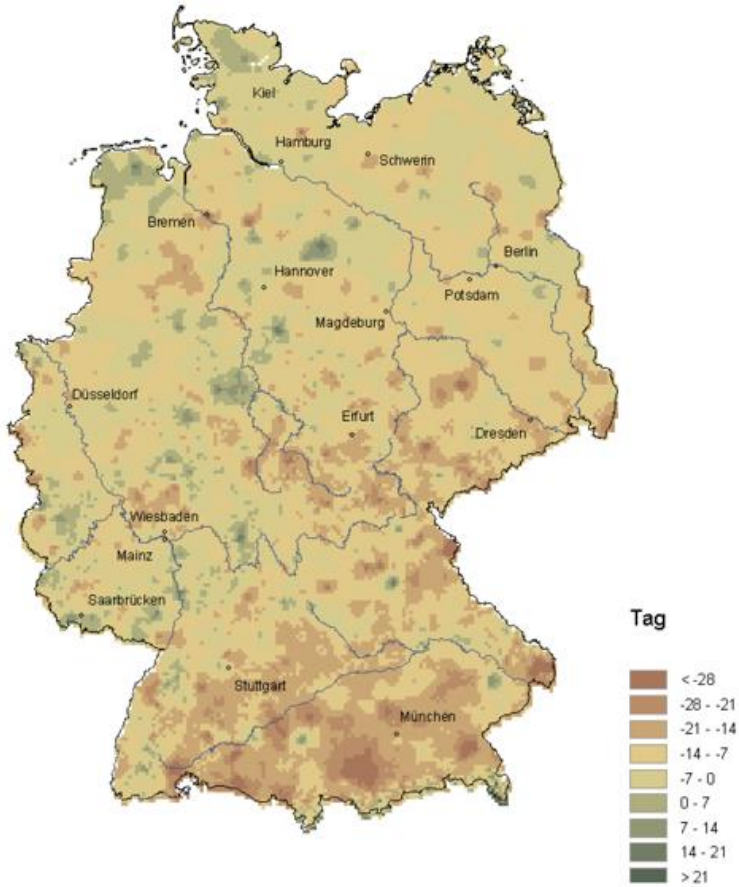


Abb. 5 Erste reife Früchte der Rosskastanie 2002 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

Bei den Vollfrühlingsphasen wirkte sich die Wärme im Spätwinter und Frühling besonders stark aus. Sie waren nahezu durchweg erheblich zu früh. So konnte der Beginn der Apfelblüte am Rhein und seinen Nebenflüssen örtlich schon Ende März beobachtet werden. Überwiegend trat sie jedoch in der zweiten Aprilhälfte auf. In Küstennähe und in höheren Lagen wurde sie erst Anfang Mai registriert. Im Mittel war der Beginn der Apfelblüte um 15 Tage früher als üblich (s. Abb. 3). Besonders große Abweichungen von den Normwerten gab es im Westen und Süden Deutschlands. Dort erfolgte die Apfelblüte teilweise einen ganzen Monat zu früh An vielen Stationen war es der früheste beobachtete Termin für diese Phase. In Abb. 1 ist dies beispielhaft für die lange Beobachtungsreihe von Geisenheim dargestellt. Im Osten wurden hingegen meist nur Abweichungen von 10 Tagen beobachtet, weil ein Wintereinbruch im März mit Schnee die phänologische Entwicklung verzögerte.

Da die überwiegend milde und niederschlagsreiche Witterung auch in den folgenden Monaten anhielt, trat das Ährenschieben des Winterroggens, das in etwa den Beginn des Sommers kennzeichnet, ebenfalls recht früh auf. Meist wurde diese Phase Mitte Mai beobachtet. Sie war überwiegend 1 bis 2 Wochen früher als im Bezugszeitraum, wobei sich jedoch keine wesentlichen regionalen Unterschiede ergaben (s. Abb. 4).

Bei den Herbstphasen sind die Beziehungen zur Witterung im allgemeinen komplexer und nicht so ausgeprägt. Die Temperaturbedingungen der vorangegangenen Monate wirken sich nur noch wenig aus. Dagegen findet man oft Beziehungen zum Niederschlag, wobei Trockenperioden ein frühes Eintreten der Phasen bewirken können, während die Herbstphasen bei guter Wasserversorgung der Pflanzen eher etwas später beobachtet werden. Teilweise scheinen auch die Abstände zu den Frühlingsphasen den Eintritt der Herbstphasen zu bestimmen. Das hat in diesem Jahr anscheinend auch den Eintritt der Fruchtreife der Rosskastanie, die den Herbstbeginn markiert, bestimmt. Denn trotz niederschlagsreichen Sommermonaten trat diese Phase meist schon in der zweiten Septemberhälfte auf. Im Mittel bedeutete dies einen gegenüber der Referenzperiode um rund 9 Tage früheren Eintritt (s. Abb. 5). Allerdings könnte die frühe Fruchtreife auch auf einen verbreiteten Parasitenbefall (Rosskastanien-Miniermotte (Cameraria ohridella)), der zu verfrühter Laubverfärbung und Blattfall sowie einer allgemeinen Beeinträchtigung der Vitalität der Bäume führte, zurückzuführen sein.

Entwicklung der Ozonschicht

H. Claude, W. Steinbrecht, U. Köhler, B. Haßler

Die Ozonschichtdicke wird von zahlreichen Vorgängen in der Atmosphäre beeinflußt. Selbst bei Jahresmittelwerten kann dies zu starken Schwankungen führen. Gegenüber dem Vorjahr war die Ozonschicht über Deutschland im Jahr 2002 wieder etwas dünner. Das Gesamtozon, als Maß für die Dicke der Ozonschicht, lag mit 319 Dobson Units etwa 3% unter dem vieljährigen Mittel 1967 - 2001, ein nicht sonderlich spektakulärer Wert. Abb. 1 zeigt neben der langfristigen Abnahme, daß die Dicke der Ozonschicht besonders in den letzten Jahren in einem quasi zweijährigen Rhythmus schwingt. Diese Schwingung ist weitgehend in Phase mit der quasi zweijährigen Oszillation der stratosphärischen Winde über dem Äquator (QBO). Bei in 50hPa (ca. 22km) vorherrschenden Westwinden (2002) bedeutet dies für die mittleren Breiten der Nordhemisphäre meist eine dünnere Ozonschicht, wobei die dadurch bedingte Amplitude bis zu 10-20 Dobson Einheiten betragen kann. In Abb. 1 ist ebenfalls gut zu erkennen, dass sich seit den Minima 1992/93 in Folge des Ausbruches des Vulkans Pinatubo, die Ozonschicht zwar geringfügig erholt hat, jedoch zu keiner Zeit wieder dauerhaft Werte auftraten, wie sie früher typisch waren. Ein erneuter großer Vulkanausbruch von ähnlicher Stärke wie Pinatubo (1991) oder El Chichon (1982) würde, von dem heute niedrigen Niveau ausgehend, schnell zu einer weiteren Ausdünnung der Ozonschicht auf Mittelwerte unter 300 Dobson Einheiten (DU) führen. Jedoch auch ohne eine solche Einwirkung sind bei entsprechend ungünstiger Phasenlage von QBO und solarem Zyklus innerhalb der nächsten Jahre immer wieder sehr niedrige Werte möglich. Durch die nach wie vor hohe Chlorbelastung der Stratosphäre bleibt die Ozonschicht weiterhin gefährdet.

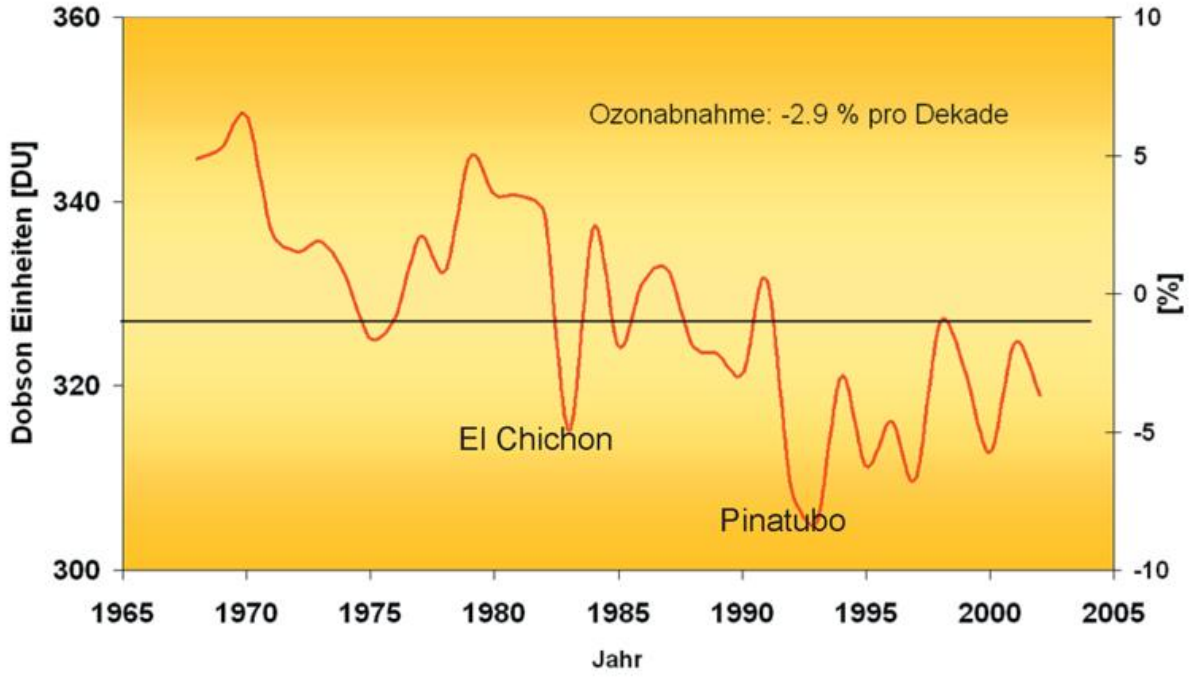


Abb. 1 Zeitlicher Verlauf der Ozonschichtdicke am Hohenpeissenberg 1967 - 2002. Der aus der linearen Regression berechnete prozentuale Trend von -2.9% pro Dekade bezieht sich auf die Anfangswerte der Regression.

Die verschiedenen Protokolle zum Schutz der Ozonschicht zeigen bei den am meisten verbreiteten FCKW's zwar Wirkung, und dies sowohl bei den Emissionen, als auch bei den stratosphärischen Konzentrationen, der Rückgang auf 'normale' Werte dauert jedoch voraussichtlich Jahrzehnte. Auch der Klimawandel trägt zum Ozonabbau bei (s. Beitrag W. Steinbrecht et al.). Unter all diesen Gesichtspunkten muss bei zusätzlich durch den Witterungsverlauf stark abgesenkten Gesamtozonwerten weiterhin mit signifikant erhöhten UV-Belastungen gerechnet werden, die in verhältnismässig kurzer Zeit zu Sonnenbrand führen können (s.a. Ozonbulletin des DWD Nr. 88, 2002). Die z. B. täglich im Internet und den Medien verfügbaren UV-Vorhersagen des DWD sind diesbezüglich ein guter Ratgeber.

Im Jahr 2002 traten sehr niedrige Gesamtozonwerte nur im ohnehin strahlungsarmen Februar (-13% im Monatsmittel) auf oder waren auf wenige Tage beschränkt. An manchen Tagen im Mai und Juni war die Ozonschichtdicke um bis zu 18% dünner als die Mittelwerte 1967-01. An Strahlungstagen war dann von erythemwirksamen UV-Bestrahlungsstärken auszugehen, die allein durch die niedrigeren Gesamtozonwerte, um 15-20% über den vieljährigen Mittelwerten lagen.

Der Februar stellt sich immer mehr als der Monat mit den stärksten Veränderungen in der Ozonschicht heraus (s.a. Ozonbulletin des DWD Nr. 15, 1995). Nicht nur der Trend (grüne Linie in Abb. 2) hat in diesem Monat mit -5.2% pro Dekade seinen größten Wert, auch die Streuung der einzelnen Tageswerte um die jeweiligen Monatsmittel (rosa Linie) belegt die Sonderstellung des Februars. Dieser Monat ist der einzige, in dem die Streuung der Ozonwerte um 8% zugenommen hat, während alle anderen Monate entweder keine Zunahme (z.B. Januar, März oder Juni) oder gar eine deutliche Abnahme der Streuung aufweisen (April, Mai und Juli). Eine Ursache dafür ist, dass im Februar Ozonminima (s. Abb. 2, 0.1-Quantil) bis hin zu sogenannten Ozon-Miniholes immer häufiger und mit immer niedrigeren Werten auftreten, während die monatlichen Maxima (s. Abb. 2, 0.9-Quantil) weniger zurückgegangen sind. Untersuchungen zur atmosphärischen Zirkulation und deren Veränderlichkeit haben gezeigt, dass sich gegenüber den ersten Beobachtungsjahren besonders im Februar gewisse Zirkulationsmuster verstärkt haben, was sich auch markant in der Erwärmung der freien Troposphäre in Mitteleuropa um 3 K und der Anhebung der Tropopause um 450 m seit Ende der 60er Jahre widerspiegelt. Hervorzuheben sind die Arctic Oscillation (AO), das Polar-Eurasia-Musster und die North-Atlantic-Oscillation (NAO) (s. Beitrag von Steinbrecht et al. in diesem Klimastatusbericht oder auch Steinbrecht et al., 2001).

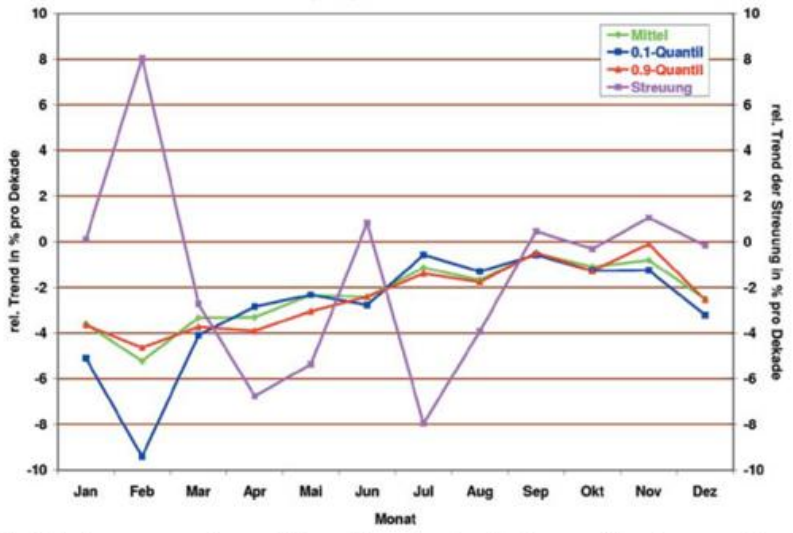


Abb. 2 Jahresgang der relativen Trends des Hohenpeißenberger Gesamtozons (Ozonschichtdicke), der 0.1- bzw. 0.9-Quantile der monatlichen Tagesmittel und deren Streuung in Bezug auf das jeweilige Monatsmittel, jeweils in % pro Dekade.

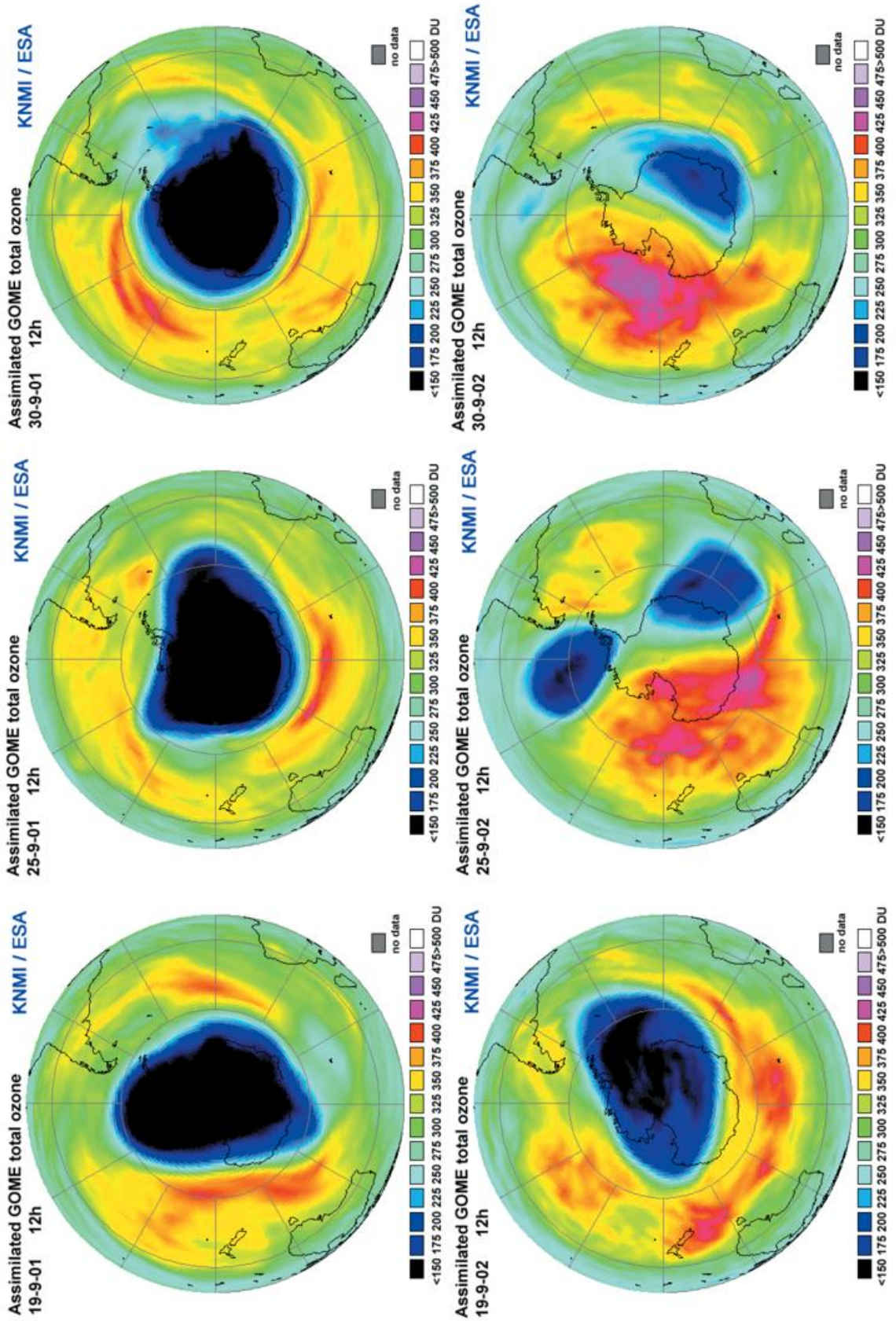


Abb. 3 Falschfarbendarstellung der Ozonschichtdicke über der Südpolarregion an den Terminen 19.9, 25.9. und 30.9. aus den Jahren 2001 (obere Reihe) und 2002 (untere Reihe). Quelle: GOME Messungen prozessiert von KNMI/DLR/ESA.

Höchst bemerkenswert war die Entwicklung der Ozonschicht über der Antarktis: Etwa ab dem letzten Augustdrittel war abzusehen, dass sich das Ozonloch 2002 eher schwach ausprägen würde. Sowohl die überdeckte Fläche als auch die Ozonverluste selbst, waren geringer als in früheren Jahren (WMO-Antarctic Ozone Bulletin, 2002.) Die weitere Entwicklung kam jedoch völlig unerwartet, wie in Abb. 3 eindrucksvoll zu sehen ist. Die GOME-Messungen der antarktischen Ozonverteilung zeigen Vergleiche gleicher Termine für 2001 (obere Bilderserie) und für 2002 (untere Bilderserie). Am 19.9.2002 war das Ozonloch noch recht gut ausgebildet, die Ozonwerte innerhalb des Wirbels waren jedoch nicht so niedrig wie im Jahr 2001. Am 25.9. brach der südpolare Wirbel - und damit das Ozonloch - förmlich auseinander und es bildeten sich zwei schwache, deutlich vom Pol entfernte Zentren. Wie von ähnlichen und häufigen Vorgängen über der Nordpolarregion bekannt, ging dies auch über der Antarktis mit einer starken Stratosphärenerwärmung einher. Ein so frühes und intensives 'sudden major warming' ist dort jedoch sehr ungewöhnlich. Die Wahrscheinlichkeit für solche Ereignisse ist in der 2002 noch dominierenden Phase der verstärkten solaren Aktivität mit QBO-Phase West zwar hoch und zeigt sich gegenwärtig auch durch häufigere Stratosphärenerwärmungen in der nördlichen Winterhemisphäre. Der antarktische Wirbel ist jedoch normalerweise so viel kälter (ca. 20°) und stabiler als der arktische, dass es dort nur höchst selten zu solchen Störungen kommt (Labitzke und van Loon, 2002). Es ist noch nicht ganz klar, welche Faktoren schließlich die Stratosphärenerwärmungen auslösen, in denen innerhalb weniger Tage die Temperaturen um etwa 30° ansteigen können. Nicht immer kommt es zu Stratosphärenerwärmungen, auch wenn die Rahmenbedingungen seitens solarer Aktivität und QBO-Phase günstig sind. Auslösender Faktor können starke planetare Wellen sein, die sich bis in die obere Stratosphäre ausbreiten. Als Indikator hierfür kann der Verlauf des sogenannten dynamischen Aktivitäts - Index herangezogen werden, der ein Maß für die meteorologische Dynamik ist. Dieser zeigte bereits im August 2002 eine deutlich höhere Aktivität als in allen vorangegangenen Jahren (Ozonbulletin des DWD Nr. 89, 2002 und Nr. 42, 1997). Zu einer Wiederverstärkung des Wirbels und des Ozonloches kam es in dieser Saison nicht mehr (30.9.). Zu sehr dominierten schon Sonne und warme und ozonreiche Luftmassen große Teile der südpolaren Stratosphäre. Flächenmässig war damit das antarktische Ozonloch 2002 sehr klein (Abb. 4). So geringe Ausdehnungen wurden zuletzt 1988 und in der Zeit davor gemessen,

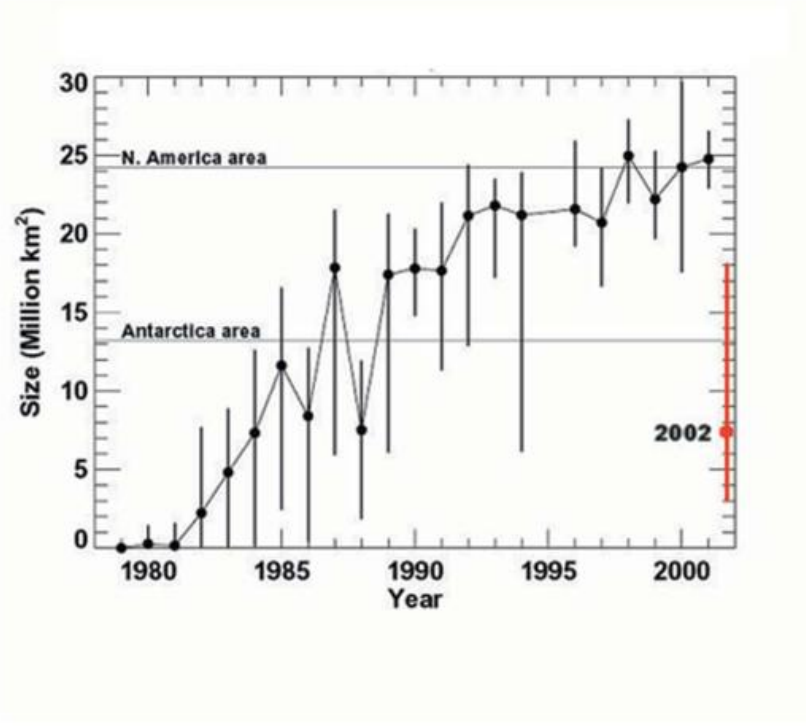


Abb. 4 Zeitlicher Verlauf der Flächengrösse des antarktischen Ozonloches in der Zeit von 1979-2002.
Quelle: NASA/WMO.

was jedoch hauptsächlich an dem seinerzeit noch geringeren Chlorgehalt der Stratosphäre gelegen haben mag. Ein so schwach ausgeprägtes Ozonloch wie 2002, dürfte aus heutiger Sicht als seltenes Ergebnis besonderer Konstellationen betrachtet werden und auf keinen Fall als Auftakt der beginnenden Erholung der Ozonschicht. Das gespaltene Ozonloch 2002 und möglicherweise auch manch andere meteorologische Extremereignisse in diesem Jahr zeigen uns, dass die Atmosphäre nach wie vor einige Überraschungen bereit hält und wo die Vorhersagbarkeit extremer atmosphärischer Prozesse ihre Grenzen findet.

Literatur

Bittner, M., Dech, S.W., Ozonbulletin des DWD Nr. 42, 1997
Erbertseder, T., Baier, F., Bittner, M., Ozonbulletin des DWD Nr. 90, 2002.
Labitzke, K., van Loon, H., The QBO effect on the solar signal in the global stratosphere in the winter of the Northern Hemisphere, J. of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics, 62, 621-628, 2002.
Proffit, M:, WMO-Antarctic Ozone Bulletin, 2002 (www.wmo.ch/web/arep/ozone.html)
Steinbrecht, W., Claude, H., Köhler, U., Winkler, P., Interannual Changes of Total ozone and Northern Hemisphere Circulation Patterns, GRL Vol. 28, No. 7, pp 1191 - 1194, 2001.
Trepte, S., Ozonbulletin des DWD Nr. 89, 2002
Winkler, P., Ozonbulletin des DWD Nr. 15, 1995
Alle Ozonbulletins des DWD im Internet::http://www.dwd.de/de/FundE/Observator/MOHP/hp2/ozon/bulletin.htm

Objektive Wetterlagenklassen

P. Bissolli, E. Dittmann

Beschreibung der objektiven Wetterlagenklassifikation

Die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD beruht auf numerischen Kriterien, die auf jede meteorologische Situation über Mitteleuropa angewendet werden können. Die Klassifizierung wird einmal täglich um 12 UTC durchgeführt und das Ergebnis als die Wetterlage betrachtet, die für den ganzen Tag gültig ist. Das räumliche Klassifizierungsgebiet überdeckt Deutschland und benachbarte Regionen. Die Datengrundlage liefert das operationelle Wetteranalyse- und Vorhersagesystem des DWD. Bis 21.11.1999 wurde das Europa-Modell (EM) des DWD zugrunde gelegt, seit 22.11.1999 das neue operationelle erweiterte Globalmodell (GME), das über eine vergleichbare räumliche Auflösung wie das EM verfügt; die Modellgitterpunkte sind lediglich anders strukturiert. Ein merklicher Datensprung aufgrund des Modellwechsels wurde nicht festgestellt.

Kriterien für die Einteilung der Wetterlagenklassen sind die Zirkulationsformen der Atmosphäre (Zyklonalität) in 950 und 500 hPa, die großräumige Anströmrichtung in 700 hPa und der Feuchtegehalt der Troposphäre. Dadurch ergeben sich 40 verschiedene Wetterlagenklassen. Die Methode ist jederzeit nachvollziehbar mit dem gleichen Ergebnis. Es gibt keine unbestimmten Fälle. Aus diesen Gründen wird der Anspruch auf die Bezeichnung „Objektive Wetterlagenklassifikation“ abgeleitet. Das Verfahren wird seit dem 01.07.1979 angewendet, so dass inzwischen eine über 20jährige Zeitreihe täglicher Wetterlagenklassen vorliegt.

Die Klasseneinteilung erfolgt nach folgendem Schema:

Jede Wetterlagenklasse wird mit einer fünfstelligen Buchstabenkennung abgekürzt, und zwar in folgender Anordnung:

aa z_{950} z_{500} f mit:

aa =:	Anströmrichtung:	XX = keine vorherrschende Richtung, NO = Nordost, SO = Südost, SW = Südwest, NW = Nordwest;
z_{950} z_{500} =:	Zyklonalität in 950 bzw. 500 hPa:	Z = zyklonal, A = antizyklonal;
f =:	Feuchte	F = feucht, T = trocken.

Beispiel:
NOAZT = Nordost, antizyklonal in 950 hPa, zyklonal in 500 hPa, trocken.

Häufigkeit der Wetterlagenklassen 2002

Die häufigsten Wetterlagen im Jahr 2002 waren (gerundete %-Angaben):

SWAAF:	10%,	NWAZT:	6%,
SWZAF:	9%,	SWAAT, XXZZF: je	5%.
NWAAF, SWZZF: je	7%,		

Alle übrigen Wetterlagenklassen erreichten jeweils weniger als 5% aller Fälle.

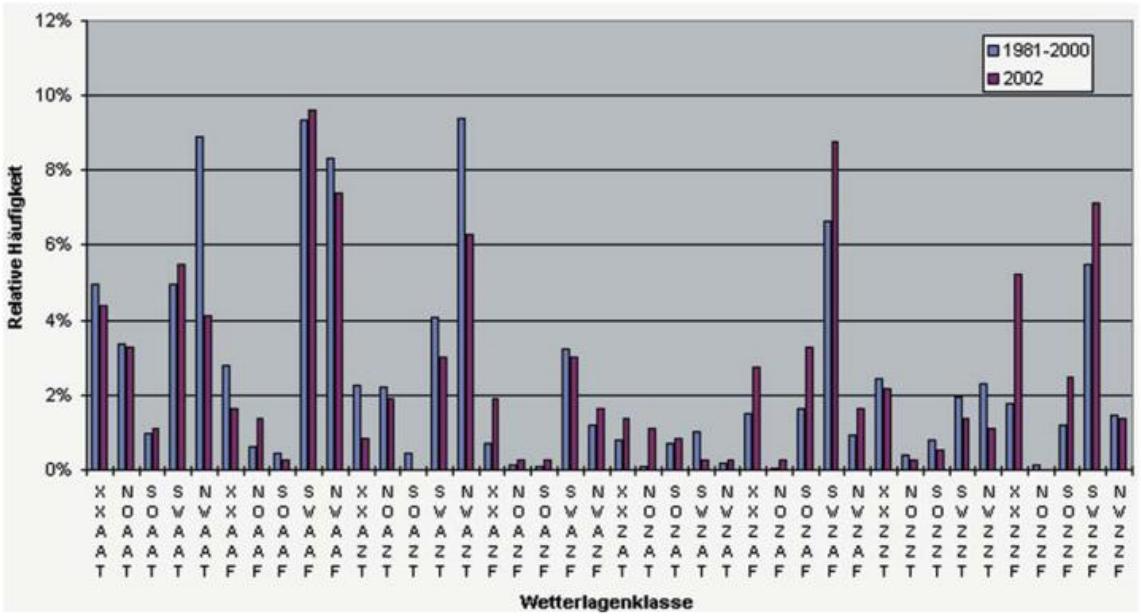


Abb. 1 Relative Häufigkeitsverteilung der objektiven Wetterlagenklassen 2002 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

Die häufigste Lage 2002 (SWAAF) war eine Südwestlage mit antizyklonalen Bedingungen sowohl in Bodennähe als auch in der Höhe und einer relativ feuchten Luftmasse. Sie trat besonders im Mai (an 7 Tagen) und im Juni (an 6 Tagen) häufig auf. Bei dieser Lage strömen feuchtwarme Luftmassen aus Südwesten nach Deutschland und gelangen dort unter Hochdruckeinfluss, so dass gerade zu dieser Jahreszeit dann häufig schon recht hohe Temperaturen erreicht werden.

An zweiter Stelle folgt ebenfalls eine Südwestlage (SWZAF), die sich von SWAAF nur dadurch unterscheidet, dass sie in Bodennähe zyklonal ist. Sie trat am häufigsten ebenfalls im Mai (an 5 Tagen), aber auch im November (an 5 Tagen) auf. Doch auch am 18. Juni 2002, als insbesondere im Süden und Westen Deutschlands neue Temperaturrekorde für den Juni erreicht wurden, herrschte diese Wetterlage.

Eine dritte Südwestlage, die 2002 relativ oft vorkam, war die hochreichend zyklonale Lage SWZZF, allerdings mehr im Winterhalbjahr, vor allem im November (an 6 Tagen). Dieser Monat war vor allem im Süden Deutschlands sehr mild und niederschlagsreich.

Häufigkeit von Wetterlagengruppen 2002

Um eine stabilere Häufigkeitsstatistik zu erhalten, aber auch um Teilaspekte zu betrachten, bietet sich eine Zusammenfassung einzelner Wetterlagen zu Wetterlagengruppen (Typen) an, entsprechend den drei Kriterien der Klassifikation (Anströmrichtung, Zyklonalität in Bodennähe und in der Höhe, Feuchte).

- Anströmrichtung

Bei den Häufigkeiten der Anströmrichtung (Abb. 2) lagen 2002 wie im Vorjahr die Südwestlagen mit knapp 40% an der Spitze. Nordwestlagen kamen dagegen mit knapp 25% deutlich weniger häufig vor als im vieljährigen Mittel. Nordost- und Südostlagen waren in dem Jahr etwas häufiger anzutreffen als sonst, doch blieben ihre Gesamtanteile jeweils unter 10%. Immerhin 20% der beobachteten Lagen hatten keine vorherrschende Anströmrichtung (XX), dies sind teils Übergangslagen, zum Teil aber auch Lagen, bei denen sich ein Hoch oder ein Tief direkt über Deutschland befand.

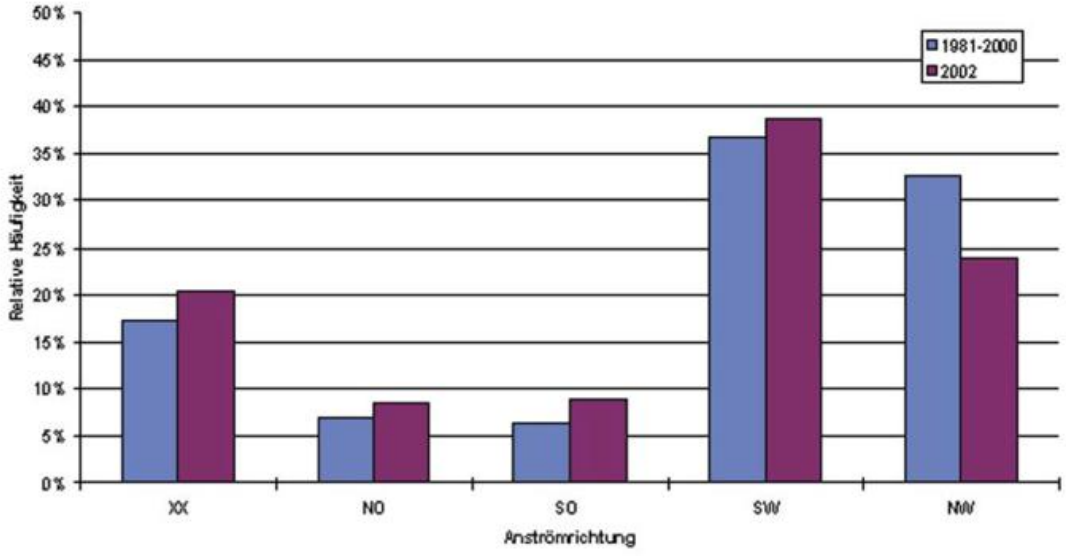


Abb. 2 Relative Häufigkeitsverteilung der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2002 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

- Zyklonalität und Feuchte

Bei der Zyklonalität (Abb. 3) gab es sowohl in Bodennähe (950 hPa) als auch in der Höhe (500 hPa) jeweils rund 60% antizyklonale und 40% zyklonale Fälle. Während dies für 500 hPa genau dem vieljährigen Mittel entspricht, sind dies in Bodennähe im Vergleich zum Mittel relativ viele zyklonale Lagen.

Die Feuchteklassen (ebenfalls Abb. 3) zeigen diesmal für 2002 einen deutlichen Überschuss an feuchten Lagen, die insgesamt an 60% aller Tage vorkamen.

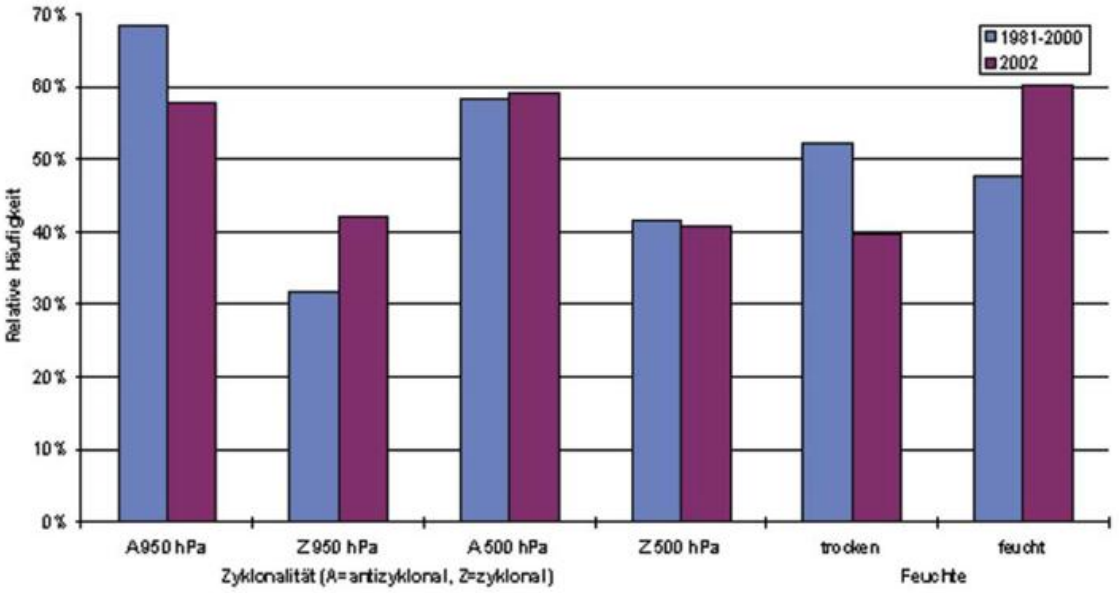


Abb. 3 Relative Häufigkeitsverteilung der Zyklonalitäts- und Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2002 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

Jahresverlauf der Wetterlagen und Zusammenhang mit Temperatur/Niederschlag

Die Wetterlagenklassen zeigen Unterschiede in ihrer Häufigkeit im Jahresverlauf und wirken sich auch entsprechend der Jahreszeit auf Temperatur und Niederschlag in Deutschland aus. Im Folgenden wird daher der Jahresgang der Wetterlagen-Gruppenhäufigkeiten den Temperatur- und Niederschlagsanomalien des Jahres 2002 gegenübergestellt.

- Anströmrichtung (Tab. 1):

Besonders in der ersten Hälfte des Jahres, aber auch im November traten viele Südwestlagen auf. Diese Monate waren auch alle relativ warm, so dass die relativ hohen Temperaturen offenbar hauptsächlich durch Warmluftzufuhr zustande kamen. Der September fiel allerdings durch eine hohe Anzahl an Nordostlagen aus dem Rahmen und erreichte daher keine über dem Durchschnitt liegende Mitteltemperatur. Im Oktober gab es immerhin 11 Nordwestlagen, die dazu beitrugen, dass dieser Monat als erster im Jahr 2002 zu kalt und zu nass wurde. Im Dezember kamen noch 9 Lagen mit Ostkomponente vor, die eine Kaltluftzufuhr von Osten her bewirkten, und diesen Monat ebenfalls relativ kalt, aber trocken werden ließen.

Tab. 1 Monatliche Häufigkeiten (in Tagen) für die Anströmrichtungen. Farbig unterlegte Häufigkeiten sind größer als das entsprechende Klimamittel 1981-2000. Zum Vergleich die Anomalien der Monatsmitteltemperatur (warm/kalt/normal) und der monatlichen Niederschlagssumme (trocken/nass) als qualitative Abweichungen vom Klimamittel (hier 1961-1990).

WLK/Monat	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
XX	5	2	1	12	4	6	6	14	5	6	5	8	74
NO	3	0	5	3	0	0	1	3	10	1	1	4	31
SO	0	1	1	4	7	2	5	5	1	0	1	5	32
SW	11	15	15	7	17	15	13	6	5	13	17	7	141
NW	12	10	9	4	3	7	6	3	9	11	6	7	87
Temperatur	warm	warm	warm	warm	warm	warm	warm	warm	norm	kalt	warm	kalt	warm
Niederschl.	trock.	nass	nass	trock.	nass	trock.	nass	nass	trock.	nass	nass	trock.	nass

- Zyklonalität (Tab. 2):

Die meisten antizyklonalen Lagen sowohl am Boden als auch in der Höhe gab es im Januar, der auch relativ niederschlagsarm war. Ebenso im März kamen noch relativ viele antizyklonale Lagen vor, die sich jedoch nicht auf eine Verringerung des Monatsniederschlags auswirkten. In einigen anderen Monaten ereigneten sich jedoch auch viele zyklonale Lagen in beiden Niveaus, nämlich in den Monaten April, Juli, Oktober und November. Mit Ausnahme des Aprils fiel in diesen Monaten relativ viel Niederschlag. Die beiden ebenfalls sehr niederschlagsreichen Monate Februar und August hatten jedoch nicht bzw. nur in Bodennähe viele Tage mit zyklonalen Lagen aufzuweisen, ein Zeichen dafür, dass hohe Niederschläge nur an einzelnen Tagen oder nur regional auftraten (so z.B. die Extrem-Hochwassersituation im August).

Tab. 2 Monatliche Häufigkeiten (in Tagen) wie in Tab. 1, aber für die Zyklonalität (A/Z 950/500 = antizyklonal/zyklonal in 950/500 hPa) mit entsprechenden Niederschlagsanomalien.

WLK/Monat	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
A 950	29	20	24	15	16	21	17	13	21	16	11	8	211
Z 950	2	8	7	15	15	9	14	18	9	15	19	23	154
A 500	24	16	19	13	22	21	15	19	17	18	11	21	216
Z 500	7	12	12	17	9	9	16	12	13	13	19	10	149
Niederschl.	trock.	nass	nass	trock.	nass	trock.	nass	nass	trock.	nass	nass	trock.	nass

- Feuchte (Tab. 3):

Zwei Drittel aller Monate hatten eine relativ feuchte Atmosphäre aufzuweisen. Besonders ausgeprägt waren dabei der August (nur feuchte Lagen) und der Mai (an 29 von 31 Tagen feucht). Mit Ausnahme des Dezember waren alle diese 8 Monate sehr warm und konnten daher viel Wasserdampf aufnehmen, besonders in den Sommermonaten. Relativ trocken war die Atmosphäre nur in den Monaten Januar, März, September und Oktober.

Tab. 3 Monatliche Häufigkeiten (in Tagen) wie in Tab. 1, aber für die Feuchte (A/Z 950/500 = antizyklonal/zyklonal in 950/500 hPa) mit entsprechenden Temperaturanomalien.

WLK/Monat	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
trocken	19	10	18	13	2	10	10	0	20	19	7	12	140
feucht	12	18	13	17	29	20	21	31	10	12	23	19	225
Temperatur	warm	warm	warm	warm	warm	warm	warm	warm	norm	kalt	warm	kalt	warm

Langzeittrends 1980-2002

Bei der Anströmrichtung zeichnet sich eine leichte Tendenz zu mehr Südwestlagen und zu weniger Nordwestlagen ab. Auch bei den Nordostlagen deutet sich ein leicht ansteigender Trend an.

Die Anzahl der Südwestlagen war 2002 etwa genau so groß wie in 2001 und erreichte also den Rekordwert im Jahr 2000 (fast 50%) wieder nicht. Der Anteil der Nordwestlagen war jedoch in 2002 mit unter 25% der niedrigste seit 1980.

Bei der Zyklonalität zeigt sich in 500 hPa kein Trend, in 950 hPa deutet sich jedoch eine leichte Tendenz zu mehr zyklonalen Lagen an. Mit über 42% wurde 2002 auch der höchste Anteil an zyklonalen Lagen in 950 hPa seit 1980 erreicht.

Bei den Feuchteklassen wurde die Abnahme der feuchten Klassen des Vorjahres nicht weiter fortgesetzt, sondern es wurde in 2002 ganz im Gegenteil mit über 60% der höchste Anteil an feuchten Klassen seit 1980 beobachtet. Insgesamt zeichnet sich hier also jetzt ein deutlicher Langzeittrend zu mehr Feuchtigkeit in der Atmosphäre ab (vgl. Abb. 4).

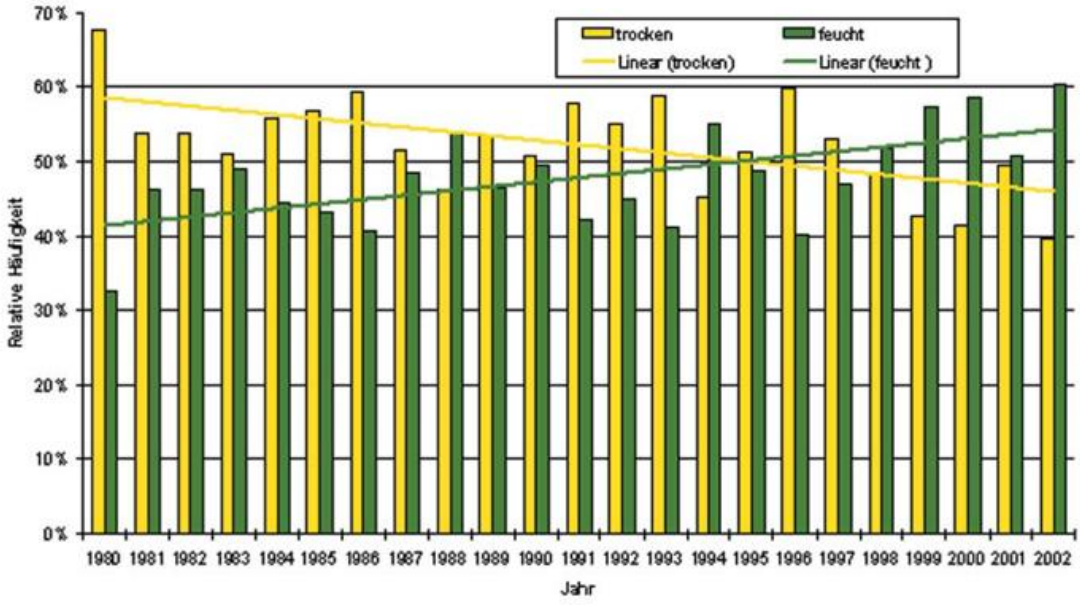


Abb. 4 Langzeittrends der Häufigkeit der Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2002.

Weitere Details zur objektiven Wetterlagenklassifikation können der DWD-Klimaüberwachungs-Internetseite entnommen werden: http://www.dwd.de/de/FundE/Klima/KLIS/prod/monitoring/wlk_index.htm

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre

H. Nitsche

Den folgenden Ausführungen liegen die Radiosondenmessungen und Windpilotierungen an den Stationen des gemeinsamen Meßnetzes des Deutschen Wetterdienstes und des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr zugrunde, die als TEMP-bzw. PILOT-Meldungen über GTS empfangen wurden.

Zirkulation und Höhenwind

Mittlere monatliche Windvektoren

In den Abbildungen 1 bis 4 sind für Schleswig und Stuttgart (jeweils als repräsentative Stationen für Nord- bzw. Süddeutschland) die mittleren monatlichen Windvektoren bzw. ihre gewichteten Abweichungsvektoren vom Referenzzeitraum als Vertikal-/Zeitschnitte für das Jahr 2002 dargestellt. Durch die Wichtung werden Abweichungen geringer gewertet, wenn der Wind im mittleren Monatsmittel des Referenzzeitraums unbeständig ist.

Die Zirkulation in der Stratosphäre ist im Jahre 2002 schon im Frühjahr durch unbeständige Winde gekennzeichnet. Die sommerliche Ostwindzirkulation wird jedoch erst im Juni beständig. In der Troposphäre haben Februar und März an beiden Stationen beständigere Westwinde, der April ist unbeständig, die beiden Monate Mai und Juni wiederum sehr beständig mit Südwestwind im Mai und Westwind im Juni. Juli und August sind weniger beständig, der September war sehr unbeständig. Der Oktober hatte dagegen wieder überwiegend recht beständigen Westwind.

Sommerliche Ostwindperioden

Abb. 5 zeigt die Folge der sommerlichen Ostwindperioden für drei Druckflächen über Stuttgart von 1977 bis 2002. Der Beginn der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre lag 2002 über der GUAN-Station Stuttgart in 10 und 30 hPa etwa einen Monat später als z.B. in den Jahren 2000 bzw. 1998. In 70 hPa war eine sommerliche Ostwindzirkulation von 33-35 Tagen Dauer an 3 Stationen vorhanden: Essen, Greifswald und Lindenberg.

In Tab. 1 sind Anfang und Ende der sommerlichen stratosphärischen Ostwindzirkulation für die Druckflächen 20 und 50 hPa für 12 Radiosondenstationen zusammengefasst. Für einige Stationen (Bergen, Idar-Oberstein und Oberschleißheim) wurden die Daten wegen vorhandener Datenlücken manuell nachkorrigiert. Die korrigierten Werte sind mit * gekennzeichnet. So ergibt sich insgesamt ein konsistentes Bild. Eine gewisse Unsicherheit um wenige Tage bleibt aber.bestehen. Der Beginn der stratosphärischen Ostwindzirkulation liegt in 20 hPa an den nördlichen und ostlichen Stationen früher als an den westlichen und südlichen Stationen. Der Unterschied in der Dauer beträgt fast 2 Monate. In 50 hPa ist der Unterschied geringer.



Abb.1 Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Schleswig 2002.



Abb.2 Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Stuttgart 2002.

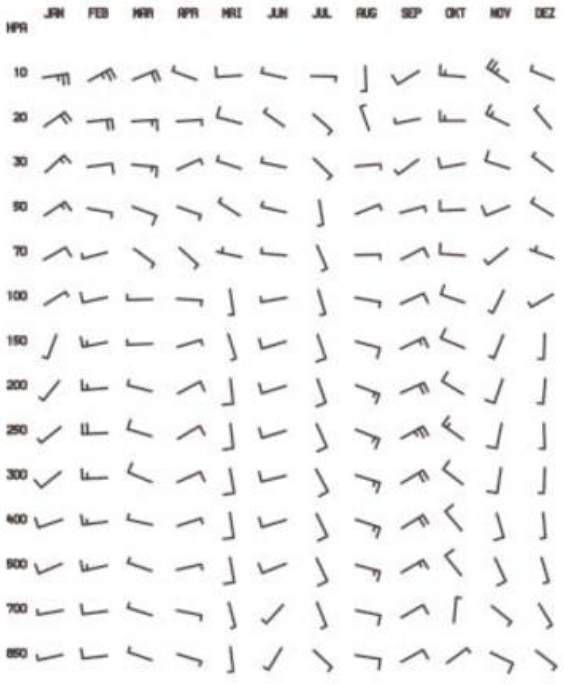


Abb. 3 Abweichungen monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit vom Referenzzeitraum 1961-1990 Schleswig 2002,

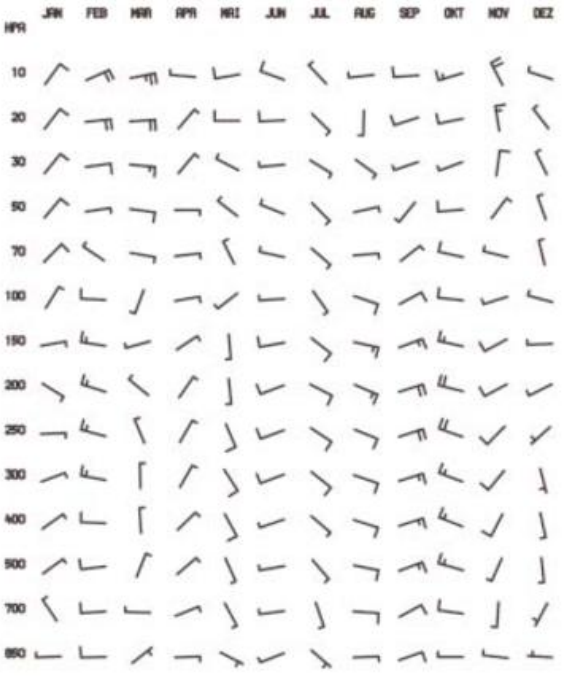


Abb. 4 Abweichungen monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit vom Referenzzeitraum 1961-1990 Stuttgart 2002.

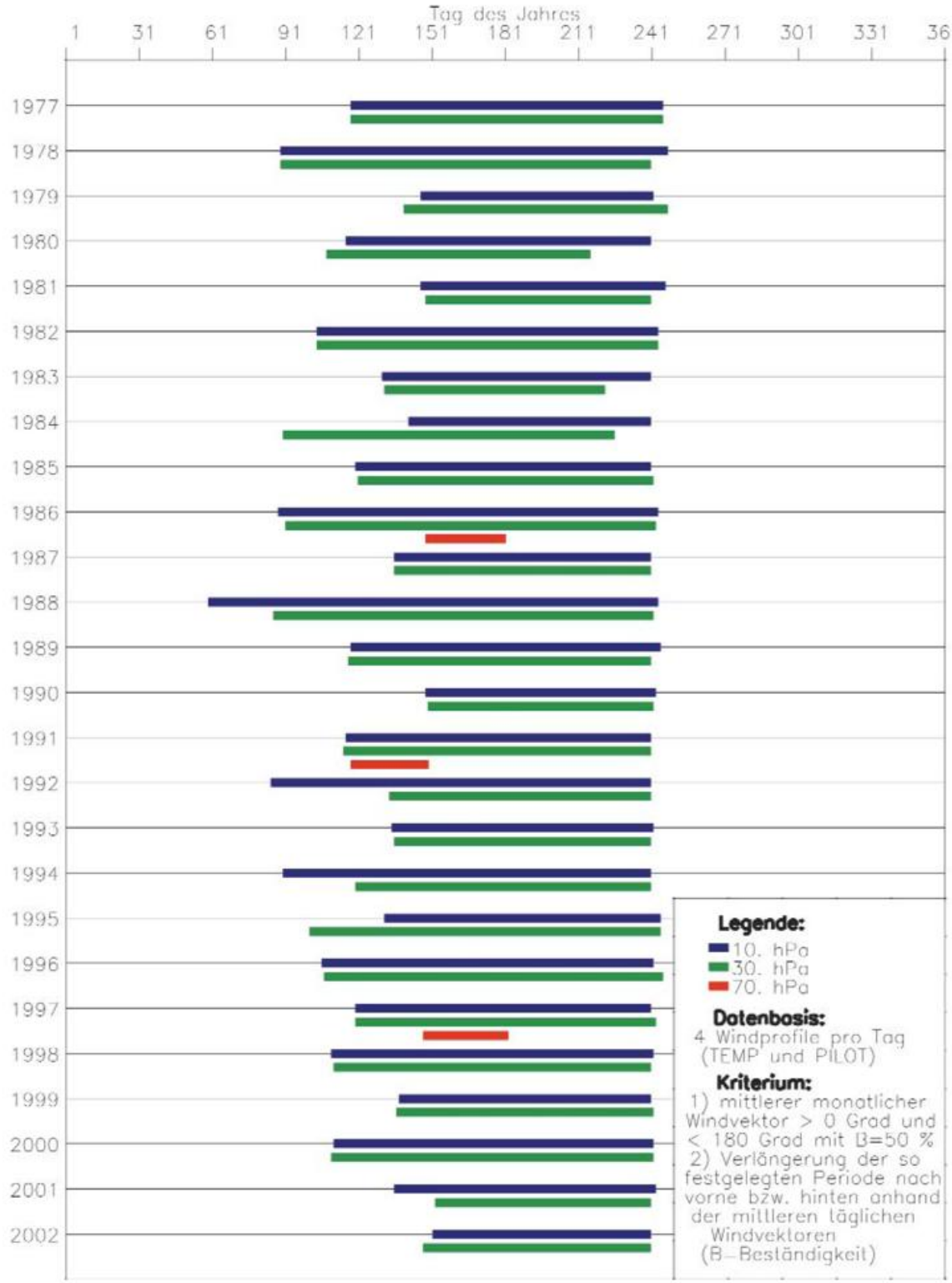


Abb. 5 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre, Stuttgart 1977-2002.

Tab. 1 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre an 12 Radiosondenstationen für das Jahr 2002 (Datenbasis: Monatsmittelwerte und Tagesmittelwerte aus 2-4 Windprofilen pro Tag, manuell korrigierte Werte mit * gekennzeichnet.).

Station	Druckfläche (hPa)	Beginn (Tag)	Ende (Tag)	Dauer Tage
SCHLESWIG (WST)	20	81	231	151
	50	178	222	45
GREIFSWALD (WST)	20	81	227	147
	50	178	222	45
EMDEN (WST/AE)	20	81	238	158
	50	178	223	46
BERGEN (BW)	20	142 *	245*	101*
	50	183*	226*	43*
LINDENBERG (OBS)	20	140	243	104
	50	181	223	43
ESSEN-BREDENEY (AWST)	20	141	243	103
	50	181	217	37
OPPIN (WST)	20	80	223	144
	50	180	243	64
MEININGEN (WST)	20	142	243	102
	50	181	224	44
IDAR-OBERSTEIN (BW)	20	142*	241*	99*
	50	181	234*	54*
STUTTGART(SCHNAR.AWST)	20	145	243	99
	50	181	222	42
KUEMMERSBRUCK (BW)	20	142	243	102
	50	181	212	32
OBERSCHLEISSHEIM	20	146	243	98
	50	181*	233*	42*

Lufttemperatur

Monatsmittelwerte der Lufttemperatur

Abb. 6 zeigt die Zeitreihe der Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2002 gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990 im Mittel über 8 Radiosondenstationen in 500 hPa und 50 hPa für die 4 Jahreszeiten seit 1963. Im Frühjahr und Sommer und Winter war die Troposphäre etwas wärmer und die Stratosphäre kühler als der Referenzzeitraum 1961-1990. Der Herbst zeigte dagegen im Jahre 2002 ein gegenläufiges Verhalten, indem die Troposphäre ein wenig kälter und die Stratosphäre ein wenig wärmer als der Referenzzeitraum war. Jedoch sind die Abweichungen klein.

Temperaturminima in der Stratosphäre

2002 traten Temperaturminima von –80 Grad Celsius oder niedriger in der Stratosphäre in 2 Episoden vom 30 November bis 3. Dezember und vom 7. bis 9. Januar sowie an einzelnen Terminen am 9. Dezember (Lindenberg) 17. Dezember (Bergen) und am 21. Dezember (Emden) auf. Alle Beobachtungen bleiben auf die Stationen im Norden und der Mitte Deutschlands beschränkt. Meiningen, Idar-Obertsein, Küm-

mersbrück, Stuttgart und Oberschleißheim erreichen oder unterschreiten die Schwelle von –80 Grad nicht. Niedrigere Werte als –84 Grad Celsius wurden nicht beobachtet. Die zugehörigen geopotentiellen Höhen lagen zwischen knapp 19 km (Greifswald) und fast 30 km (Greifswald und Essen). Tabelle 2 gibt eine Zusammenfassung der Werte dieser Episoden.

Tab. 2 Extreme Temperaturminima in der Stratosphäre nach Radiosondenmessungen 2002.

Station	Monat	Tag	Termin	Temperatur (°C)	Geopotential (gpm)
	Jan	8	12	-81	20000
	Dez	1	0	-81	29371
SCHLESWIG (WST)	Dez	21	12	-81	23117
	Jan	9	0	-81	18568
	Jan	8	12	-81	19950
	Nov	30	12	-80	29511
GREIFSWALD (WST)	Dez	1	12	-80	27149
	Jan	7	12	-81	22801
EMDEN (WST/AE)	Dez	21	12	-80	21971
	Jan	8	0	-80	18753
	Jan	8	12	-81	21391
BERGEN (BW)	Dez	17	12	-84	25530
	Jan	9	0	-81	20103
	Jan	8	12	-81	20650
	Dez	3	0	-80	26978
LINDENBERG (OBS)	Dez	9	12	-80	26874
	Jan	8	12	-81	20931
ESSEN-BREDENEY (AWST)	Dez	1	0	-80	29984
OPPIN (WST)	Dez	1	12	-80	28425

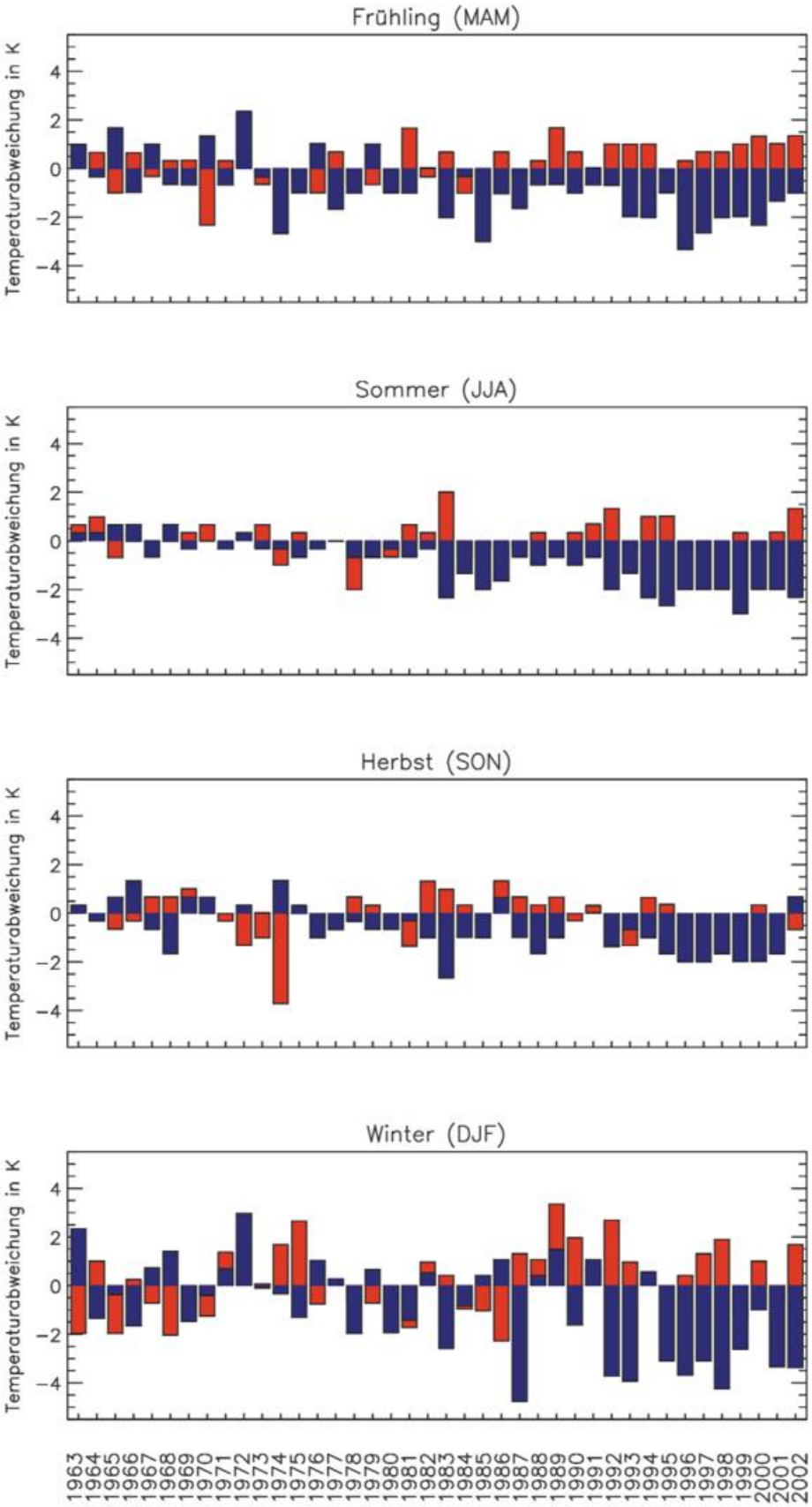


Abb. 6 Zeitreihe der Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2002 vom Referenzzeitraum 1961-1990 für Jahreszeiten in 500 hPa (rot) und 50 hPa (blau) (Mittelwerte über 8 Stationen) für die Jahre 1963-2002.

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa

B. Rudolf

Die Analysen des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie zeigen, dass für das meteorologische Jahr Dez. 2001 bis Nov. 2002 der jährliche Niederschlag über Mittel- und Südosteuropa sowie über den Britischen Inseln und Südschweden die für den Zeitraum 1961–1990 geltenden Mittelwerte (Abb. 1a,b) überstieg. Dies gilt insbesondere für die deutschen Mittelgebirge, wo in einigen Rastergebieten (1°x1°geogr. Länge/Breite) mehr als 150% der jährlichen Durchschnittswerte erreicht wurden (Abb. 1c). In den übrigen Teilen Europas war das Jahr überwiegend zu trocken.

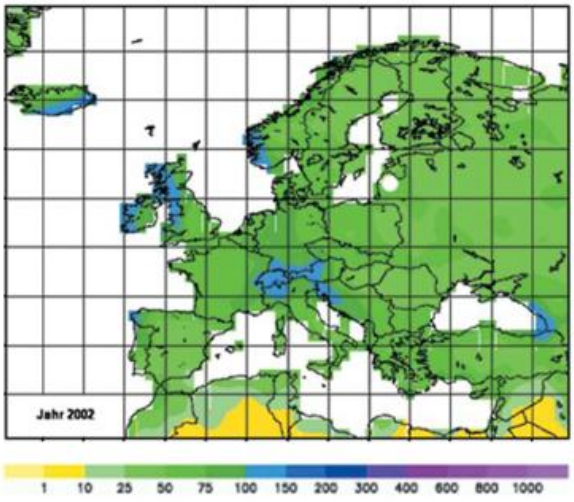


Abb. 1a Niederschlagshöhe in mm/Monat, Zeitraum Dez. 2001 bis Nov. 2002.

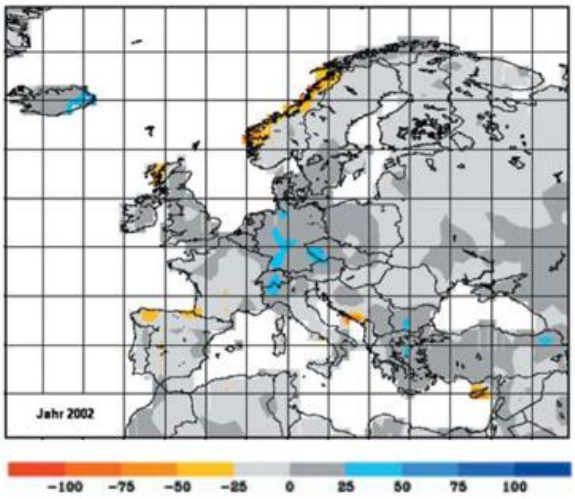


Abb.1b Niederschlagsanomalie in mm/Monat, Zeitraum Dez. 2001 bis Nov. 2002 (Bezugszeitraum 1961–1990).

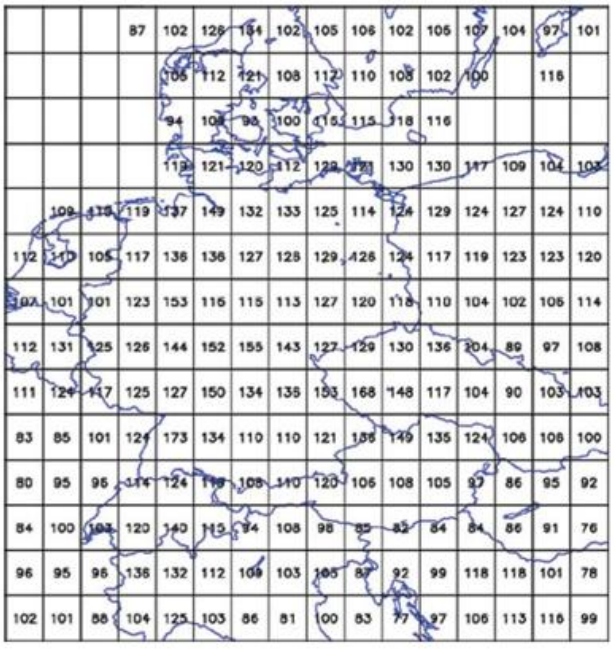


Abb.1c Jährlicher Niederschlag Dez. 2001 bis Nov. 2002 in % der Mittelwerte 1961 bis 1990.

Ein Hinweis zur einheitlich verwendeten Maßeinheit Millimeter pro Monat: Für die jährlichen und jahreszeitlichen Niederschlagskarten (Abb. 1 und 2) wurden die mittleren monatlichen Niederschlagshöhen und -anomalien aus jeweils 12 bzw. 3 Monaten berechnet, damit sie ohne Umrechnung mit den monatlichen Karten in Abbildung 3 verglichen werden können.

Die jahreszeitlichen Niederschlagsverteilungen (Abb. 2, folgende Seite) zeigen deutlich den im südlichen Europa extrem trockenen Winter 2001/02. Die hohen Niederschläge, die zu starken Überschwemmungen von Donau und Elbe sowie in Portugal führten, prägen sogar das Bild der Gesamtniederschläge für Sommer und Herbst.

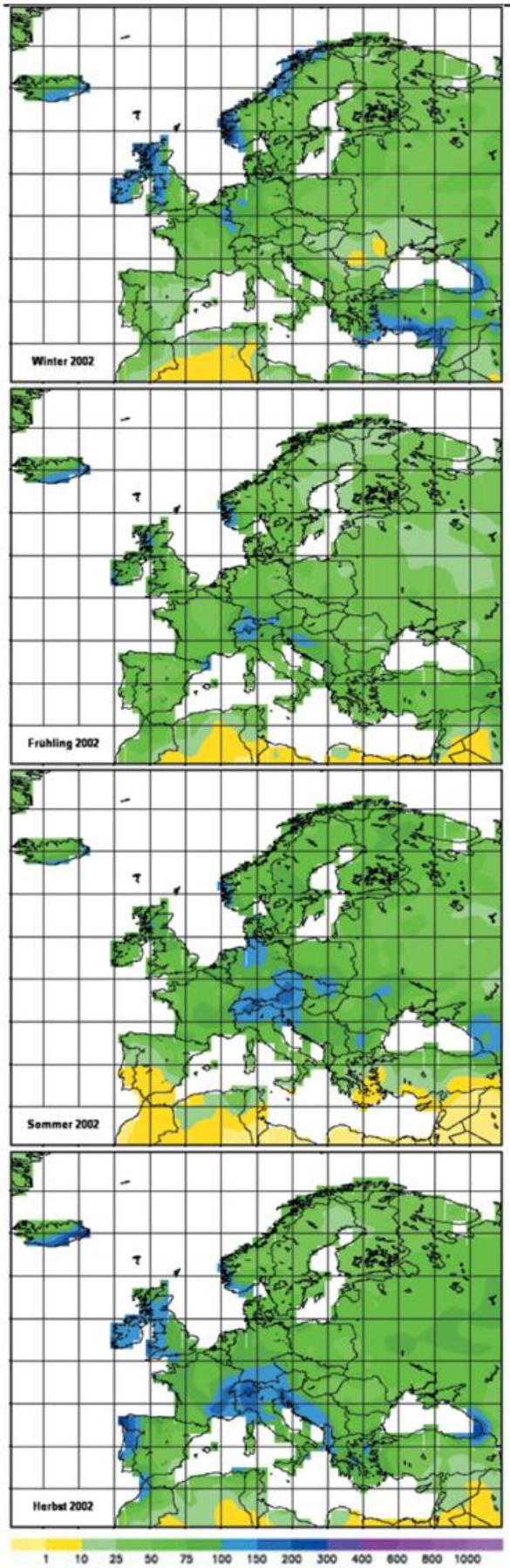


Abb. 2a Niederschlagshöhe für die Jahreszeiten in mm/Monat.

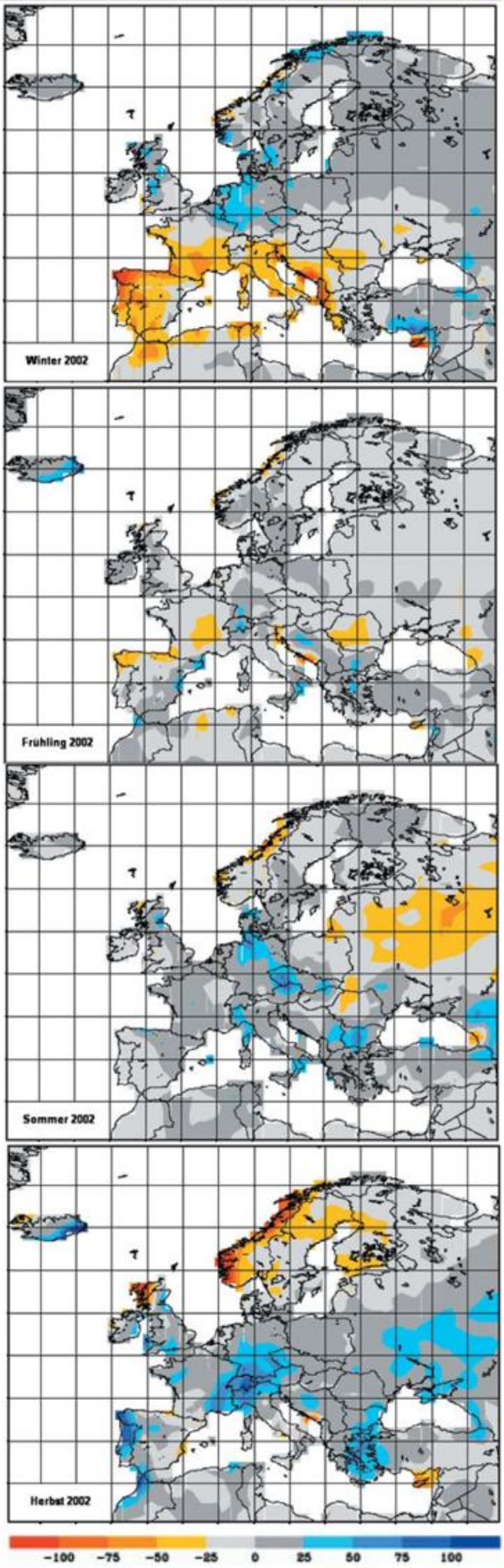


Abb . 2b Niederschlagsanomalie für die Jahreszeiten in mm/Monat (Bezugszeitraum 1961–1990).

Im folgenden werden die Niederschläge der einzelnen Monate (vgl. die Karten in Abb. 3a/b) unter Berücksichtigung der wichtigsten bekannt gewordenen*) Überschwemmungen in Europa erläutert. Extreme Niederschlagsereignisse von nur kurzer Dauer oder geringer lokaler Ausdehnung sind in den Karten der monatlichen Niederschlagsanomalie nicht in jedem Fall sichtbar, da sie durch trockene Phasen kompensiert werden können.

Dezember 2001

Starker Niederschlag von 98 mm in 24 Stunden zerstörte Häuser und Strassen in Kristiansand, Südnorwegen. In weiten Bereichen Europas wurden Ortschaften durch schwere Schneefälle isoliert, es gab Stromausfälle, Züge konnten nicht verkehren, Flüge mussten storniert werden und Schiffe sanken.

Januar 2002

Vom 2. auf den 3. Januar bewirkte starker Temperaturanstieg in Westrumänien eine Eis- und Schneeschmelze im Apusenigebirge, wodurch mehrere Dörfer in der Umgebung überflutet wurden.

Das Sturmtief Jennifer brachte Ende Januar starken Regen, der verbunden mit Schneeschmelze zu Hochwässern in Belgien, Deutschland, Frankreich, Großbritannien, Schweden, Russland, Polen und der Tschechischen Republik führte.

Februar 2002

Anfang Februar traten über Großbritannien und Irland heftige Stürme auf. Starke Regenfälle führten gebietsweise zum Übertreten der Flüsse.

Gegen Ende Februar brachte das Sturmtief Anna starke Niederschläge, über Großbritannien und Russland als Schnee, über Belgien und Norddeutschland als Regen.

März 2002

Sturzfluten sorgten Anfang März in Nordfrankreich, in Teilen Westpolens und an der türkischen Südküste bei Antalya für lokale Überflutungen.

In der zweiten Märzhälfte fiel in Süddeutschland und Österreich örtlich sehr starker Regen, so dass Flüsse über die Ufer traten und stellenweise Steinschlag ausgelöst wurde.

Zum Ende des Monats fielen sehr ergiebige Niederschläge auf den Kanarischen Inseln und den Balearen. Mit 224 mm innerhalb von drei Stunden wurde in Santa Cruz der seit 40 Jahren gültige Rekordwert erreicht.

April, Mai, Juni 2002

Für den April sind keine besonderen Niederschlagsereignisse verzeichnet.

Von Mitte Mai bis Anfang Juni fielen örtlich starke Regenfälle, die in der Türkei, Moldawien, Bulgarien und Jugoslawien mit Sturzfluten verbunden waren. Nach schweren Stürmen in Norditalien, der Slowakei, Polen und Rumänien wurden Strassen durch starke Regenfälle unterspült.

*) Quellen: Münchner Rück; Roger Brugge, UK, http://www.met.rdg.ac.uk/~brugge/world.html; Dartmouth Flood Observatory, New Hampshire, USA, http://www.dartmouth.edu/artsci/geog/floods; www.wetterschau.de sowie Meldungen der Tagespresse (ap; dpa; FAZ; NZZ; R; SZ; Die Welt)

Juli 2002

In Griechenland trat infolge starker Niederschläge am 8. Juli der Fluss Kifissos über die Ufer. Teile Athens wurden überflutet.

Mitte Juli kam es europaweit durch örtlich sehr starke Regenfälle zu Überschwem mungen. Im Westen wurde am 14. Juli in Mallorca mit 55 mm pro Stunde ein Rekordniederschlag gemessen. Im Osten waren Rumänien, die Slowakei und die Tschechische Republik betroffen. Heftige Niederschläge fielen auch in Teilen Mitteleuropas, und zwar in Deutschland, Österreich und Norditalien sowie in den französischen Alpen und der Ostschweiz.

Ende Juli traten örtlich starke Regenfälle in Bulgarien und Rumänien, in Nord-, Ost- und Süddeutschland sowie in Großbritannien auf, wo örtlich 76 mm in 24 Stunden beobachtet wurden. Dies entspricht dort der normalen Niederschlagsmenge von zwei Monaten.

August 2002

Während des gesamten Monats waren viele Gebiete in Europa von extremen Niederschlägen mit neuen Rekordwerten und Überschwemmungen betroffen. Schwerpunkte der Niederschläge waren die Einzugsgebiete von Donau (6. und 7. August) und Elbe (10. bis 12. August). Dem Jahrhunderthochwasser der Elbe ist in diesem Heft ein eigener Artikel gewidmet (Rudolf und Rapp, 2003).

Im Gegensatz zu den schweren Niederschlägen in Mitteleuropa fiel der Monat August in Ost- und Nordeuropa sehr trocken aus.

September 2002

Zu Beginn des Monats trat in der Schweiz örtlich starker Regen und Hagel auf, der erheblichen Schaden verursachte. In Griechenland trat der Fluss Kifissos erneut über die Ufer.

Auf der Insel Elba wurde von 4. bis 5. September eine Niederschlagshöhe von 133 mm innerhalb von 18 Stunden gemessen.

Südfrankreich wurde am 8. und 9. des Monats von örtlich extremen Regenfällen heimgesucht. In Anduce, westlich der unteren Rhône gelegen, wurde die Rekordniederschlagshöhe von 650 mm in 24 Stunden erreicht.

Auch in Albanien führten örtlich sehr starke Regenfälle zu Sturzfluten.

Oktober 2002

Mitte Oktober wurde Katalonien von Barcelona bis Montpellier an der französischen Mittelmeerküste durch heftige Regenfällen (Maximum 186 mm in 16 Stunden) überschwemmt. Mazedonien und Rumänien waren ebenfalls von Starkniederschlägen betroffen.

Schottland war gegen Ende Oktober ein Schwerpunktgebiet. So fiel hier örtlich innerhalb von zwei Tagen die Niederschlagsmenge eines ganzen Monats. Der Fluss Don in Schottland erreichte den höchsten Pegelstand seit dreißig Jahren.

November 2002

Über den südlichen Alpen fielen vom 14. bis zum 16. wiederum extreme Niederschläge. Das Maximum überschritt 400 mm in 3 Tagen. Rhône, Saône und Loire überschritten gefährliche Pegelstände, so dass 2000 Menschen aus Lyon in Ost frankreich evakuiert werden mussten. Norditalien (Lombardei und Trentino) sowie erneut Südfrankreich waren ebenfalls von Hochwasser betroffen.

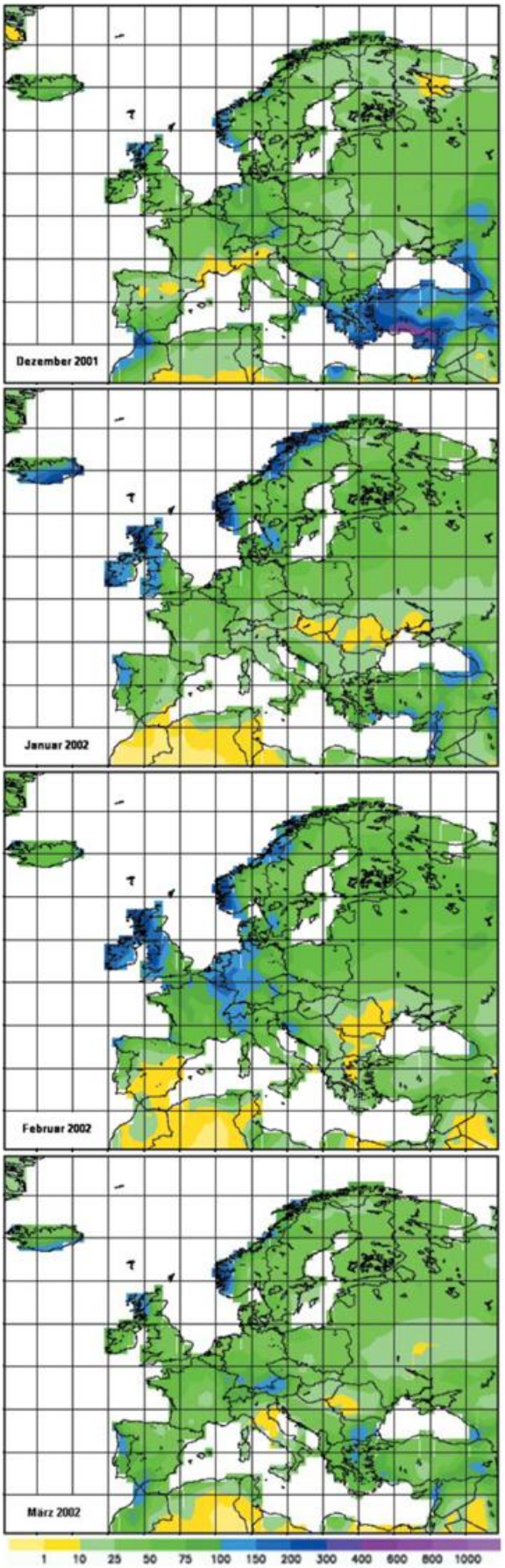


Abb. 3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm

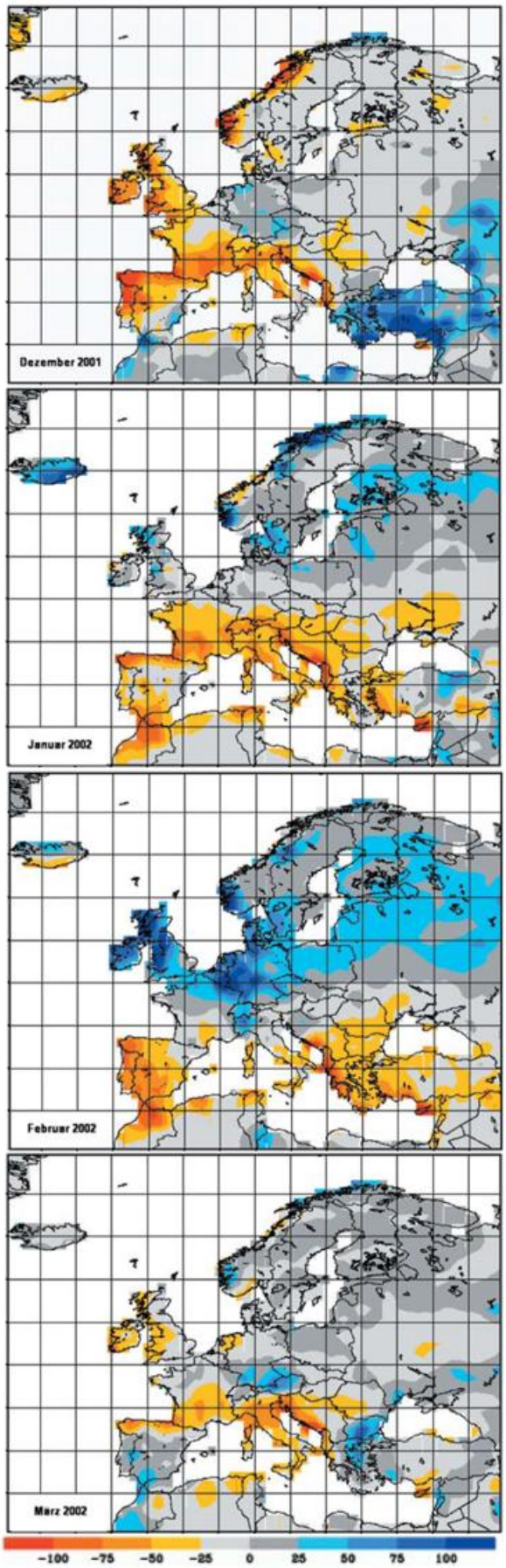


Abb. 3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961–1990).

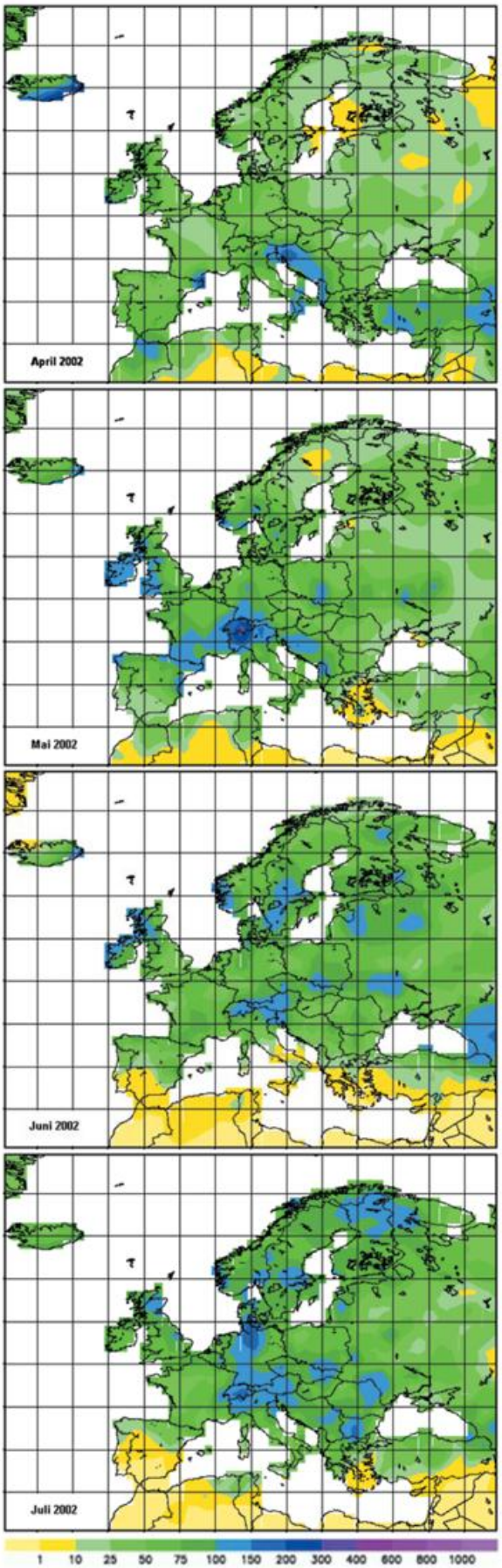


Abb. 3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm

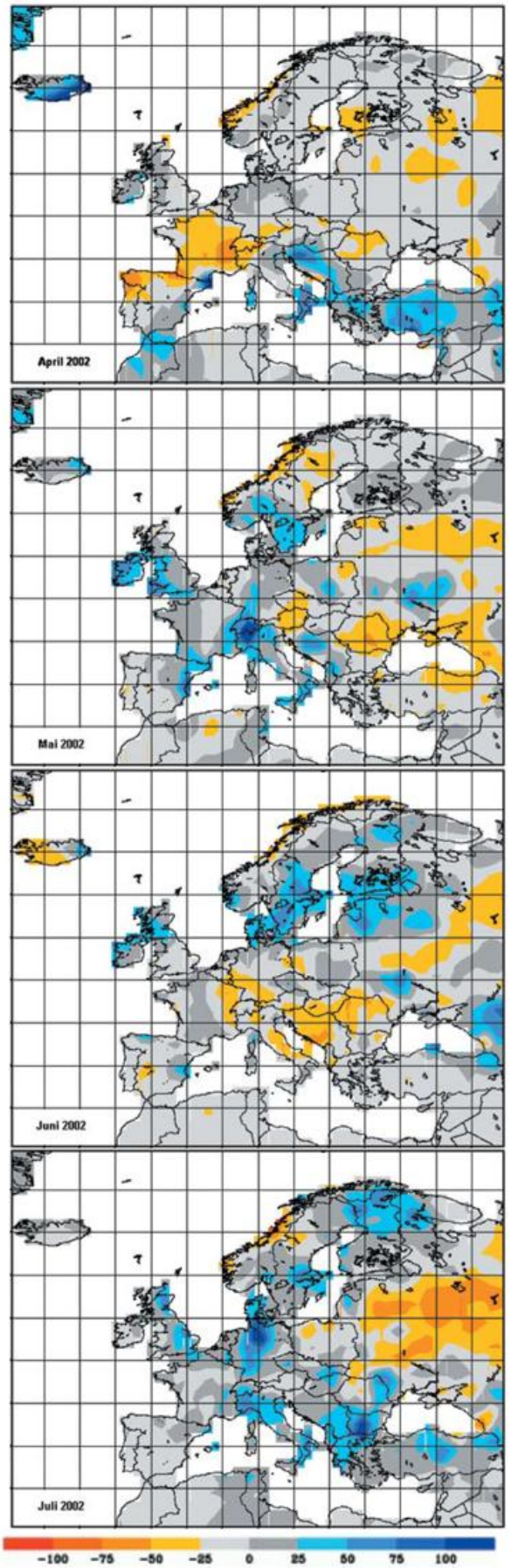


Abb. 3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961–1990).

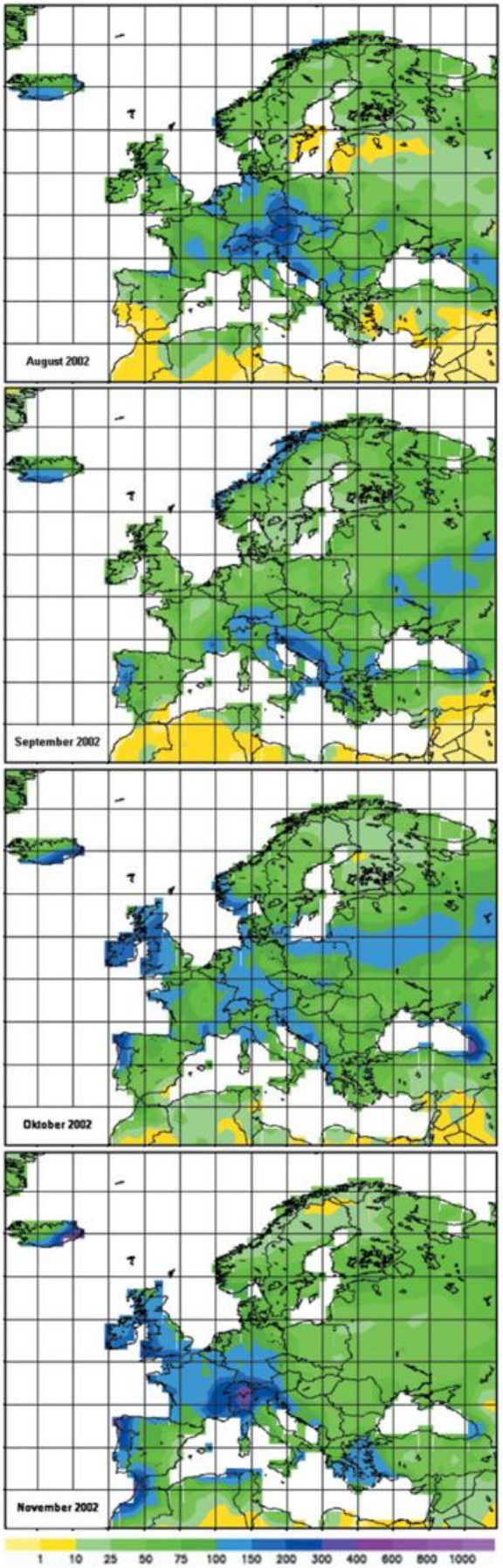


Abb. 3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm

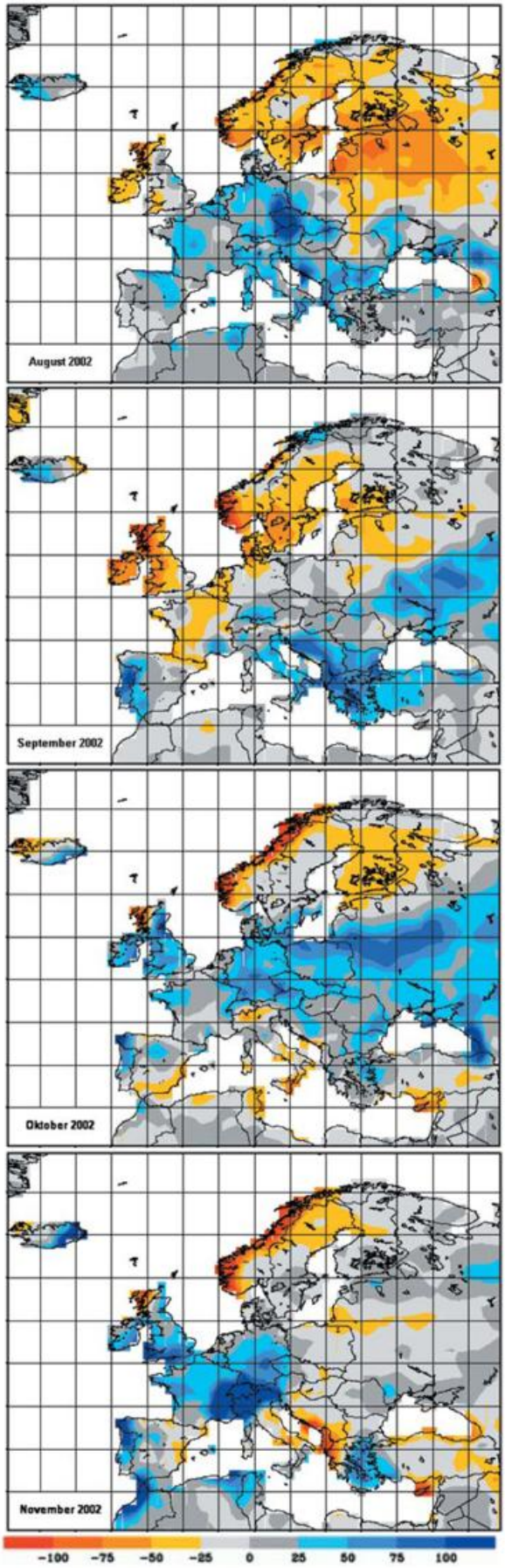


Abb. 3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961–1990).

Hinweise zur Datenbasis der Niederschlagskarten und Berechnung der Anomalien:

Die Niederschlagskarten dieses Beitrags beruhen auf Rasterdaten, die regelmäßig monatlich auf der Basis gemessener Niederschlagsdaten im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) berechnet werden (Rudolf et al., 1992 und Rudolf, 1995). Für das monatliche „GPCC Monitoring Product" werden die in SYNOP- und CLIMAT-Meldungen über das globale Fernmeldesystem GTS empfangenen Daten nach einer gründlichen Qualitätskontrolle durch das WZN analysiert. Diese Datenbasis umfasst weltweit rund 7.000 Stationen. Abb. 4 zeigt die Verteilung der im Ausschnitt Europa liegenden Stationen. Die Anomalien wurden auf der Basis der Rasterdaten gebildet, die jeweils getrennt für die monatlichen Niederschlagsdaten des Jahres 2002 sowie für die Mittelwerte der Normalperiode 1961-1990 durch Interpolation berechnet wurden. Die Rastergröße beträgt 1° mal 1° geographische Breite und Länge, die resultierenden Rasterwerte wurden zur Darstellung in den Karten (Abb. 1 bis 3) geglättet.

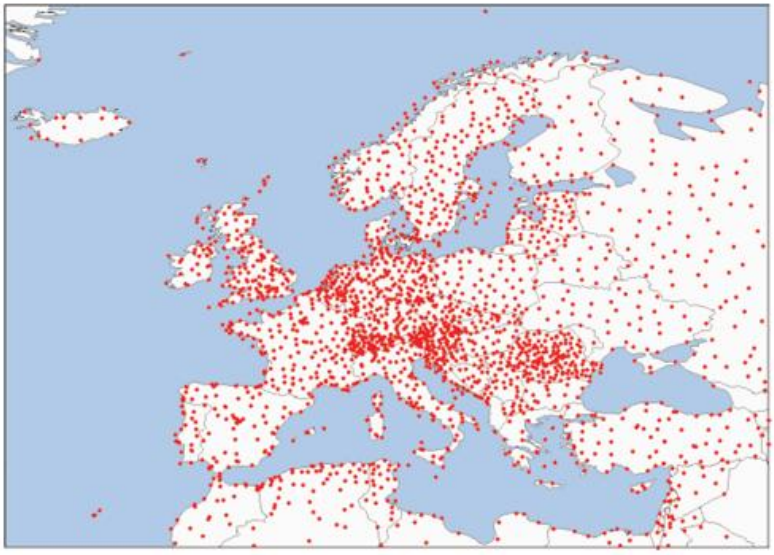


Abb. 4 Verteilung der in den Analysen für 2002 verwendeten Stationen

Das vom DWD im internationalen Auftrag betriebene WZN ist ein Beitrag Deutschlands zur globalen Klimaforschung und überwachung (WMO, 1990). Unter der englischen Bezeichnung „Global Precipitation Climatology Centre (GPCC)" ist es in die internationalen Programme Global Climate Observing System (GCOS) und World Climate Research Programme (WCRP) als aktive operationelle Komponente eingebunden. Die monatlichen Rasterdaten des WZN können interaktiv mit Hilfe eines Web Browsers global oder für regionale Ausschnitte visualisiert sowie als Bild oder als Daten gespeichert werden (Web-Adresse: http://gpcc.dwd.de).

Literatur

Rudolf, B. (1995): Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlags. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main, 153 Seiten.

Rudolf, B., H. Hauschild, M. Reiß und U. Schneider (1992): Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie - Contributions to the Global Precipitation Climatology Centre. Meteorologische Zeitschrift N. F. 1 Nr. 1, 7-84.

Rudolf, B., und J. Rapp (2003): Das Jahrhunderthochwasser der Elbe – synoptische Wetterentwicklung und klimatologische Aspekte. DWD Klimastatusbericht 2002, im Selbstverlag des Deutscher Wetterdienstes, Offenbach am Main 2003.

WMO (1990): The Global Precipitation Climatology Project - Implementation and Data Management Plan. World Climate Research Programme, WMO/TD-No. 367, 47 pp. and 6 Appendices, Genf 1990.

Orkan 'Anna' vom 26.02.2002 über Norddeutschland

Ch. Lefebvre

Am 26. Februar zog das sich zum Orkantief verstärkende Tief 'Anna' sehr rasch über England, die Nordsee, Jütland und Südschweden hinweg. Mit seinem Hauptwindfeld erfasste es vor allem Norddeutschland, wo es 3 Tote gab. Nach Auskunft der Münchener Rück beliefen sich die volkswirtschaftlichen Schäden in Deutschland auf 300 Mio. Euro.

Das Tief 'Anna' entstand als 'Anna III' am 25. über dem nördlichen Nordatlantik. Einen Tag zuvor hatte sich südlich von Tief 'Anna I' aus einer Welle zunächst 'Anna II' entwickelt. Während Tief 'Anna II' mit Kern westlich von Schottland in der 2. Tageshälfte des 25. mit seiner Warmfront auf Nordwestdeutschland übergriff und sehr viel Regen auslöste, verlagerte sich 'Anna III' unter Vertiefung rasch Richtung Südirland (Abb. 1).

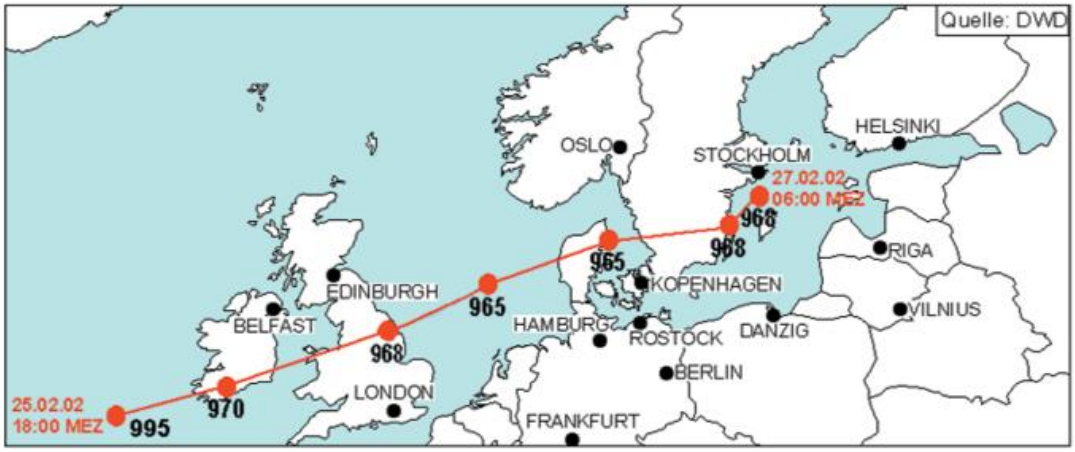


Abb. 1 Zugbahn des Orkantiefs ‚Anna III' mit Position der Tiefkerns und des zugehörigen Kerndrucks in hPa zwischen 25.02.02 18:00 MEZ und 27.02.02 06:00 MEZ.

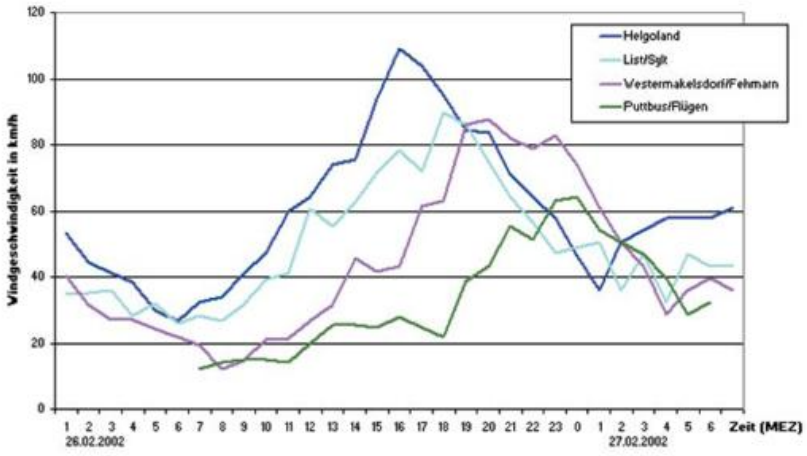


Abb. 2 Verlauf des 10-Minutenmittels der Windgeschwindigkeit (km/h) an verschiedenen Stationen.

Innerhalb von 12 Stunden vertiefte es sich um nahezu 30 hPa und lag am Dienstagmorgen (26. Februar um 7 Uhr MEZ) mit einem Kerndruck von 968 hPa über dem Nordosten Englands, wobei seine Warmfront schon den Westen Deutschlands und das Rhein-Main-Gebiet überquert hatte. Über Norddeutschland wehte - mit Ausnahme der Höhenlagen des Harzes - der überwiegend aus SSW, an der

schleswig-holsteinischen Ostseeküste aus Südost, kommende Wind noch mäßig bis frisch.

In den Vormittagsstunden verstärkte sich in der Deutschen Bucht und an der nordfriesischen Küste der Druckfall auf nicht untypische Werte von 6-7 hPa in 3 Stunden, das Tief verlagerte sich zur mittleren Nordsee und seine Kaltfront griff mit weiterem Regen auf Deutschland über. Sie zog - bei stetig zunehmendem Wind - sehr rasch ostwärts und erreichte um die Mittagszeit schon die schleswig-holsteinische Ostseeküste. In Abb. 2 lässt sich die Kaltfrontpassage sehr gut am ersten Windmaximum der Stationen List und Westermarkelsdorf erkennen. Gleich hinter der Front drehte der Wind auf Südwest, der Dauerregen endete, es heiterte kurzzeitig auf, der Druck fiel vorübergehend nur noch langsam und der Wind, der in Böen über der Deutschen Bucht, westlich der Weser und über der Kieler Bucht schon bis zu 100 km/h erreicht hatte, ließ vorübergehend etwas nach, um sich dann kräftig zu steigern.

Bereits ab 13-14 Uhr (MEZ) kamen, begleitet von heftigen Schauern, über der südwestlichen Nordsee, im Insel- und Küstengebiet und im nördlichen Schleswig-Holstein Böen von Orkanstärke auf. Während Tief ‚Anna' in den Nachmittagsstunden

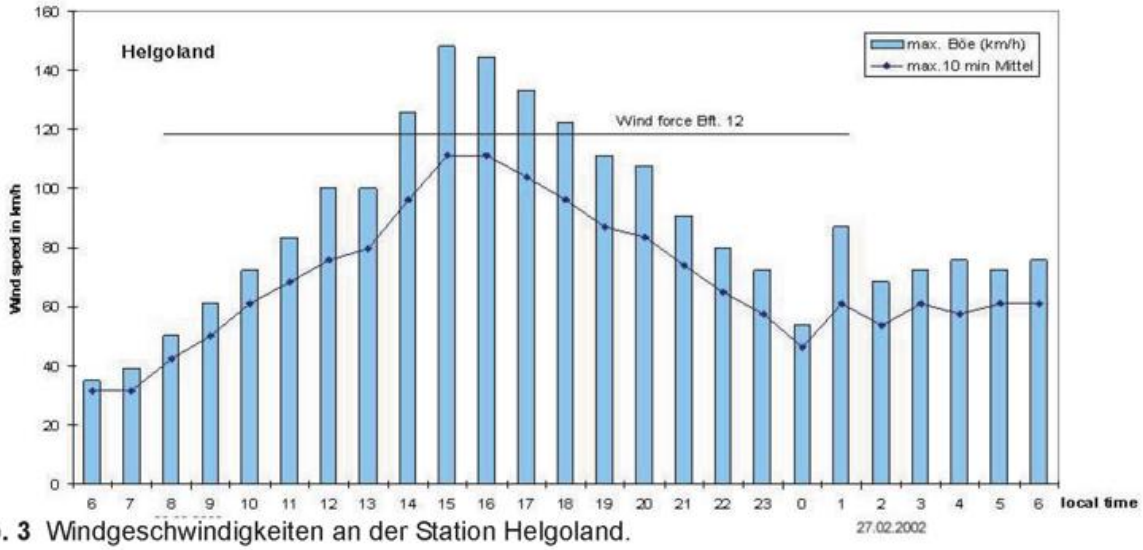


Abb. 3 Windgeschwindigkeiten an der Station Helgoland.

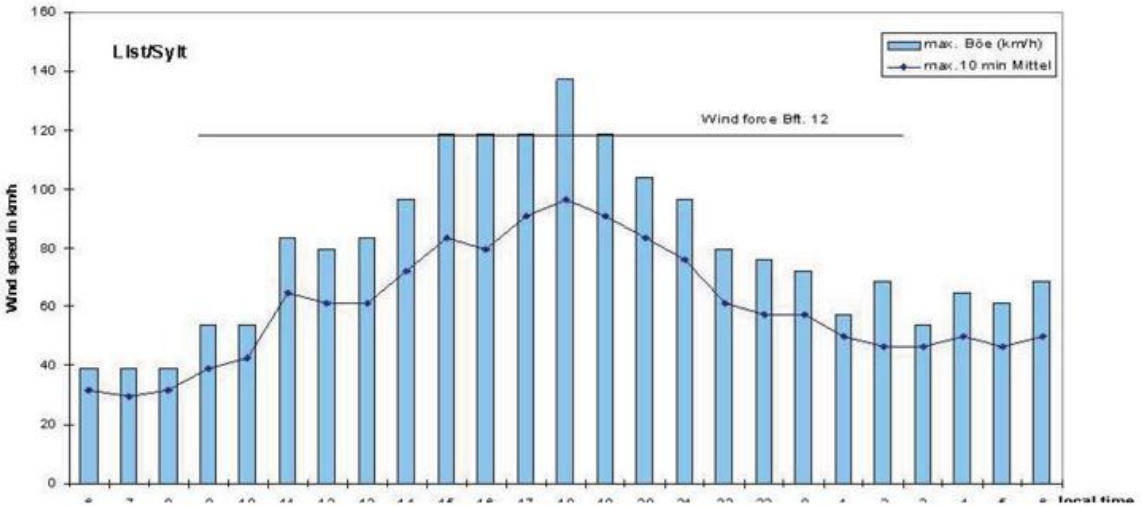


Abb. 4 Windgeschwindigkeiten an der Station List auf Sylt.

ohne weitere Vertiefung, rasch nordostwärts Richtung Jütland (Norddänemark) zog, toste der allmählich auf West drehende Sturm hier bis in die frühen Abendstunden (18-19 Uhr) mit Spitzengeschwindigkeiten zwischen 120 und 160 km/h (Abb. 3 und Abb. 4). Weiter landeinwärts war er zwar etwas abgeschwächt, aber auch Niedersachsen, Bremen, Hamburg und das südlichen Schleswig-Holstein verzeichneten zwischen 14 und 17 Uhr und Mecklenburg-Vorpommern zwischen 17 und 18 Uhr orkanartige Böen bis 115 km/h, der Brocken im Harz sogar 164 km/h.

Obwohl zuvor in der einfließenden Kaltluft schon vereinzelt Orkanböen registriert wurden, drehte der Sturm an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste erst ab 16 Uhr (Abb. 5) und an der mecklenburg-vorpommerschen Küste ab 19 Uhr richtig auf.

Bis 21 Uhr wurden Orkanböen von meist 120-130 km/h, vereinzelt auch bis 150 km/h verzeichnet. Während sich der Sturm in den späten Abendstunden an der Nordseeküste und auch im Binnenland bei starkem Druckanstieg von bis zu 10 hPa in 3 Stunden rasch abschwächte, nahm die mittlere Windgeschwindigkeit an der vorpommerschen

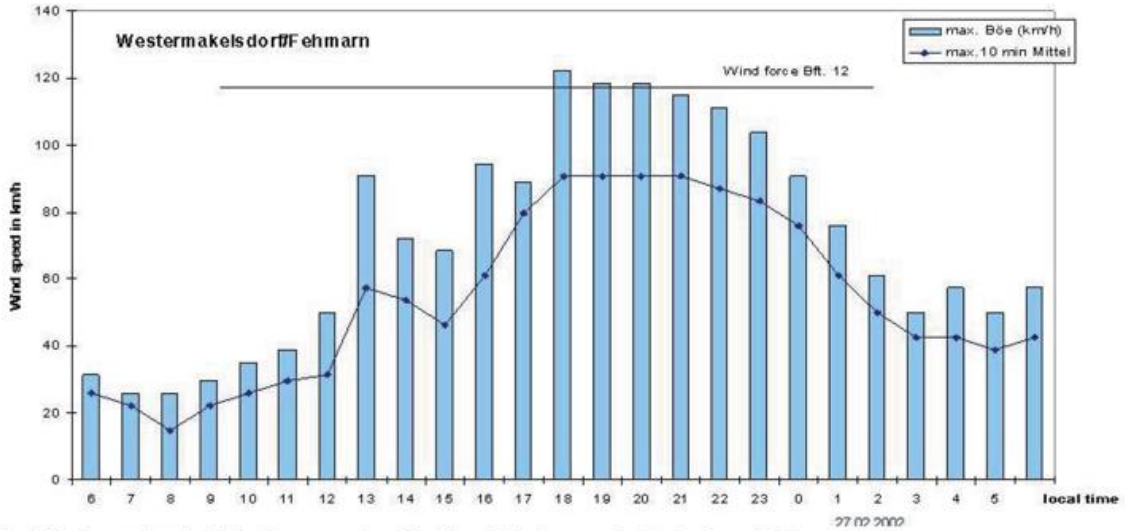


Abb. 5 Windgeschwindigkeiten an der Station Westermarkelsdorf auf Fehmarn.

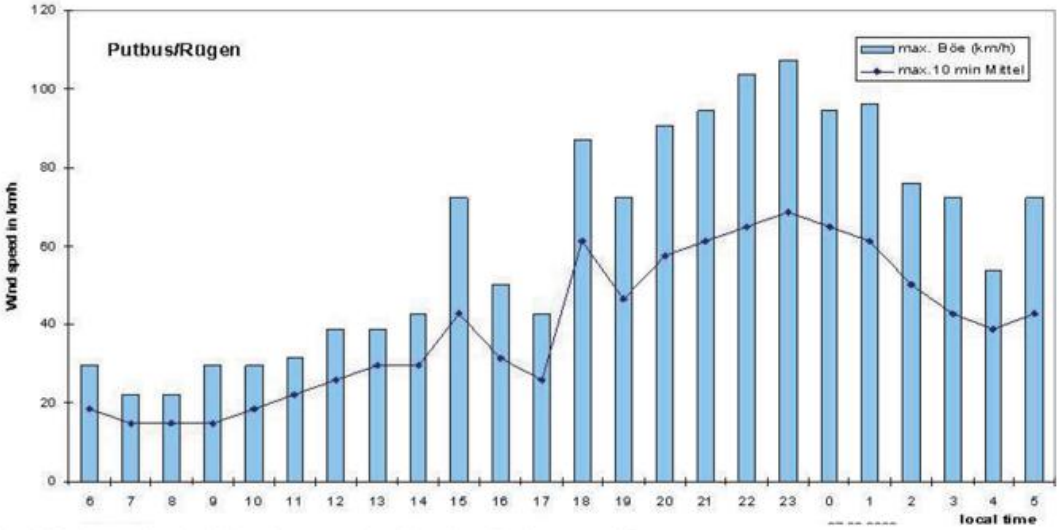


Abb. 6 Windgeschwindigkeiten an der Station Putbus auf Rügen.

Tab. 1 Die höchsten Orkanböen am 26. Februar 2002 im Bundesgebiet

Station	Bundesland	Böe (km/h)
Brocken	Sachsen-Anhalt	164,2
Alte Weser	Niedersachsen	157,0
Leuchtturm Kiel	Schleswig-Holstein	149,8
Helgoland	Schleswig-Holstein	146,9
Feldberg/Schwarzwald	Baden-Württemberg	144,0
Sankt Peter-Ording	Schleswig-Holstein	140,8
Deutsche Bucht	Hamburg	139,3
Boltenhagen	Mecklenburg-Vorpommern	138,6
Zugspitze	Bayern	137,5
UFS TW Ems	Niedersachsen	137,5
List auf Sylt	Schleswig-Holstein	135,0
Fichtelberg	Sachsen	134,3
Weinbiet	Rheinland-Pfalz	126,0
Norderney	Niedersachsen	123,8
Olpenitz	Schleswig-Holstein	122,8
Westermarkelsdorf	Schleswig-Holstein	121,7
Leck	Schleswig-Holstein	121,0
Bremerhaven	Bremen	119,9

Küste mit der Verlagerung von Tief ‚Anna' nach Südschweden trotz abnehmender Böen noch bis Mitternacht zu, blieb aber mit maximalen Mittelwinden um 60 km/h insgesamt schwächer als an der Nordsee und westlichen Ostseeküste (Abb.6). Dann flaute aber auch hier der Wind rasch ab und gegen 4-5 Uhr am Mittwoch früh blies er nur noch mäßig.

Für Februar war dieser Orkan nicht außergewöhnlich. Vor fast genau 40 Jahren, am 17. Februar 1962, hatte der für Hamburg so folgenschwere Sturm, der eine Sturmflut auslöste, die 315 Menschen das Leben kostete, im Küstengebiet verbreitet mit Spitzengeschwindigkeiten von 120-130 km/h, regional auch bis nahezu 160 km/h (List/Sylt: 158 km/h) geblasen. Noch stärker war der Orkan 'Vivian', der genau vor 12

Tab. 2 Maximale Orkanböen am 26. bzw. 27. Februar 1990

Station	Bundesland	Böe (km/h)
Borkum	Niedersachsen	158
Leck	Schleswig-Holstein	156
Hameln	Niedersachsen	152
Emden-Nesserland	Niedersachsen	151
Cuxhaven	Niedersachsen	150
Helgoland	Schleswig-Holstein	149
Bremerhaven	Bremen	140
Wunstorf	Niedersachsen	134
Travemünde	Schleswig-Holstein	133
Braake (Nieders.)	Niedersachsen	133
Berus (Saarl.)	Schleswig-Holstein	133
Essen	Nordrhein-Westfalen	133
Bremen	Bremen	133
Eidersperrwerk	Schleswig-Holstein	131
Zugspitze	Bayern	224

Jahren, am 26. Februar 1990, über das Bundesgebiet hinweg fegte und an einigen Stationen die höchsten dort bisher im Februar beobachteten Windspitzen brachte. An den Nordseeküsten wurden verbreitet Böen um 150 km/h gemessen, und auch im Binnenland, vor allem in Niedersachsen, aber auch im Saarland, gab es noch Orkanböen um 130 km/h (vergl. Tab. 2). An der Zugspitze kam der Sturm erst einen Tag später an, lieferte aber auch hier mit einer maximalen Böe von 224 km/h den bisher höchsten Februarwert.

Nach den ergiebigen Niederschlägen bis um 30 mm, die die Ausläufer von Tief 'Anna II' und der Orkan 'Anna' besonders dem nördlichen und mittleren Deutschland brachten, verschärfte sich die Hochwasserlage. Zwar blieb die befürchtete Sturmflut an der Nordseeküste aus, aber der Sturm und die gebietsweise höchsten Februarniederschläge seit mehr als einem Jahrhundert, ließen die Pegelstände zahlreicher Flüsse in die Gefahrenzone steigen. In einigen Orten, und nicht nur an Mosel und Rhein, wurden Straßen überflutet, und auf mehreren Binnenwasserwegen musste für einige Tage der Schiffsverkehr eingestellt werden.

Jeanett, das erste Orkantief des Herbstes 2002

Ch. Lefebvre, G. Müller- Westermeier

Deutlich stärkere Auswirkungen als Orkan 'Anna' hatte das erste große Sturmtief der Herbstsaison 2002, das am Samstag, den 26. Oktober und am Sonntag, den 27. Oktober über West- und Mitteleuropa hinwegzog. Es brachte verbreitet orkanartige Winde, die nahezu 30 Menschenleben forderten und vor allem in Großbritannien, Frankreich, den Niederlanden und Deutschland große Sachschäden in Höhe von insgesamt 2,5 bis 3 Mrd. □ (nach Angaben der Münchner Rück) verursachten.

Das Tief, das den Namen 'Jeanett' erhielt, entstand am Freitag, den 25.10.2002 über dem mittleren Atlantik an der wellenden Kaltfront eines Tiefs vor der norwegischen Küste, welches ebenfalls bereits starken Sturm in Deutschland verursacht hatte. Es zog unter rascher Verstärkung mit der kräftigen Höhenströmung zügig nach Osten und erreichte am Samstagnachmittag Irland. In der Nacht zum Sonntag überquerte 'Jeanett' Nordengland und bewegte sich am Sonntagmorgen weiter in die Nordsee, wobei es seine maximale Ausprägung mit einem Kerndruck unter 980 hPa erreichte. Am Sonntagnachmittag lag es über Dänemark. Am Abend hatte es Südschweden erreicht und begann sich aufzufüllen (vgl. Abb.1).

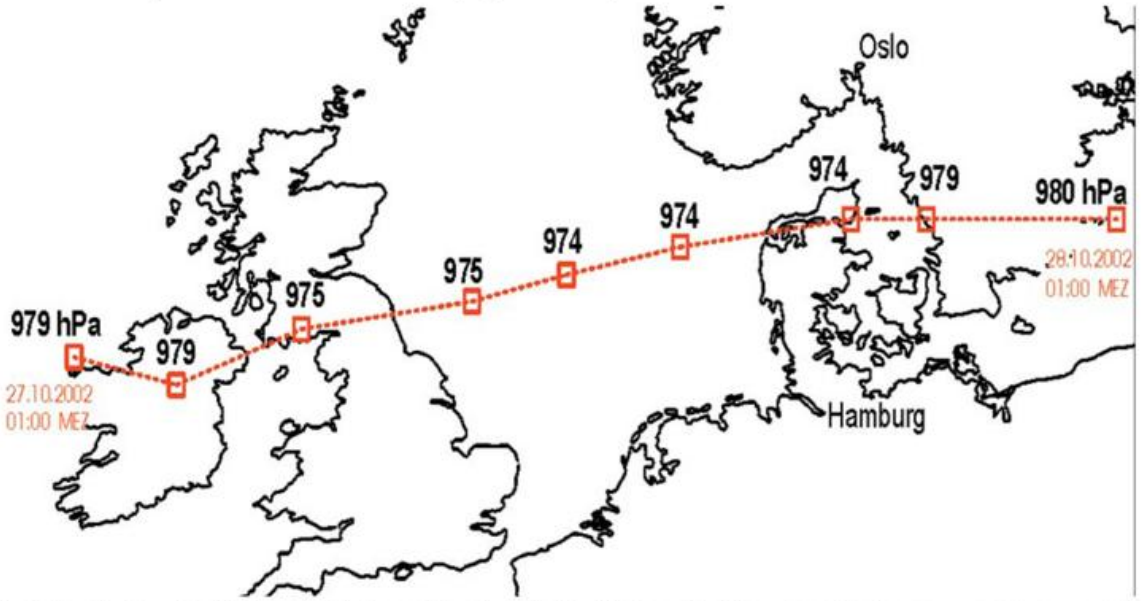


Abb. 1 Zugbahn des Orkantiefs 'Jeanett' mit dreistündlicher Position des Tiefkerns und des zugehörigen Kerndrucks in hPa zwischen dem 27.10.02, 01:00 MEZ und 28.10.02, 01:00 MEZ.

Die Starkwinde waren auf den Warmsektor im Süden des Tiefs konzentriert. Sie betrafen daher zunächst Südengland, Nordfrankreich und die Beneluxländer. Gegen Sonntagmittag erreichte das Starkwindfeld Westdeutschland. Die maximalen Windgeschwindigkeiten wurden dort meist gegen 15 Uhr registriert. In Ostdeutschland traten die stärksten Böen erst am späten Abend oder in den frühen Morgenstunden des 28. auf.

Die Abb. 2 stellt den Verlauf von Luftdruck, Luftdrucktendenz und Windgeschwindigkeit an der Station Düsseldorf dar. Dabei ist zu erkennen, dass die starken Winde erst

nach Ende des Druckfalls auftraten. Die maximale Windspitze mit 111 km/h wurde zwischen 14 und 15 Uhr Ortszeit, (13-14 UTC) gemessen.

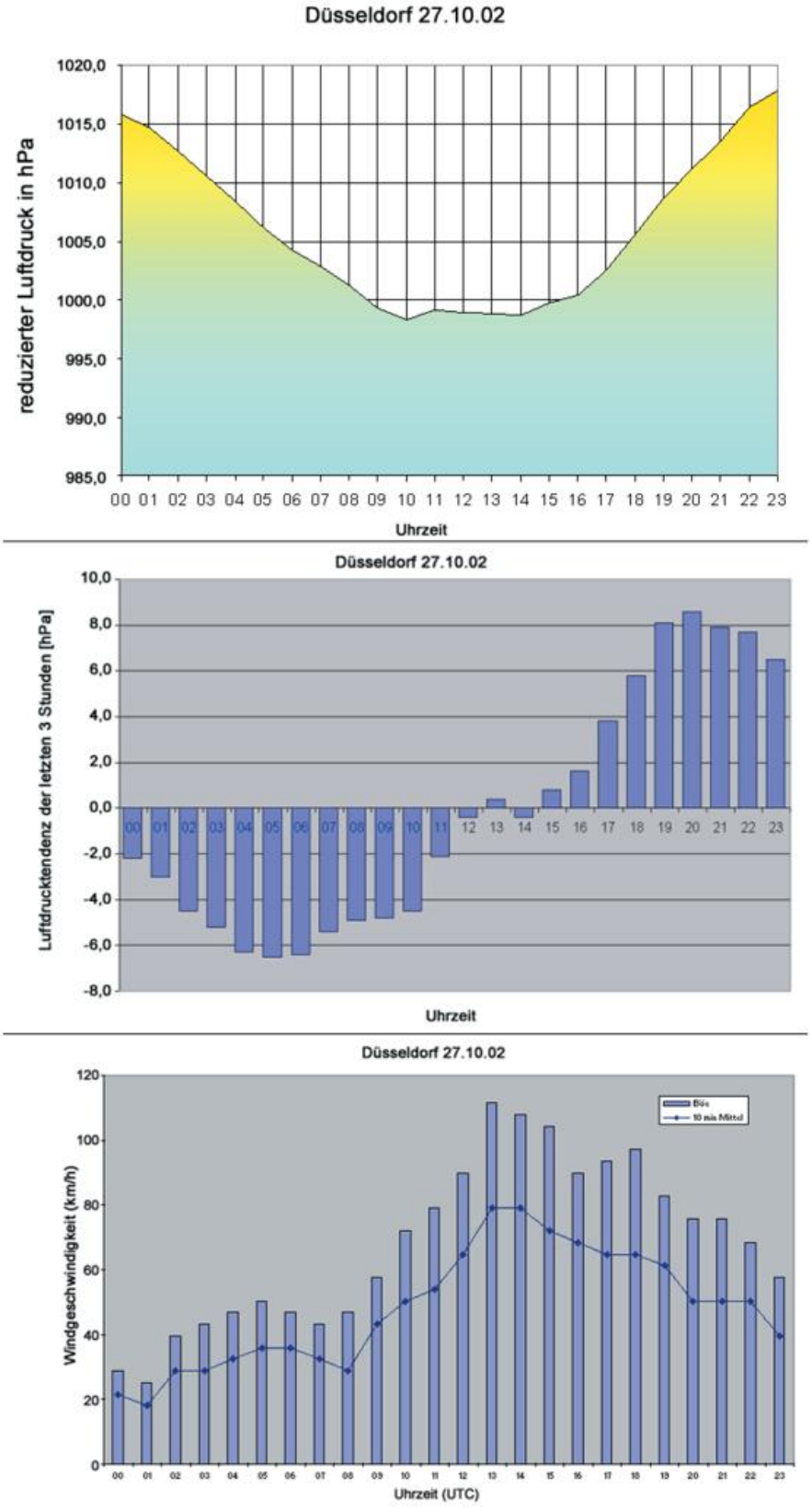


Abb. 2 Verlauf des Luftdrucks, der Luftdrucktendenz und der mittleren Windgeschwindigkeit am 27.10. an der Station Düsseldorf (von oben nach unten) .

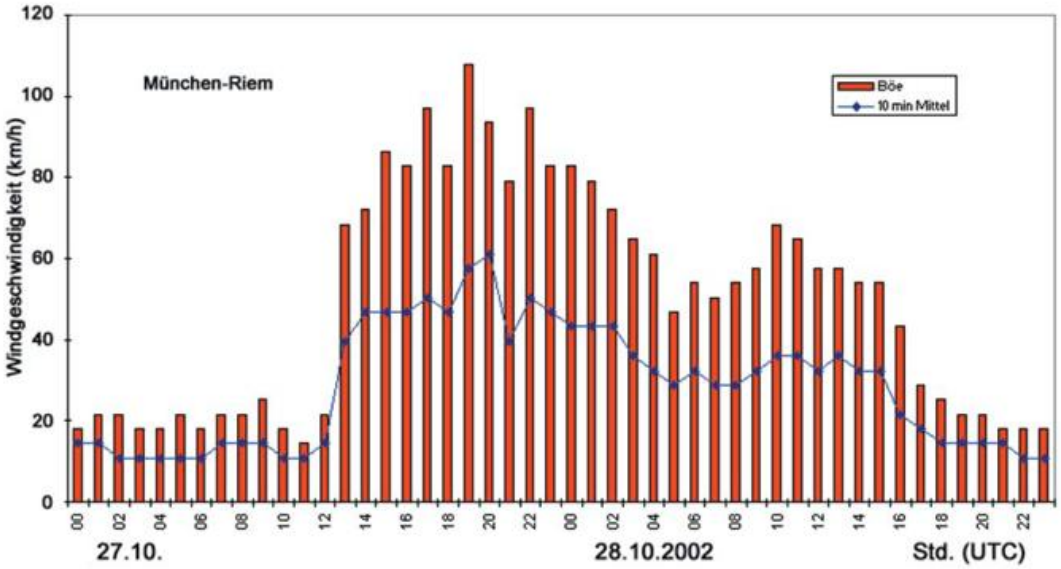


Abb. 3 Verlauf der maximalen Windgeschwindigkeit in München-Riem vom 27. bis 28.10.2002.

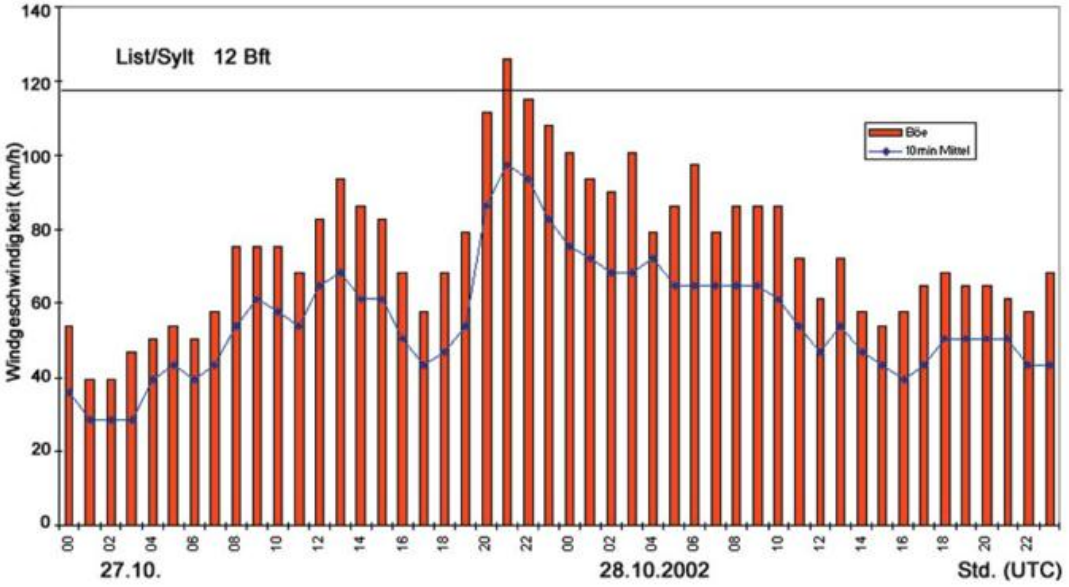


Abb. 4 Verlauf der maximalen Windgeschwindigkeit in List/Sylt vom 27. bis 28.10.2002.

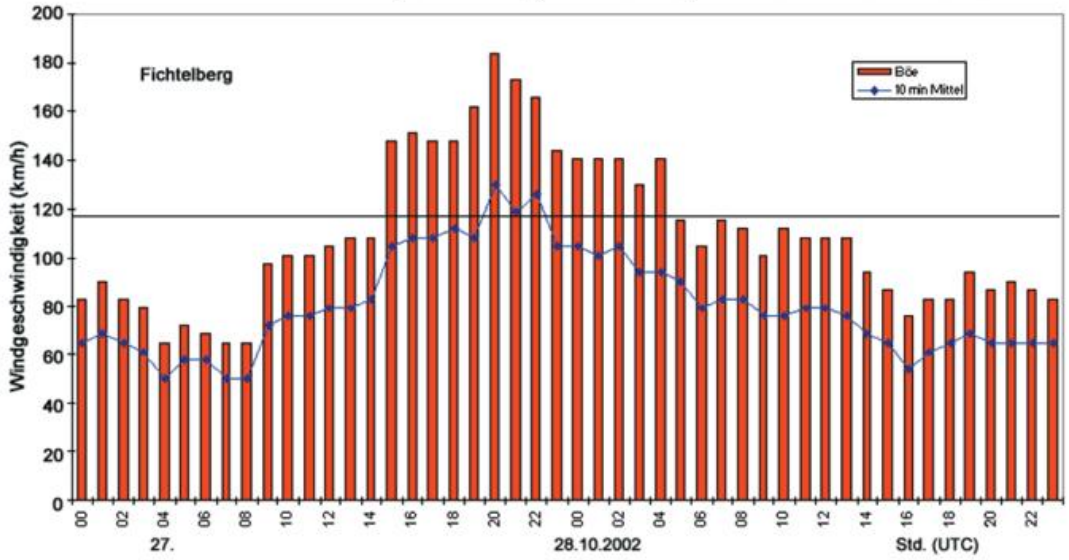


Abb. 5 Verlauf der maximalen Windgeschwindigkeit auf dem Fichtelberg vom 27. bis 28.10.2002.

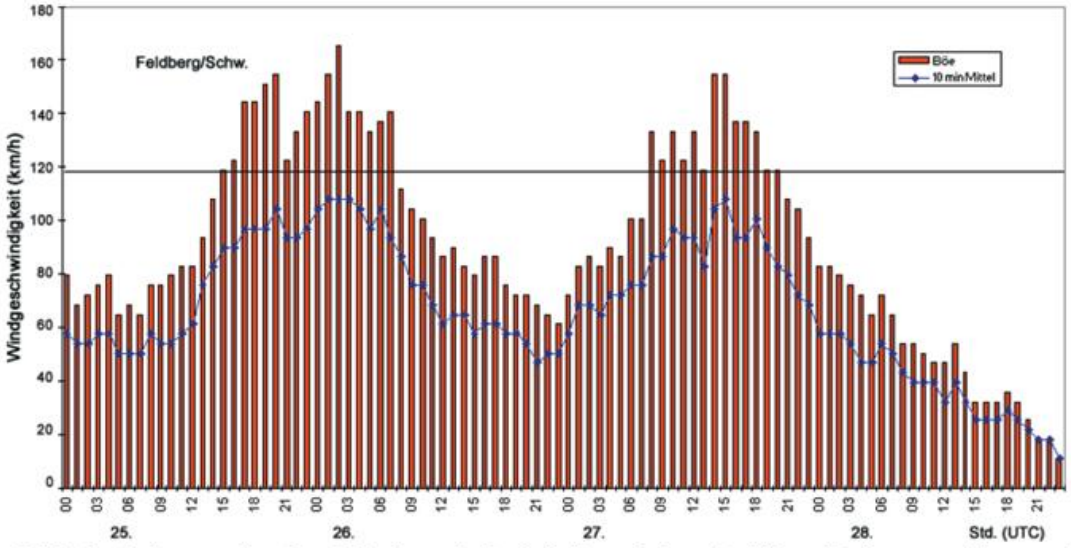


Abb. 6 Verlauf der maximalen Windgeschwindigkeit auf dem Feldberg/Schwarzwald vom 25. bis 28.10.2002.

In den Niederungen lagen die maximalen Windgeschwindigkeiten in großen Teilen Deutschlands um 115 km/h (vgl. 3), in den Küstengebieten um 120-130 km/h (vgl. Abb. 4) und hatten damit Orkanstärke. Auf den Bergen wurden noch erheblich höhere Geschwindigkeiten beobachtet. So registrierte der Feldberg/Schwarzwald maximale Böen von 156 km/h, der Wendelstein von 172 km/h, der Brocken von 176 km/h und der Fichtelberg/Erzgebirge von 183 km/h (Abb.5).

Der Oktober ist im Mittel der Jahre - mit Ausnahme einiger Insel- und Küstenstationen der letzte Monat im Jahresverlauf, in dem die Windgeschwindigkeiten unter dem des Jahresmittels liegen, da er vielfach durch lang anhaltende Hochdrucklagen geprägt wird. Im letzten Monatsdrittel stellt sich meist aber die atmosphärische Zirkulation auf zyklonale Wetterlagen um, wodurch die Windgeschwindigkeiten deutlich ansteigen. Ein weiterer Anstieg vollzieht sich im November, der für kräftige Stürme bekannt ist. Orkane treten über Deutschland bevorzugt von November bis Februar auf (Christoffer, J. und Ulbricht-Eissing, M.,1989).

So war die Entwicklung des Tiefs ‘Jeanett’ zum ersten Orkantief dieses Herbstes zwar zeitlich früh, sie kam aber nicht unvermittelt, sondern war in eine Phase von Westwetterlagen eingebunden. Diese hatten schon in den Vortagen zu hohen Windgeschwindigkeiten geführt. In exponierten Lagen Süddeutschlands (vgl. Abb. 6 und 7) traten dabei sogar höhere Windgeschwindigkeiten auf, als durch ‘Jeanett’ am 27. und 28. hervorgerufen wurden.

Beachtenswert an diesem Orkan ist, dass die hohen Windgeschwindigkeiten, die ihn begleiteten, nicht auf die Küstenregion und exponierte Höhenlagen beschränkt blieben, sondern auch die tieferen Lagen Süddeutschlands erreichten.

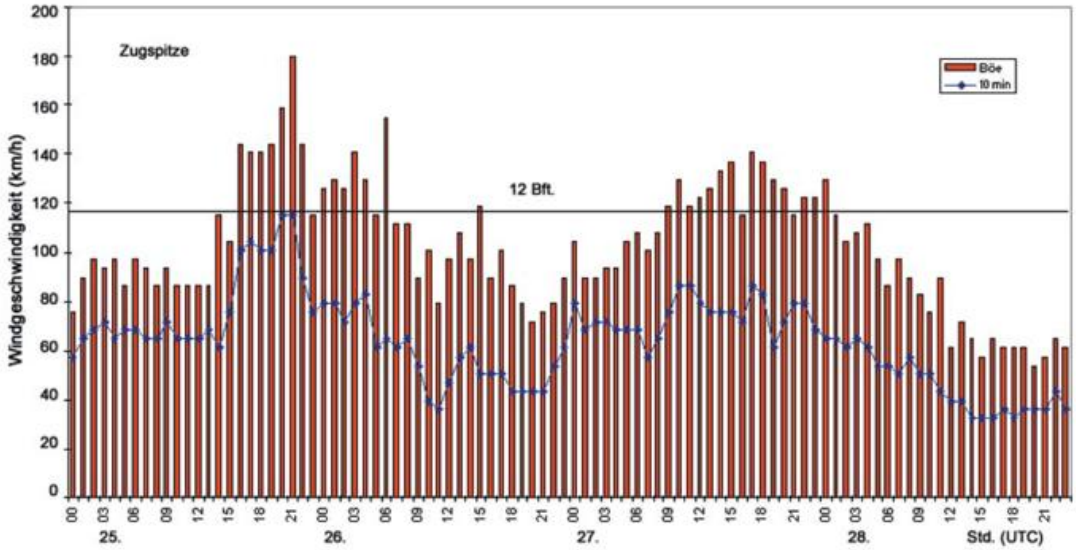


Abb. 7 Verlauf der maximalen Windgeschwindigkeit auf der Zugspitze vom 25. bis 28.10.2002.

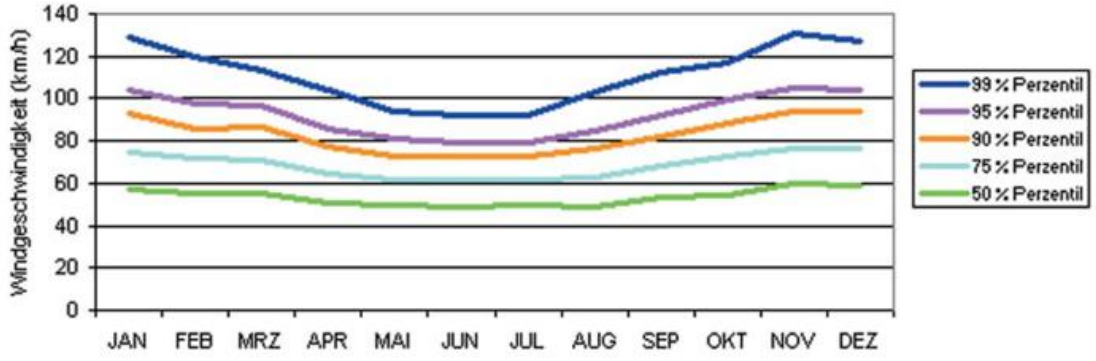


Abb. 8 Wahrscheinlichkeiten für das Auftreten maximaler Windgeschwindigkeiten List/Sylt (Zeitraum 01. 01. 1950 - 28. 02. 2002).

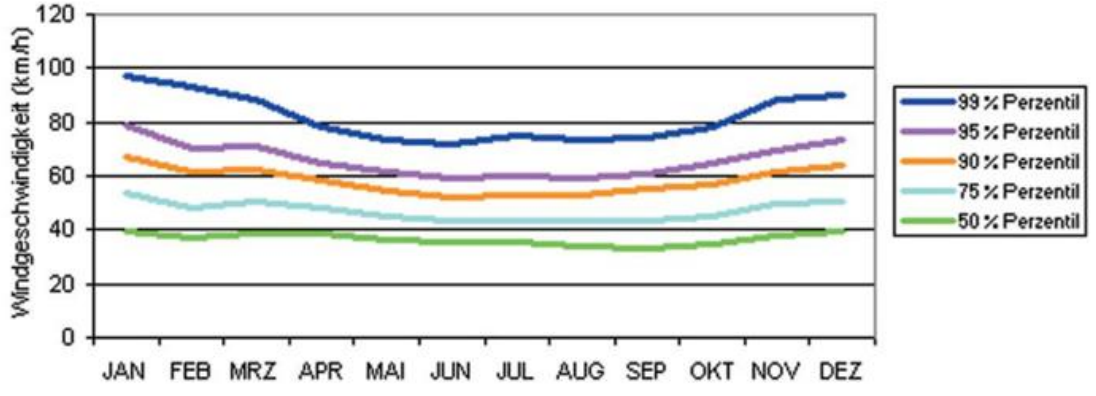


Abb. 9 Wahrscheinlichkeiten für das Auftreten maximaler Windböen Düsseldorf (Zeitraum 01. 01. 1952 - 28.02.2002).

Im statistischen Mittel treten Windböen von Orkanstärke (Windgeschwindigkeiten ab 118 km/h) in den Insel- und Küstengebieten Norddeutschlands einmal im Oktober auf (vgl. Abb. 8), im Binnenland aber weit seltener. Hier liegt der Schwellenwert der stärksten Böen, die einmal im Oktober vorkommen, bei 75 km/h (vgl. Abb. 9), so dass die von 'Jeanett' ausgelösten Windgeschwindigkeiten zu den höchsten der in den letzten 50 Jahren beobachteten zählen. In Süddeutschland überschritten die Windspitzen diejenigen eines Sturmereignisses vom 20. Oktober 1974, das in die Literatur einging (Ragette, G.,1976), während der sog. Skane-Orkan vom 17. Oktober 1967 (Kruhl, H. 1977) von den Küstengebieten bis in die Mittelgebirge hinein höhere Windgeschwindigkeiten mit sich brachte als 'Jeanett'.

Literatur

Christoffer; J.; Ulbricht-Eissing, M.(1989): Die bodennahen Windverhältnisse in der Bundesrepublik Deutschland. Berichte des DWD 147, 51-55.

Kruhl, H. (1973): Sturmflut-Wetterlagen der letzten Jahrzehnte. JB. d. Hafenbautechn. Gesellschaft 35 (1975/76), 337-349.

Ragette, G. (1976): Der erste schwere Herbststurm des Jahres 1974 in Deutschland, Meteorol. Rdsch. 29, 19-29.

Extremniederschläge in Deutschland
Zufall oder Zeichen?

J. Grieser, C. Beck

Einleitung

Im Lauf des letzten Jahrzehnts waren in verschiedenen Flusseinzugsgebieten Deutschlands mehrere Hochwasserereignisse zu beobachten, die das Prädikat Jahrhunderthochwasser erhielten (z. B. Rhein: 1993, 1995; Oder: 1997; Donau: 1999, 2002; Elbe: 2002). Maßgeblich verursachend für diese waren Extremniederschläge (Bendix 1997, Rudolf und Rapp 2002).

In dieser Arbeit soll der Frage nachgegangen werden, ob es sich dabei um zufällige Ereignisse handelt, die von Zeit zu Zeit vorkommen, oder ob sie die Folge von Veränderungen der statistischen Eigenschaften von Starkniederschlägen in Deutschland sind.

Hochwasser und klassische Extremwertstatistik

Zur Untersuchung von extremen Niederschlägen, wie allgemein zur Untersuchung von Extremen, wird im allgemeinen die Extremwertstatistik verwendet (siehe z.B. Malitz und Ertel, 2001). Diese ist eine klassische und gut ausgebaute statistische Theorie. Sie basiert allerdings auf der Annahme der Stationarität. Was bedeutet das? Beobachtet man eine Variable über einen gewissen Zeitraum, so kann man zählen, wie oft ein bestimmter Schwellwert von ihr überschritten wurde. Die Häufigkeit der Überschreitungen im Verhältnis zur Gesamtzahl der Beobachtungen (also die relative Häufigkeit) kann dann als Maß (Schätzwert) für die Überschreitungswahrscheinlichkeit dieser Schwelle angesehen werden. Der Kehrwert davon ist die Wiederkehrzeit. Somit ist ein Jahrhundertereignis, ein Ereignis, bei dem die untersuchte Variable eine Schwelle überschreitet, die so groß ist, dass sie im vieljährigen Mittel nur einmal pro Jahrhundert überschritten wird.

Diese Herangehensweise ist sinnvoll, wenn die Wahrscheinlichkeit für das Überschreiten eines Schwellwertes zeitlich konstant, also stationär, ist. Ein kleines Rechenbeispiel soll zeigen, dass diese Annahme im Fall der Hochwässer jedoch nicht sehr realistisch erscheint.

Zwei der einleitend genannten Jahrhunderthochwässer fanden am Rhein statt. Stellen wir nun die Frage, wie wahrscheinlich es ist, dass k=2 Ereignisse mit der Eintrittswahrscheinlichkeit p=0.01 pro Jahr (Jahrhundertereignisse) in einem Zeitraum von n=10 Jahren auftreten. Um diese Wahrscheinlichkeit P berechnen zu können, gehen wir zusätzlich davon aus, dass die Hochwässer unabhängige Ereignisse sind, d.h. dass das Eintreten eines Hochwassers nicht davon abhängt, ob eines der anderen Hochwässer eingetreten ist. In diesem Fall ist die Wahrscheinlichkeit P, dass 2 Jahrhunderthochwässer in 10 Jahren auftreten, binomial-verteilt und es folgt

$$P(k = 2, n = 10, p = .01) = \frac{n!}{k!\,(n-k)!}\, p^k\, (1-p)^{n-k} = 4.15 \cdot 10^{-3}.$$

Dies zeigt für das spezielle Beispiel der Häufung der Rheinhochwässer, dass es sehr unwahrscheinlich ist, dass diese durch Zufall (unter Annahme einer stationären Eintrittswahrscheinlichkeit) aufgetreten ist.

Dieses Ergebnis ist eine Herausforderung, näher zu untersuchen, wie sich das Starkniederschlagsverhalten im Laufe der letzten Dekaden verändert hat.

Analyse von Starkniederschlagstagen in Deutschland

Daten

Zur Analyse von langzeitlichen Veränderungen in Häufigkeit und Intensität von Starkniederschlägen sind möglichst lange und vollständige Zeitreihen von Tagesniederschlägen notwendig. Dem Deutschen Wetterdienst liegen für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland 11 Zeitreihen für den Zeitraum 1901 bis 2000 vor, 54 Zeitreihen decken den Zeitraum von 1941 bis 2000 ab (die Lage der Stationen ist in Abb. 1 wiedergegeben). Somit werden die Analysen dieser Arbeit einerseits mit wenigen, aber langen, andererseits mit zahlreicheren, aber kürzeren Zeitreihen durchgeführt.

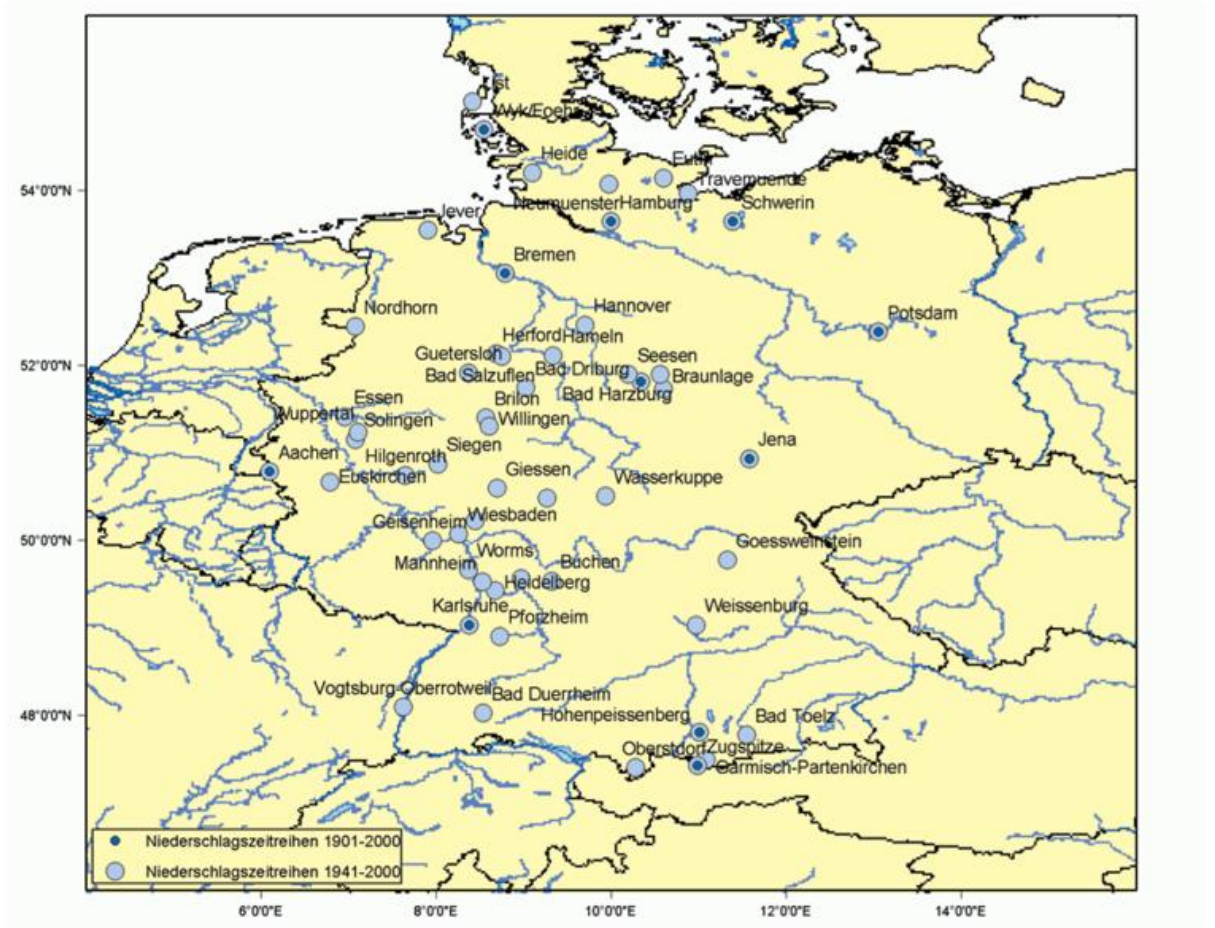


Abb. 1 Räumliche Verteilung der untersuchten Niederschlagszeitreihen.

Untersuchungsvariablen

Um eine zeitliche Änderung in der Eintrittswahrscheinlichkeit und Intensität von Starkniederschlägen auf täglicher Basis analysieren zu können, müssen diese zunächst definiert werden. Hierzu existieren verschiedene Ansätze, die absolute oder auf der Grundlage stationsspezifischer Häufigkeitsverteilungen ermittelte Schwellenwerte zur Bestimmung von Starkniederschlagstagen heranziehen (siehe z. B. Frich et al. 2002). In dieser Arbeit werden solche Tage als Starkniederschlagstage bezeichnet, an denen die Niederschlagsmenge Werte erreicht, die im vieljährigen Mittel (von 1941 bis 2000) an dieser Station nur einmal in 100 Tagen überschritten werden (also Überschreitungen des 99%-Perzentils). Somit sollten im Schnitt in jedem Jahr 3.65 solcher Tage eintreten. Durch diese Wahl stehen noch genügend Daten zur Verfügung (bei hundertjährigen Reihen 365, bei sechzigjährigen Reihen 219 Werte), um statistische Untersuchungen durchführen zu können. Die Verwendung von stationsspezifischen Schwellenwerten ist notwendig, damit das Ergebnis nicht überproportional von sehr niederschlagsreichen Stationen bestimmt wird.

Auf der Grundlage obiger Definition von Starkniederschlagstagen werden für die weiteren Untersuchungen Zeitreihen von Jahreswerten der folgenden Variablen (*V1* bis *V5*) abgeleitet:

V1: Anzahl der Starkniederschlagstage
Diese Variable gibt Auskunft darüber, wie sich die Häufigkeit von Starkniederschlagstagen im Untersuchungszeitraum verändert hat.

V2: Summe der Niederschläge an Starkniederschlagstagen
Mit dieser Variable können Aussagen darüber gewonnen werden, wie sich die Niederschlagsmenge, die an Starkniederschlagstagen fällt, verändert hat.

V3: Mittlerer Tagesniederschlag an Starkniederschlagstagen
Mit Hilfe dieser Variable kann direkt erkannt werden, ob die Niederschlagsintensität von Starkniederschlagstagen zugenommen hat.

V4: Summe aller Tagesniederschläge
Um bewerten zu können, ob Änderungen in der Menge der Starkniederschläge im Einklang mit Änderungen der gesamten Niederschlagsmenge stehen oder aber davon unabhängig sind, wird diese Variable miteinbezogen.

V5: Anteil des Jahresniederschlags, der an Starkniederschlagstagen gefallen ist.
Änderungen in dieser Variable sind die direkte Folge unterschiedlicher Veränderungen im allgemeinen und extremen Niederschlag.

Die Untersuchung dieser fünf Variablen erlaubt es, ein breites Spektrum von Aussagen treffen zu können. Bei der Analyse wird berücksichtigt, dass nicht in jedem Jahr für jeden Tag Messwerte vorliegen. Grundsätzlich wurden nur Jahre mit in die Analysen einbezogen, für die an mindestens 360 Tagen Beobachtungen verfügbar sind.

Alle Analysen werden zum einen für das Gesamtjahr und zum anderen für die hydrologischen Sommer- und Winterhalbjahre getrennt durchgeführt, da diese einerseits

deutlich unterschiedliche Niederschlagssummen aufweisen und andererseits langzeitliche Änderungen in verschiedenen Halbjahren sehr unterschiedlich ausfallen können. Das Winterhalbjahr umfasst die Monate November bis April, das Sommerhalbjahr den Zeitraum von Mai bis Oktober. Die Schwellenwerte werden jahreszeitspezifisch ermittelt.

Analysen

Zeitliche Änderungen

Für alle 5 angegebenen Variablen werden - einer Anregung von Fricke und Kronier (2001) folgend - lineare Trends an den 11 bzw. 54 verfügbaren Stationen berechnet. Dabei wird zusätzlich zwischen dem Gesamtjahr und den zwei hydrologischen Halbjahren unterschieden. Um darüber hinaus auch Aussagen über die zeitliche Stabilität bzw. Entwicklung der Trends treffen zu können, werden insgesamt 4 unterschiedlich lange Zeiträume betrachtet (s. Tab. 1).

All dies führt zu einer Vielzahl von Detailergebnissen, die hier nicht diskutiert werden sollen. Stattdessen werden die Trends aller Stationen zu einem mittleren variablenspezifischen Trend zusammengefasst, der natürlich nicht repräsentativ für Einzelregionen ist, aber einen ersten Eindruck der über ganz Deutschland integrierten Änderungstendenzen gibt. Um diesen wiederum für unterschiedliche Zeiträume vergleichen zu können, wird er jeweils auf eine Dekade bezogen. Daraus folgt der mittlere Trend der Variable pro Dekade (T^{10}) im angegebenen Zeitraum (s. Tab.1). Zwar erlaubt diese Variable eine gute Vergleichbarkeit der Trendwerte in verschiedenen Zeiträumen. Will man aber den auftretenden Trend bewerten, so ist es sinnvoll, ihn in Bezug auf den Anfangswert des jeweiligen Untersuchungszeitraumes zu setzen. Daher wird in Tabelle 1 auch die mittlere prozentuale Änderung d im Untersuchungszeitraum bezogen auf den Anfangswert angegeben. Betrachten wir nun die Ergebnisse für die einzelnen Variablen separat:

- Zunahme der Starkniederschlagstage
  Sowohl auf das gesamte Jahr bezogen als auch für die beiden Halbjahre und für alle Untersuchungszeiträume wird eine Zunahme der Starkniederschlagstage deutlich, mit einem Maximum von 46% innerhalb des Zeitraums 1901 bis 2000 im Winter. Die Trends fallen im Winter deutlich höher aus als für den Sommer. Für beide untersuchte Jahreszeiten zeigt sich eine progressive Zunahme im dekadenbezogenen Trendwert T^{10}.

- Zunahme der Starkniederschlagsmenge
  Auch die Starkniederschlagsmenge zeigt ausschließlich positive Trends. Diese sind wiederum für den Winter ausgeprägter als im Sommer. Auffällig ist auch, dass die prozentuale Zunahme der Starkniederschlagsmenge im allgemeinen größer ausfällt als die Zunahme der Starkniederschlagstage.

- Zunahme der Starkniederschlagsintensität
  Da die Starkniederschlagsmenge stärker zugenommen hat als die Anzahl der Starkniederschlagstage, folgt eine Zunahme der Niederschlagsintensität an Starknie-

derschlagstagen für alle Untersuchungszeiträume und Jahreszeiten. Sie liegt zwischen 2 und 43% und fällt im Winter im allgemeinen stärker aus als im Sommer. Nur in Bezug auf die letzten 40 Jahre sieht man im Sommer einen stärkeren positiven Trend als im Winter.

- Zunahme der Gesamtniederschlagsmenge
  Auch die Gesamtniederschlagsmenge weist einen überwiegend positiven Trend auf (dieses Ergebnis steht im Einklang mit früheren umfangreicheren Studien; s. Grieser et al., 2000). Dieser ist für das Sommerhalbjahr deutlich geringer als für das Winterhalbjahr. In einem Fall (Sommerhalbjahr, 1921 bis 2000) ist ein negativer Trend zu verzeichnen.

- Starkniederschlagsanteil
  Der Anteil der Niederschläge, der an Tagen mit Starkniederschlag gefallen ist, hat um 5 bis 31% zugenommen. Abgesehen von den letzten vier Jahrzehnten fallen diese Zunahmen im Winterhalbjahr stärker aus als im Sommerhalbjahr.

Tab. 1 Lineare Trendwerte der 5 Variablen für 4 Zeiträume bis zum Jahr 2000. Die jeweils erste Spalte gibt den über die Stationen gemittelten linearen Trend (T_{10}) bezogen auf eine Dekade innerhalb des gegebenen Zeitraums an. Die jeweils zweite Spalte enthält die relative Änderung (d) im Untersuchungszeitraum in Bezug auf den Anfangswert in %. Zur Bedeutung der fünf Untersuchungsvariablen *V1* bis *V5* siehe Text.

Zeitraum	1901 bis 2000		1921 bis 2000		1941 bis 2000		1961 bis 2000	
Anzahl der Zeitreihen	11		11		54		54	
	T_{10}	d [%]	T_{10}	d [%]	T_{10}	d [%]	T_{10}	d [%]
Gesamtjahr								
V1 [Tage]	.078	25	.096	24	.077	13	.115	13
V2 [mm]	3.9	41	4.5	37	2.5	14	4.5	16
V3 [mm/Tag]	.39	14	.275	7	.117	2	.425	6
V4 [mm]	12.2	15	11.9	11	11.5	8	8.5	4
V5	.002	18	.0025	15	.001	5	.0025	12
Sommerhalbjahr								
V1 [Tage]	.029	17	.028	13	.033	9	.075	19
V2 [mm]	1.5	26	1.34	17	1.15	11	2.9	20
V3 [mm/Tag]	.45	16	.36	10	.37	8	.68	10
V4 [mm]	.64	1.3	-1.8	-2.8	.817	1	2.12	1.8
V5	.002	18	.0025	17	.0017	8	.005	17
Winterhalbjahr								
V1 [Tage]	.064	46	.075	40	.082	31	.1	25
V2 [mm]	2.3	74	2.96	72	1.9	26	3	26
V3 [mm/Tag]	.56	35	.85	43	.53	16	.38	7
V4 [mm]	10.5	31	13.1	30	10.7	17	9	9
V5	.003	31	.003	25	.003	18	.004	16

Die Untersuchungen zeigen damit deutlich, dass sowohl die Anzahl der Tage mit starken Niederschlägen zugenommen hat als auch die Niederschlagsintensität an solchen Tagen. Die Zunahme der Niederschläge an Starkniederschlagstagen übertrifft die generelle Niederschlagszunahme um 5 bis 31%. Da Änderungen im Mittelwert einer Variablen gewöhnlich überproportionale Änderungen in Häufigkeit und Intensität von Extremen nach sich ziehen (s. Grieser, 2001), könnte die generelle Zunahme der Niederschläge auch die Änderungen bei den Extremniederschlägen erklären, was aber nur durch detailliertere Untersuchungen geklärt werden kann.

Obwohl die hier vorgestellten Ergebnisse sehr eindeutig ausfallen, bleiben noch zwei Fragen offen. Erstens stellt sich die Frage nach der Signifikanz der getroffenen Aussagen und zweitens ist durch die Mittelung der Ergebnisse über alle Stationen Information über das Ausmaß der Trends an einzelnen Stationen und die zugehörige räumliche Verteilung verloren gegangen.

Wenden wir uns zunächst der Frage nach der Signifikanz zu. Zwar kann mit Hilfe eines nichtparametrischen Tests (Mann-Kendall) die Frage beantwortet werden, ob eine einzelne Zeitreihe einen Trend aufweist. Für die jeweiligen Trendwerte der Variablen an den Stationen kann jedoch kein einfacher Signifikanztest entworfen werden, da die Zeitreihen nicht als Gauß-verteilt betrachtet werden können. Dennoch sind Signifikanzaussagen für das Stationskollektiv möglich. Dabei soll nicht untersucht werden, ob einzelne Trends signifikant sind oder nicht, sondern ob sich insgesamt eine signifikante Häufung positiver (bzw. negativer) Trends zeigt.

Stellen wir uns zunächst auf den Standpunkt, dass alle beobachteten Trends zufällig sind und berechnen die Wahrscheinlichkeit dafür, dass diese Hypothese verworfen werden muss. Wären alle Trends zufällig, so würde man erwarten, dass die eine Hälfte negativ und die andere Hälfte positiv wäre. Es handelte sich dann also um ein Bernoulli-Experiment (Münzwürfe) mit binomial-verteilten Wahrscheinlichkeiten. In Tabelle 2 sind für jede der untersuchten Variablen die Anzahl der Stationen mit positiven Trends eingetragen und die Wahrscheinlichkeit dafür, dass durch die Häufung positiver Trends die Hypothese, dass sie zufällig sind, abgelehnt werden muss. Dabei sind Wahrscheinlichkeiten unter 90% nicht angegeben.

Aus Tabelle 2 ist zu entnehmen, dass die überwiegende Anzahl an Häufungen positiver Trends für das Winterhalbjahr signifikant ist. Weiter ist zu sehen, dass insbesondere für die letzten 40 Jahre eine signifikante Häufung von positiven Trends vorliegt.

Tab. 2 Trendstatistik: Anzahl A der Zeitreihen mit positivem Trend und Signifikanz S der Häufung positiver Trends.

Zeitraum	1901 bis 2000		1921 bis 2000		1941 bis 2000		1961 bis 2000	
Anzahl der Zeitreihen	11		11		54		54	
	A	*S* [%]	*A*	*S* [%]	*A*	*S* [%]	*A*	*S* [%]
Jahr								
V1 [Tage]	9	93	6		32		35	97.3
V2 [mm]	9	93	7		31		37	99.1
V3 [mm/Tag]	7		5		31		34	92.4
V4 [mm]	10	98.8	10	98.8	42	>99.99	37	99.1
V5	8		6		28		37	99.1
Sommerhalbjahr								
V1 [Tage]	8		7		30		34	92.4
V2 [mm]	7		7		29		33	
V3 [mm/Tag]	9	93.5	7		35	96	33	
V4 [mm]	6		4		25		34	92.4
V5	8		6		31		34	92.4
Winterhalbjahr								
V1 [Tage]	10	98.8	9	93.5	39	99.9	37	99.1
V2 [mm]	10	98.8	9	93.5	37	99.1	37	99.1
V3 [mm/Tag]	8		9	93.5	39	99.8	36	98
V4 [mm]	10	98.8	11	99.9	48	>99.99	41	99.99
V5	10	98.8	9	93.5	33		32	

Räumliche Differenzierung

Aus der räumlichen Verteilung der stationsspezifischen dekadischen Trendwerte ergeben sich zunächst keine Hinweise auf eine Abhängigkeit der langzeitlichen Variabilität der Starkniederschläge von der räumlichen Stationsverteilung. Exemplarisch illustrieren dies die relativen Änderungen d des Anteils der Starkniederschläge am Jahresniederschlag (*V5*), die in Abbildung 2 für die letzte Untersuchungsperiode (1961-2000) dargestellt sind.

Ergänzend zu dieser Darstellung der räumlichen Verteilung der Trendwerte bzw. der relativen Änderungen wurden lineare Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen den Lageparametern geographische Länge, geographische Breite sowie Höhe über NN und den stationsbezogenen Trendwerten der fünf untersuchten Variablen berechnet. Aufgrund der Verfügbarkeit von lediglich 11 Stationen für die beiden Zeitabschnitte 1901-2000 und 1921-2000 wurden diese Analysen nur für die beiden jüngeren Untersuchungszeiträume (1941-2000, 1961-2000) durchgeführt, für die ein umfangreicheres Datenkollektiv (54 Stationen) zur Verfügung steht.

Bezüglich geographischer Länge und Breite ergeben sich keinerlei signifikante Korrelationen (95%-Signifikanzniveau) mit der Trendentwicklung der verschiedenen Untersuchungsvariablen.

Signifikante Korrelationen positiven Vorzeichens ergeben sich für die Stationshöhe über NN und einige der untersuchten Variablen, sowohl für das Gesamtjahr als auch für die beiden Halbjahre. Bis auf eine Ausnahme treten signifikant positive Korrelationskoeffizienten aber ausschließlich im Zeitraum 1941-2000 auf. Für den Zeitabschnitt 1961-2000 überwiegen hingegen insignifikante negative Korrelationskoeffizienten.

Diese korrelativen Zusammenhänge zwischen der Stationshöhe und den Trendwerten der betrachteten Variablen sind allerdings maßgeblich durch die zeitliche Niederschlagsentwicklung an der einzigen Hochgebirgsstation Zugspitze beeinflusst, die sich vor allem im Zeitraum 1941-2000 durch sehr ausgeprägte positive Trends der Untersuchungsvariablen auszeichnet.

Bei Wiederholung der letztgenannten Korrelationsrechnungen unter Verwendung eines um die Station Zugspitze reduzierten Stationskollektivs ergibt sich dementsprechend ein deutlich andersartiges Bild (siehe auch Abb. 3):

- Für das Gesamtjahr wird bezüglich keiner der ausgewählten Variablen ein signifikanter Korrelationskoeffizient erreicht;
- im Winterhalbjahr ergeben sich ausschließlich negative, nur zum Teil signifikante Korrelationen und
- während des Sommers treten größtenteils insignifikante Korrelationskoeffizienten sowohl negativen als auch positiven Vorzeichens auf.

Auf der Grundlage der aufgeführten Ergebnisse lässt sich damit keine Abhängigkeit der zeitlichen Entwicklung des Starkniederschlagverhaltens von der Stationshöhe oder den geographischen Koordinaten ableiten.

Im Rahmen der bisherigen Arbeiten wurde noch nicht untersucht, ob und inwieweit sich die unterschiedliche Exposition (insbes. Luv- und Lee-Lage) der betrachteten Stationen im jeweiligen langzeitlichen Starkniederschlagsverhalten widerspiegelt.

Diskussion und Ausblick

In den letzten Jahren war in Deutschland eine auffällige Häufung von Hochwasserereignissen zu beobachten, die im Sinne der klassischen Extremwertstatistik als Jahrhunderthochwasser bezeichnet werden konnten. Am Beispiel der herausragenden Rheinhochwasser der 1990er Jahre wurde gezeigt, dass unter der Annahme einer stationären Eintrittswahrscheinlichkeit für sogenannte Jahrhunderthochwässer das zufällige Auftreten zweier solcher Ereignisse innerhalb eines Jahrzehnts äußerst unwahrscheinlich ist.

Die hier vorgestellten Ergebnisse von Untersuchungen zu den zeitlichen Veränderungen der hochwasserrelevanten Einflussgröße Starkniederschlag belegen – besonders ausgeprägt für die letzten 40 Jahre des 20. Jahrhunderts - eine Häufigkeitszunahme und Intensivierung von Starkniederschlägen in Deutschland und liefern damit einen potentiellen Erklärungsansatz für das gehäufte Auftreten extremer Hochwässer im letzten Jahrzehnt.

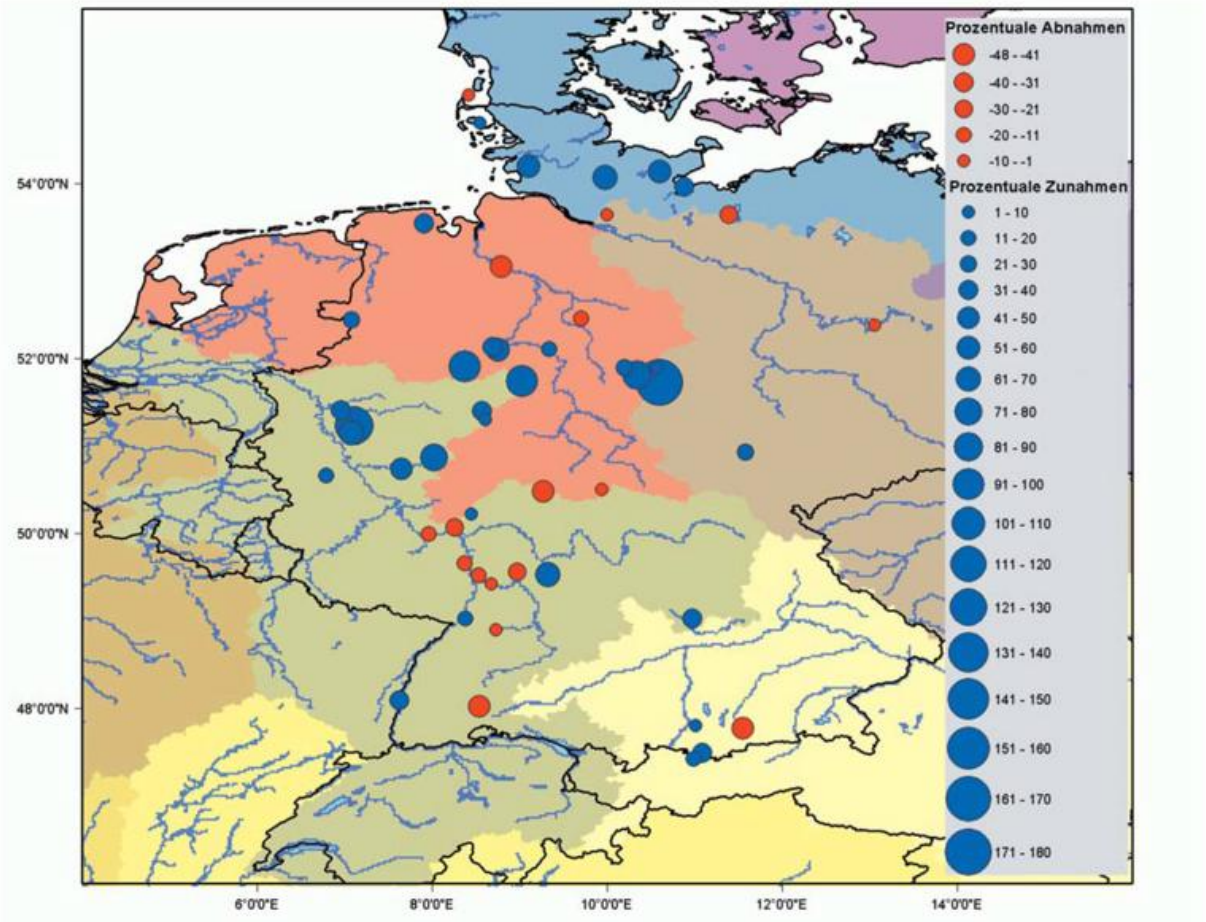


Abb. 2 Räumliche Verteilung der prozentualen Änderungen d des Anteils der Starkniederschläge am Jahresniederschlag (Untersuchungsvariable 5) im Zeitraum 1961-2000 – Gesamtjahr. Hinterlegt sind die großen Flusseinzugsgebiete.

Allein der Befund vermehrt auftretender und intensivierter Starkniederschlagsereignisse erlaubt aber noch nicht den Schluss auf einen kausalen Zusammenhang mit korrespondierenden Häufigkeitssteigerungen exzeptioneller Hochwasserereignisse, da diese nicht allein in Abhängigkeit von der Anzahl, sondern auch von der zeitlichen Abfolge von Starkniederschlagstagen stehen. Für die Entwicklung des Hochwassergeschehens in einzelnen Flusseinzugsgebieten ist darüber hinaus die räumliche Differenzierung der zeitlichen Veränderungen der Starkniederschläge bedeutsam.

Sowohl die räumliche Verteilung der Trends als auch die Korrelationen zwischen den Trendwerten der fünf Variablen einerseits und geographischen Lageparametern andererseits zeigen keine großräumigen Strukturen. In allen großen deutschen Flusseinzugsgebieten sind überwiegend Zunahmen in geringerem Ausmaß aber jeweils auch Abnahmen der Häufigkeit und der Intensität von Starkniederschlagsereignissen an einzelnen Stationen festzustellen (s. Abb. 2).

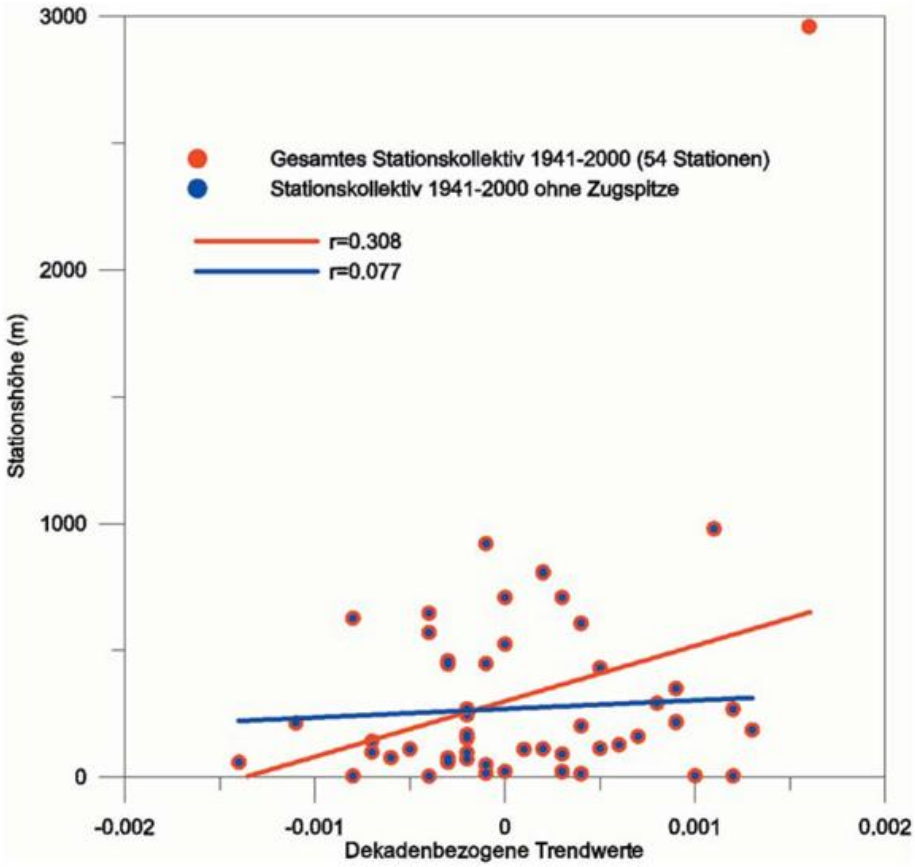


Abb. 3 Streudiagramme und Regressionsgeraden der Variablen Stationshöhe und dekadenbezogener Trend des Anteils der Starkniederschläge am Jahresniederschlag (Untersuchungsvariable 5) für den Zeitraum 1941-2000 (Gesamtjahr) unter Zugrundelegung des gesamten bzw. des um die Station Zugspitze reduzierten Stationskollektivs.

Danksagung
Unser besonderer Dank geht an Johannes Behrendt für die Unterstützung bei der Bereitstellung der Daten.

Literatur

Bendix, J. (1997): Natürliche und anthropogene Einflüsse auf den Hochwasserabfluss des Rheins. Erdkunde 51: 292-308.
Fricke, W. und Kronier, M. (2001): Betrachtungen zum Klimawandel am Hohenpeißenberg. In Klimastatusbericht 2001, DWD.
Frich. P., L. V. Alexander, P. Della-Marta, B. Gleason, M. Haylock, A. M. G. Klein Tank und T. Peterson (2002): Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. ClimateResearch 19: 193-212.
Grieser, J., Staeger, T. und Schönwiese, C.-D. (2000): Statistische Analyse zur Früherkennung globaler und regionaler Klimaänderungen aufgrund des anthropogenen Treibhauseffektes. Berichte des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main. Eigenverlag des Instituts.
Grieser, J. (2001): Werden extreme Wettersituationen wahrscheinlicher? Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik Nr. 27, Wien.
Malitz, G. und Ertel, H. (2001): Extremwertstatistische Auswertungen von Tageswerten der Niederschlagshöhe. In Klimastatusbericht 2001, DWD.
Rudolf, B. und J. Rapp (2002): Das Jahrhunderthochwasser der Elbe. In Klimastatusbericht 2002, DWD.

Langzeitverhalten von Starkniederschlägen in Süddeutschland

L. Zimmermann, H. Bartels, B. Dietzer, F.M. Albrecht

Einleitung

Um die großräumigen Aussagen der Klimamodellierungen durch regionale Untersuchungen zu ergänzen und zu differenzieren, bearbeitet der Deutsche Wetterdienst, Geschäftsfeld Hydrometeorologie gemeinsam mit dem Bayerischen Landesamt für Wasserwirtschaft und der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg das längerfristig angelegte Kooperationsvorhaben KLIWA („Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft"). Eine Teiluntersuchung beschäftigt sich dabei mit dem Langzeitverhalten von extremen Niederschlagsereignissen, den sog. Starkniederschlägen. Diese lösen zum einen als Einzelereignisse oft Hochwasser aus. Extremwertstatistische Auswertungen von Starkniederschlägen stellen zum anderen ferner eine wichtige Bemessungsgrundlage für wasserwirtschaftliche Anlagen (Regenrückhaltebecken, Talsperren, Kanalisation), aber auch für landwirtschaftliche sowie verkehrswirtschaftliche Planungen (Erosion, Drainagen etc.) dar (Bartels et al. 1997).

Mit Starkniederschlag wird ein Niederschlag bezeichnet, der im Verhältnis zu seiner Dauer eine hohe Niederschlagsintensität hat und damit selten auftritt, z.B. im Mittel höchstens zweimal jährlich (DIN 4049, 1994). Damit sind Starkniederschlagshöhen an den einzelnen Niederschlagsstationen über die Wahrscheinlichkeit ihres Auftretens definiert. In der hier vorgelegten Untersuchung werden die jeweiligen Höchstwerte einer Zeitspanne (Jahr, Sommer- und Wintermonate) verwendet. Als Wertebasis erhält man Jahresreihen der Starkniederschlagshöhen, bezogen auf die jeweilige Zeitspanne, die räumlich und zeitlich eine große Variationsbreite aufweisen.

Ein absoluter Spitzenwert in Deutschland seit Beginn der Messungen war der Starkniederschlag von 312 mm/d in Zinnwald-Georgenfeld (Osterzgebirge) am 12.8.2002 (Rudolf u. Rapp (2003)). Die hydrologische Bedeutung der Starkniederschläge leitet sich neben ihrer Intensität (Niederschlagshöhe pro Zeiteinheit) von ihrer räumlichen Ausdehnung ab. So wurde das katastrophale Hochwasser im August 2002 in Sachsen besonders durch die großräumige Verteilung und Ortstreue des Niederschlagsfeldes (11.-14.8.2002: Zinnwald 406 mm/3d) aufgrund von Stau- und Hebungsvorgängen am Erzgebirge verursacht. Die zugehörigen theoretisch größten Niederschlagshöhen, die innerhalb der o.a. Zeitspannen in diesem Gebiet und dieser Jahreszeit physikalisch (durch Maximierung des atmosphärischen Wassergehalts) möglich sind, erreichen rund 350 mm/d bzw. 500 mm/3d (DWD-HM, 1997).

Mit den großen Hochwassern der jüngsten Vergangenheit wurde wieder verstärkt die Frage aufgeworfen, inwieweit sich die Klimaerwärmung schon in einer Zunahme von Starkniederschlägen auswirkt. Hierzu liegen eine Reihe von einzelnen Stationsauswertungen vor, z.B. Günther & Stalmann (2002), Malitz & Ertel (2002), Blümel et al. (2001) sowie auch die sehr lange Messreihe (1879–2001) des DWD-Observatoriums Hohenpeißenberg im Voralpenraum. Letztere liefert für Niederschlagstage >30 mm/d eine mittlere Zunahme von 2,8 auf 5,2 Tagen in diesem Zeitraum (Fricke & Kronier

(2001), Süddeutsche Zeitung vom 12.8.2002, Spiegel vom 13.8.2002). Aussagen für einzelne Stationen sind aber räumlich nur eingeschränkt aussagekräftig (in der Regel ca. 25 km^2 um die Messstation), da insbesondere der Niederschlag eine hohe räumliche Variabilität aufweist. Trends von Einzelstationen können zudem durch Inhomogenitäten - verursacht durch Veränderungen in der Umgebung des Messortes - entstehen. Für den Süden Deutschlands zeigte eine räumlich differenzierte Untersuchung (Rapp & Schönwiese 1995, Sanchez Penzo et al. 1998) eine signifikante Zunahme der Niederschlagshöhen (1891-1990) des hydrologischen Winterhalbjahrs November-April von rd. 10-30% im Gegensatz zum Sommerhalbjahr, die sich entsprechend auch bei einer Jahresbetrachtung bemerkbar machte. Bei einer Zunahme des Jahresniederschlags sind laut IPCC (2001) entsprechende Zunahmen auch in den Starkniederschlägen wahrscheinlich.

Eine deutschlandweite Analyse von Starkniederschlägen (11 Stationen 1901-2000, 54 Stationen 1941-2000) zeigte eine Zunahme der Starkniederschlagstage, wobei im Winter höhere Trendzuwächse auftraten als im Sommer und auch die Signifikanz höher war als für das Jahr oder den Sommer (Grieser & Beck 2003). Diese Zunahme in den Starkniederschlagstagen ist begleitet von einer Zunahme der Starkniederschlagshöhe, so dass auch die Starkniederschlagsintensität für alle untersuchten Zeiträume und Jahreszeiten zunimmt. Auch hier zeigt sich im Winter eine stärkere Zunahme als im Sommer.

In Sachsen ergab sich dagegen für die Häufigkeit von Starkregen ($\geq$10 mm), bezogen auf die Zeitreihe 1951-2000, im landesweiten Mittel wenig Änderung, wobei allerdings als regionalem Schwerpunkt im Erzgebirge eine signifikante Zunahme der Häufigkeiten im Frühjahr und Sommer festzustellen war. Dieser positive Trend hat sich in den letzten 30 Jahren in Südsachsen verstärkt und gleichzeitig auch auf die Tieflandsbereiche ausgedehnt. Hier zeigte sich allerdings im Sommer kein Trend bei den jährlichen Niederschlagswerten, während im Winter generell ein positiver Trend bis +20% vorhanden ist (CLISAX 2001). Diese Untersuchung zeigt die Bedeutung regionalspezifischer Trends von hydrometeorologischen Größen, da diese sich von landesweiten Trends unterscheiden können. In eine ähnliche Richtung weist die Untersuchung der Abhängigkeit von Starkniederschlägen ($\geq$30 mm) von der Auftretenshäufigkeit von Großwetterlagen in Baden-Württemberg, die ebenfalls regionale Schwerpunkte aufweist (Steinbrich & Uhlenbrook 2003).

Im Rahmen des Untersuchungsprogramms KLIWA wurde im DWD deshalb eine zeireihenstatistische Auswertung der Starkniederschläge mit halbjährlichen und jährlichen Höchstwerten der Dauer von 1 bis 10 Tagen einer großen Anzahl von langen (1931-1998/99) bzw. sehr langer Niederschlagsmessreihen (1901-1998/99) aller verfügbaren Stationen in Bayern und Baden-Württemberg vorgenommen, die in dieser zeitlichen und räumlichen Auflösung in Deutschland bisher einmalig ist. Für die Ergebnisse, die auf dem bestmöglichen geprüften und ergänzten Datenmaterial beruhen, kann somit auch eine räumliche Repräsentanz unterstellt werden.

Datengrundlage

Für die Untersuchung der Niederschlagshöchstwerte wurden 310 DWD-Niederschlagsstationen in Bayern sowie 96 Stationen in Baden-Württemberg mit einer Zeitreihenlänge von 1931-1998/99 („lange Zeitreihen") herangezogen. Davon sind 56 Zeitreihen aus Bayern sowie 19 Zeitreihen in Baden-Württemberg, die teils bereits 1879 beginnen, aber immer auch den Zeitraum der Jahre 1901-1998/99 abdecken („sehr lange Zeitreihen") gesondert betrachtet, um eine höhere Aussagekraft hinsichtlich der zeitlichen Abläufe klimatologischer Prozesse durch die unterschiedlichen Wetterlageneinflüsse zu haben.

Der eingangs erläuterten Definition von (selten auftretenden) Starkniederschlagsereignissen folgend, werden zunächst die jährlichen Höchstwerte verschiedener Dauerstufen sowie der Andauer von extremen Nass- und Trockenperioden als Basisdatenmaterial zugrundegelegt. Daneben werden auch die Höchstwerte der Sommermonate Mai-September und die der Wintermonate Oktober-April aus den Zeitreihen gebildet, um eine saisonale Differenzierung zu ermöglichen. Beispielhaft für die verwendete Datenbasis sind die halbjährlichen Höchstwerte der Dauerstufe D= 24 h der Zeitreihe 1879 bis 1999 für die Station Hohenpeißenberg dargestellt (Abb. 1).

Die Niederschlagsstationen der Zeitreihe 1931-1998/99 decken in ihrer räumlichen Verteilung Bayern und Baden-Württemberg relativ gut ab (Abb. 7a-d). Die sehr langen Zeitreihen (1901-1998/99) sind dagegen etwas ungleichmäßig über das Untersuchungsgebiet verteilt und können daher nur für einzelne Landesteile als repräsentativ betrachtet werden (Abb. 9). Die betrachteten Stationen repräsentieren in ihrer Höhenverteilung überwiegend die Höhenklassen zwischen 500 bis 1000 m ü. NN. Soweit die Zeitreihenkollektive (1931-1998/99, 1901-1998/99) zeitliche Datenlücken aufwiesen, sind diese sachgerecht entweder durch regionalisierte Niederschlagsverteilungen der Tageswerte (nach 1931) oder durch den Mittelwert aller Höchstwerte (vor 1931) geschlossen worden.

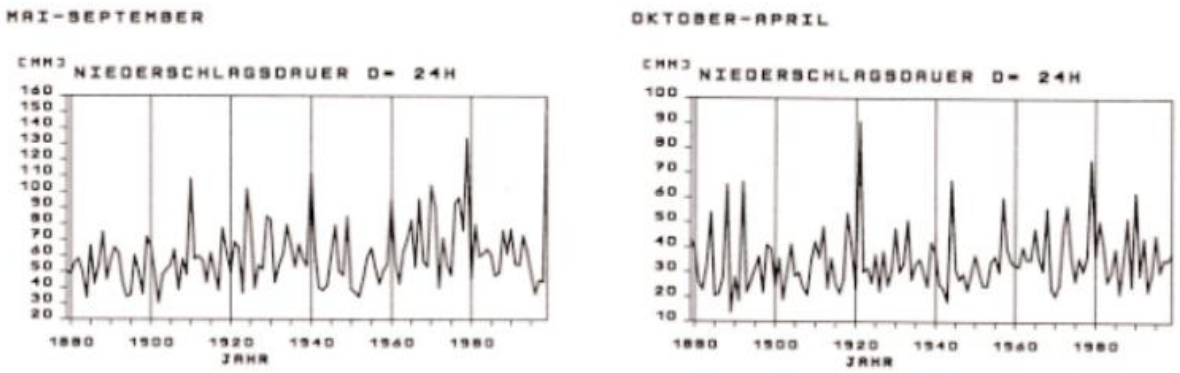


Abb. 1 Jährliche Niederschlagshöchstwerte der Sommer- (Mai-Sept.) und der Wintermonate (Okt.-Apr.) der Dauer D= 24 h für die Periode 1879-1999, DWD-Station Hohenpeißenberg.

Trendverhalten der Starkniederschlagshöhen

Methodisches Vorgehen

Die nachfolgend beschriebenen statistischen Untersuchungen konzentrieren sich darauf, lineare Trends sowie deren Signifikanz in den Zeitreihen der Höchstwerte von Starkniederschlägen zu ermitteln, bezogen zum einen auf das gesamte Jahr, zum anderen bezogen auf die Sommer- (Mai-September) sowie die Wintermonate (Oktober-April). Da der jährliche Trend die saisonalen Trends verwischt, werden im weiteren die Sommer- und Wintermonate getrennt beleuchtet. Als Niederschlagsdauerstufen wurden D = 24h, 72h, 120 h, 240 h gewählt. Kürzere Niederschlagsdauern (D<24h) können nicht ausgewertet werden, da zeitlich höher aufgelöste Niederschlagsmessungen vor 1950 nicht digital verfügbar sind.

Die Trenduntersuchungen wurden zunächst anhand der halbjährlichen Höchstwerte von Starkniederschlägen der Zeitreihe 1931-1998/99 durchgeführt, um ausreichend genaue flächendeckende Aussagen machen zu können. Anschließend wurden sie auch auf die sehr langen Zeitreihen (1901-1998/99) ausgedehnt.

Die verwendete Methodik zum Nachweis von Trends war dabei die Berechnung des linearen Trends nach dem Prinzip der kleinsten Fehlerquadrate und des Trendmaßes Q nach Mann-Kendall. Aus dem absoluten linearen Trend wird die Betragsänderung als Prozentanteil des Mittelwerts der Höchstwerte („relativer Trend“) abgeleitet sowie für die Signifikanzbewertung das Trendmaß Q nach Mann-Kendall berechnet.

Ergebnisse für die Zeitreihen 1931-1998/99

Allgemeiner Trend

Die Auswertung für die Höchstwerte der Wintermonate aus der Zeitreihe 1931-1998/99 (Abb. 2) aller 406 Niederschlagsstationen in Süddeutschland ergibt im Mittel bei allen Dauerstufen ohne Berücksichtigung der Signifikanz einen positiven relativen Trend von rund 20%. Die relativen Trends der Sommermonate liegen dagegen in allen Dauerstufen deutlich niedriger (-0,6 bis 1,5%).

In den Wintermonaten weisen um die 90% aller Stationen einen positiven Trend auf, wohingegen für die Sommermonate nur rund 50% aller Stationen eine Zunahme zeigen (Abb. 3). Damit liefern die Wintermonate bei fast allen Stationen eine deutliche Zunahme, während im Sommer keine ausgeprägte Tendenz für eine Zu- oder Abnahme zu erkennen ist. Dabei ist bei der Betrachtung der Anzahl der Stationen nicht hinsichtlich der Signifikanz des Trends unterschieden. Die in den Abbildungen 2 und 3 nur summarisch oder als Mittelwerte dargestellten Trendergebnisse sind für die Dauerstufe D=24 h detailliert nach den Trendklassen - gekennzeichnet durch die Klassenuntergrenzen - dargestellt (Abb. 4).

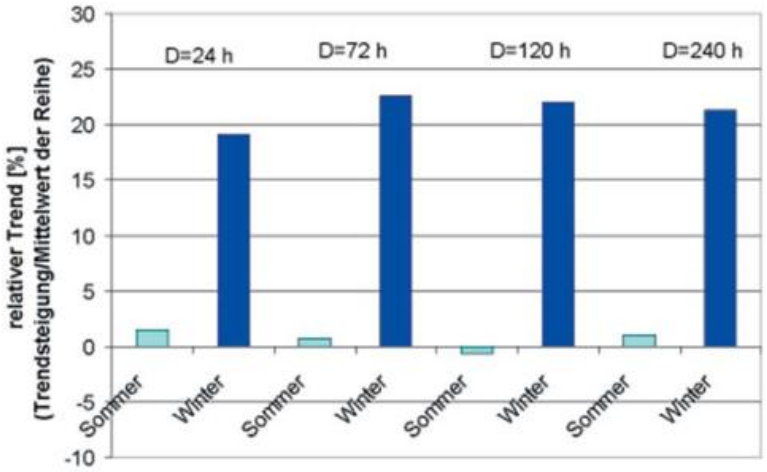


Abb. 2 Mittlerer relativer Trend der Starkniederschläge unterschiedlicher Dauer (24h-240h) in Bayern und Baden-Württemberg aller 406 DWD-Niederschlagsstationen für Sommer (Mai-September) und Winter (Oktober-April), 1931-1998/99 (ohne Berücksichtigung der Signifikanz des Trends).

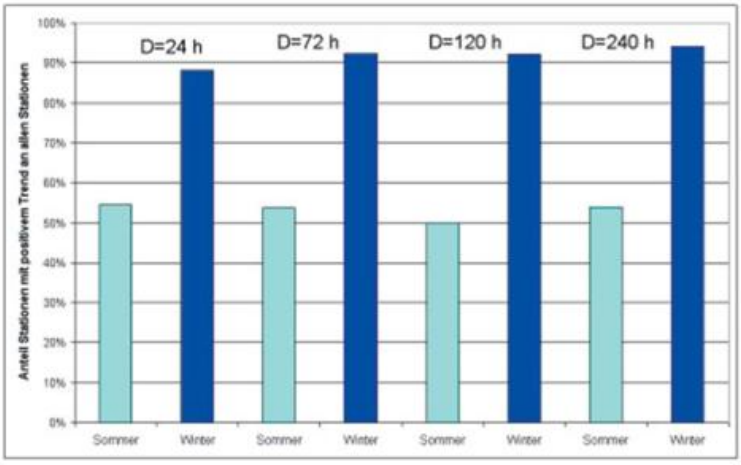


Abb. 3 Anteil der Stationen mit positivem Trend der Starkniederschläge in den einzelnen Dauerstufen, alle 406 Stationen, 1931-1998/99 (ohne Berücksichtigung der Signifikanz des Trends).

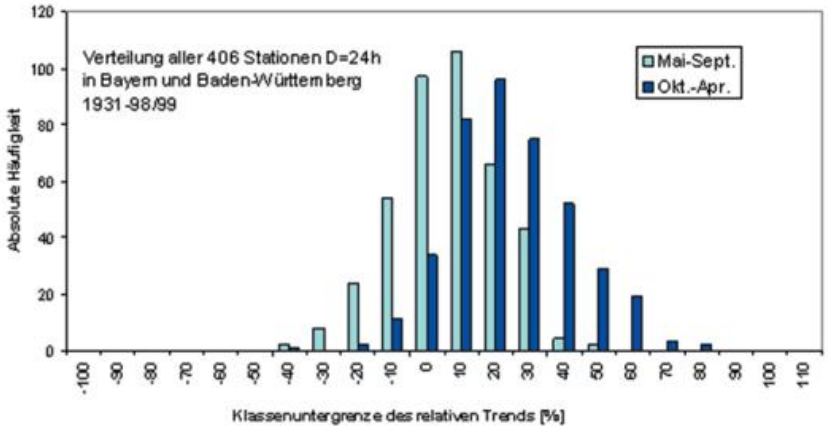


Abb. 4 Absolute Häufigkeit des relativen Trends der Starkniederschläge in den verschiedenen Trendklassen aller 406 Stationen für Winter (Okt.-Apr.) und Sommer (Mai-Sept.), Dauerstufe D = 24h in Bayern und Baden-Württemberg (1931-1998/99) (ohne Berücksichtigung der Signifikanz des Trends).

Signifikante Trends

Wenn nur die deutlich signifikanten Fälle (Signifikanzschwelle S ≥ 90%) (Abb. 5) betrachtet werden, verringert sich die Anzahl der zu betrachtenden Stationen (siehe Tab. 1). Dabei verstärkt sich der mittlere positive relative Trend für die Wintermonate (Oktober-April) gegenüber der Betrachtung aller 406 Stationen (Abb. 4). Dabei wird eine mittlere relative Zunahme von 30-35% erreicht (Tab. 1).

Tab. 1 Relative Häufigkeit signifikanter Fälle (Signifikanzschwelle S≥ 90%) im Vergleich von Sommer- und Wintermonaten sowie des mittleren relativen Trends der Starkniederschläge für die Dauerstufen 24 h, 72 h, 120h und 240 h von 406 süddeutschen DWD-Stationen, Zeitreihe 1931-1998/99, alle Angaben in Prozent.

Merkmal/Halbjahr	D=24h	D=72h	D=120h	D=240h
Stationen Mai-Sept.	**14%** (n=59)	**19%** (n=77)	**18%** (n=72)	**19%** (n=79)
Mittlerer relativer Trend Mai-Sept.	**2,6%**	**2,8%**	**-0,8%**	**1,2%**
Stationen Okt.-Apr.	**41%** (n=168)	**57%** (n=231)	**58%** (n=237)	**61%** (n=246)
Mittlerer relativer Trend Okt.-Apr.	**34,7%**	**32,2%**	**31,0%**	**30,4%**

In den Sommermonaten zeigt sich bei den signifikanten Fällen nur eine geringe mittlere Zunahme mit einer vergleichbaren Verteilung zwischen den Dauerstufen wie schon bei der Betrachtung aller Stationen (Abb. 3).

Deutlich liegt die Gesamtanzahl der signifikanten Fälle in den Wintermonaten über denen der Sommermonate (Tab. 1), was auch an der räumlichen Verteilung erkennbar ist (Abb. 7a-d). In den Wintermonaten nimmt mit zunehmender Dauer die Anzahl der signifikanten Stationen zu (Tab. 1), während dies bei den Sommermonaten mit Ausnahme eines Anstiegs zwischen 24 h und 72 h nicht zu erkennen ist. In rund 40-60% aller süddeutschen Stationen ist in den Monaten Oktober bis April eine signifikante Zunahme der halbjährlichen Niederschlagsextrema im Mittel über alle Dauerstufen wahrscheinlich (Tab. 1). Dabei zeigt die mittlere relative Zunahme für die Dauerstufe D= 24 h bei 99% der 168 signifikanten Stationen Werte von mehr als 20% (Abb. 5).

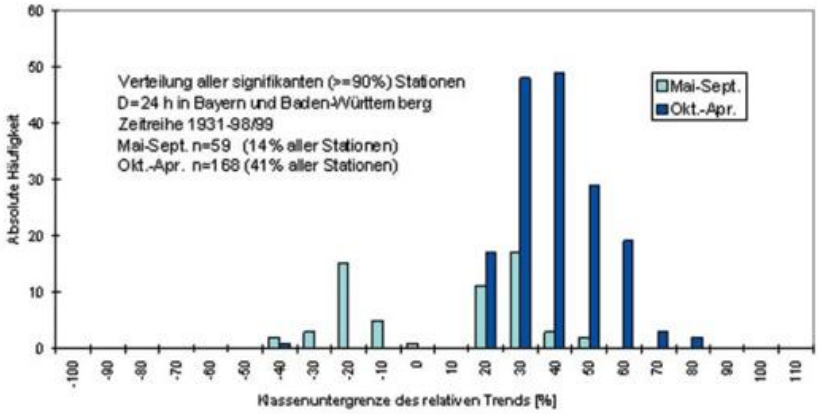


Abb. 5 Absolute Häufigkeit des relativen Trends aller signifikanten Stationen (Signifikanzschwelle S≥90%), Dauerstufe D = 24 h, Winter (Okt.-Apr.) und Sommer (Mai–Sept.),1931-1998/99.

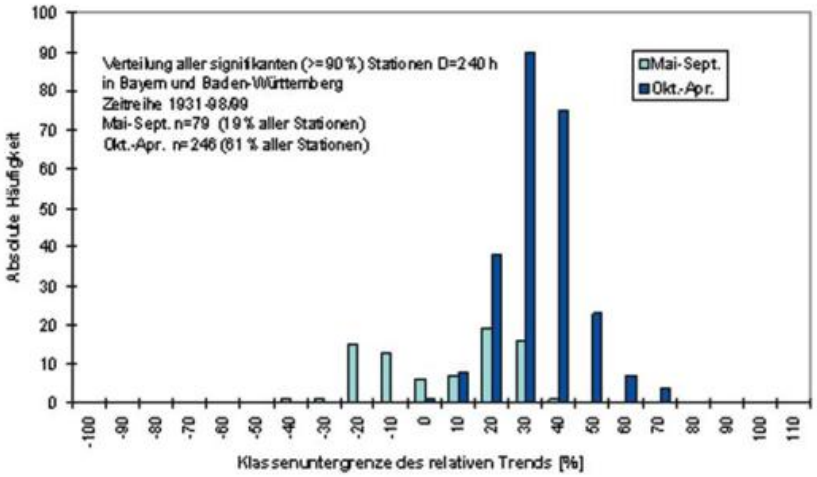


Abb. 6 Absolute Häufigkeit des relativen Trends der Starkniederschläge aller signifikanten Stationen (Signifikanzschwelle ≥ 90%), Dauerstufe D = 240 h, Winter (Okt.-Apr.) und Sommer (Mai –Sept.), 1931-1998/99.

Die Abb. 7 a-d zeigen die Zunahme (Kreis im Uhrzeigersinn gefüllt) und Abnahme (entgegen dem Uhrzeigersinn gefüllt) der Starkniederschlagshöhen für Bayern (1931-1999) und Baden-Württemberg (1931-1998) in Prozent des vieljährigen Mittelwertes. Die Höhe des Trends entspricht dem ausgefüllten Flächenanteil des Kreises. Die Signifikanz des Trends wird durch die Größe des Kreises ausgedrückt.

Regionale Schwerpunkte für die Zunahme in den Wintermonaten (Abb. 7c) bilden in Bayern besonders Ober- und Mittelfranken, sowie im geringerem Maße die westliche Oberpfalz und das nördliche Schwaben, wobei ein besonderer Schwerpunkt der Raum Nürnberg ist. Mit zunehmender Niederschlagsdauer dehnt sich dieser Bereich nach Süden in den Bayerischen Wald sowie bis in den Alpenraum aus, wobei hier die Zunahmen geringer und weniger signifikant sind. In Baden-Württemberg ist eine Zunahme für ca. ein Drittel der Stationen im Bereich des gesamten Schwarzwalds wahrscheinlich. Stationen mit Zunahmen finden sich ferner im Kraichgau, Hohenlohe und auf der Schwäbischen Alb.

Im Vergleich zum Winter sind die Änderungen im Sommer (Mai-September) insgesamt nur gering und deutlich weniger signifikant (Tab. 1). Nur 56% der 59 signifikanten Stationen zeigen bei der Dauerstufe D= 24 h eine mittlere relative Zunahme von mehr als 20% (Abb. 5), was den eingangs dargestellten geringen mittleren positiven Trend aller Stationen mit erklärt (Abb. 2). Als regionale Schwerpunkte (Abb. 7a) finden sich im Nordwesten Bayerns, d.h. Unterfranken, stärkere Abnahmen mit höherer Signifikanz sowie im nördlichen Schwaben und Oberbayern Zunahmen. In Baden-Württemberg (Abb. 7b) ergeben sich signifikante Zunahmen im mittleren und südlichen Schwarzwald, sowie vereinzelt auf der Schwäbischen Alb. Signifikante Abnahmen finden sich an zwei Stationen im Nordosten des Landes. Hinsichtlich der Signifikanz sind jedoch diese regionalen Schwerpunkte nicht mit denen im Winterhalbjahr zu vergleichen. Insgesamt zeigen die Häufigkeitsverteilungen für die signifikanten Stationen das Übergewicht der Zunahmen in den Wintermonaten (Abb. 5).

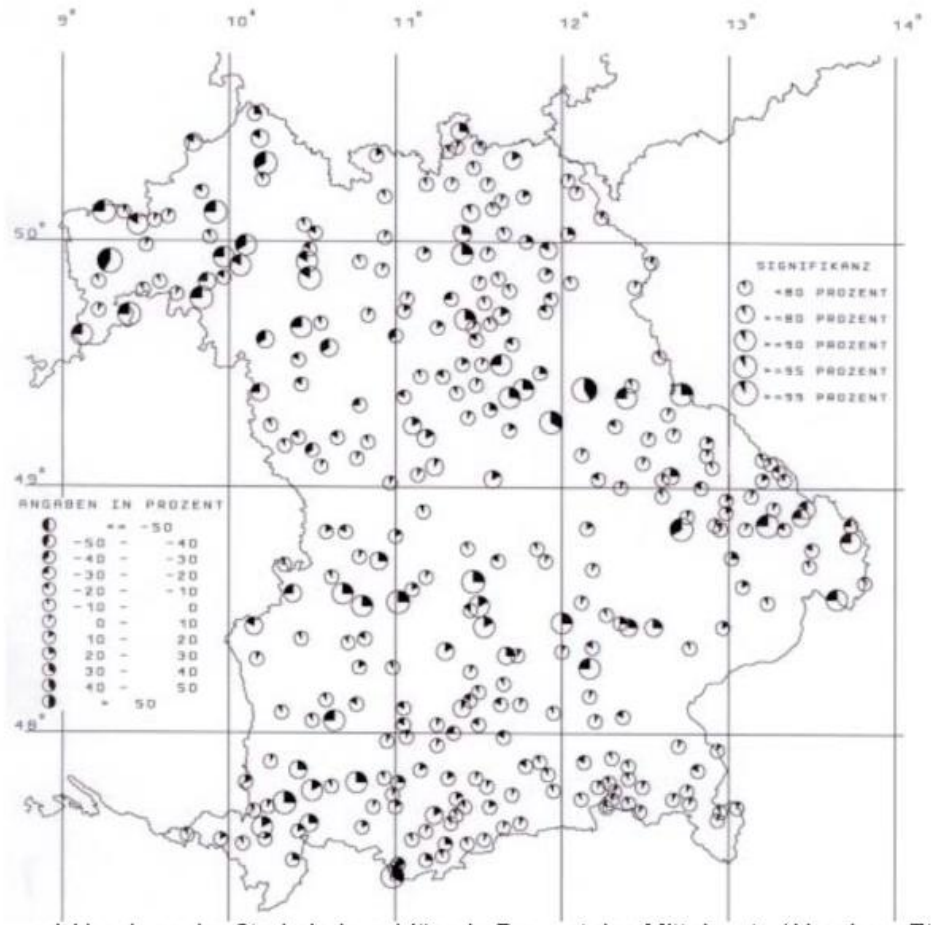


Abb. 7a Zu- und Abnahme der Starkniederschläge in Prozent des Mittelwerts (Abnahme Füllung linke Kreishälfte, Zunahme Füllung rechte Kreishälfte) sowie Signifikanz (Kreisgröße), 310 bayerische Stationen, 1931-1999, Sommer (Mai-Sept.), Dauer: 24 h, halbjährliche Höchstwerte.

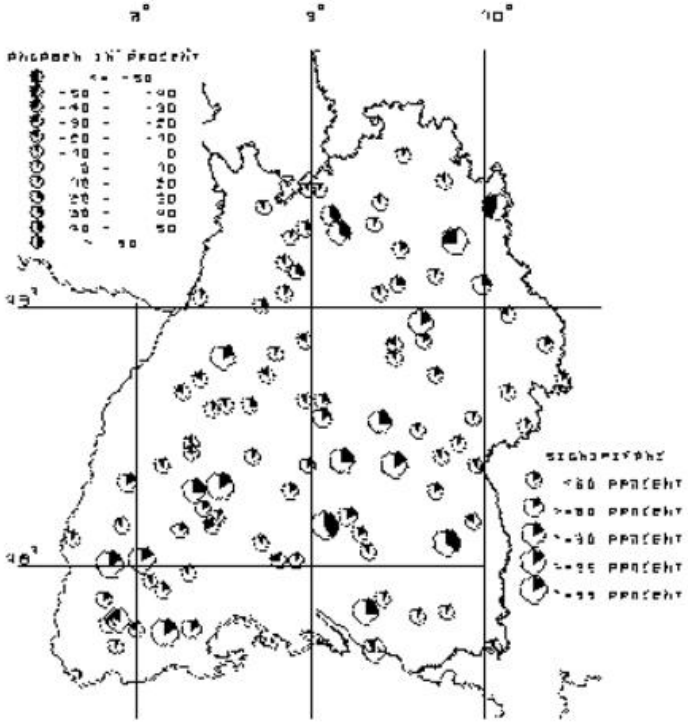


Abb. 7b Zu- und Abnahme der Starkniederschläge in Prozent des Mittelwerts (Abnahme Füllung linke Kreishälfte, Zunahme Füllung rechte Kreishälfte) sowie Signifikanz (Kreisgröße), 96 baden-württembergische Stationen, 1931-1998, Sommer (Mai-Sept.), Dauer: 24 h, halbjährliche Hochstwerte.

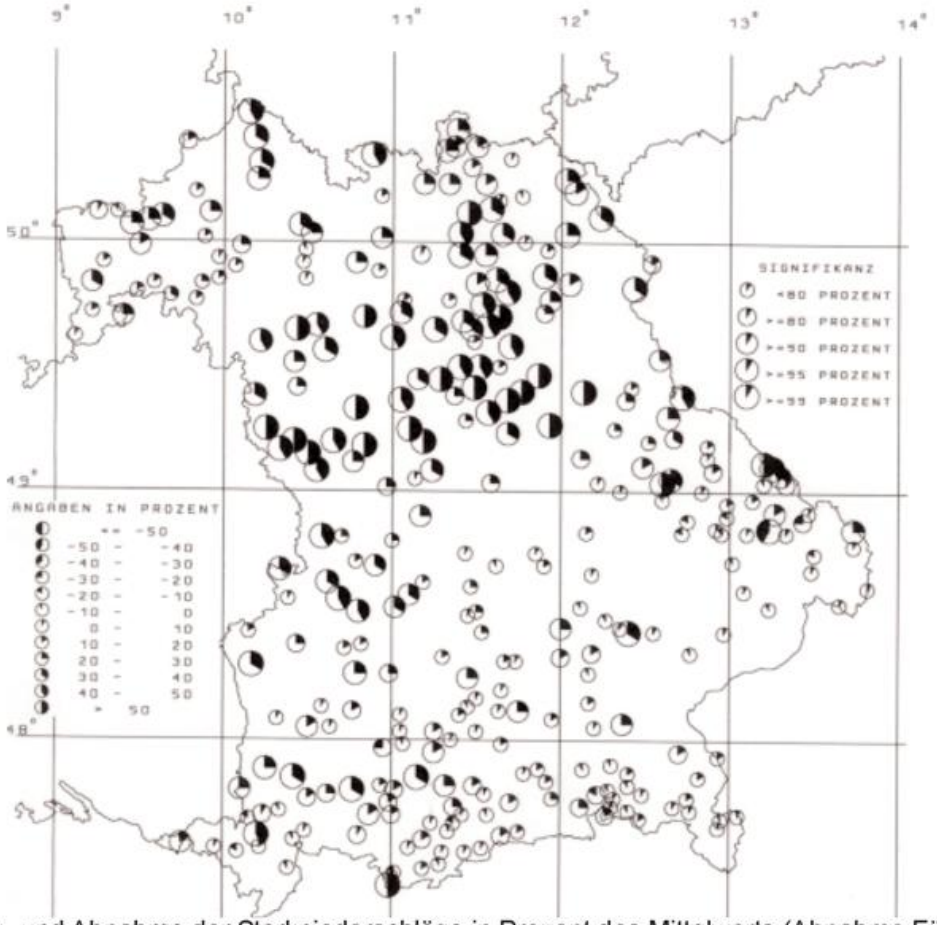


Abb. 7c Zu- und Abnahme der Starkniederschläge in Prozent des Mittelwerts (Abnahme Füllung linke Kreishälfte, Zunahme Füllung rechte Kreishälfte) sowie Signifikanz (Kreisgröße), 310 bayerische Stationen, 1931-99, Winter (Okt.-Apr.), Dauer: 24 h, halbjährliche Höchstwerte.

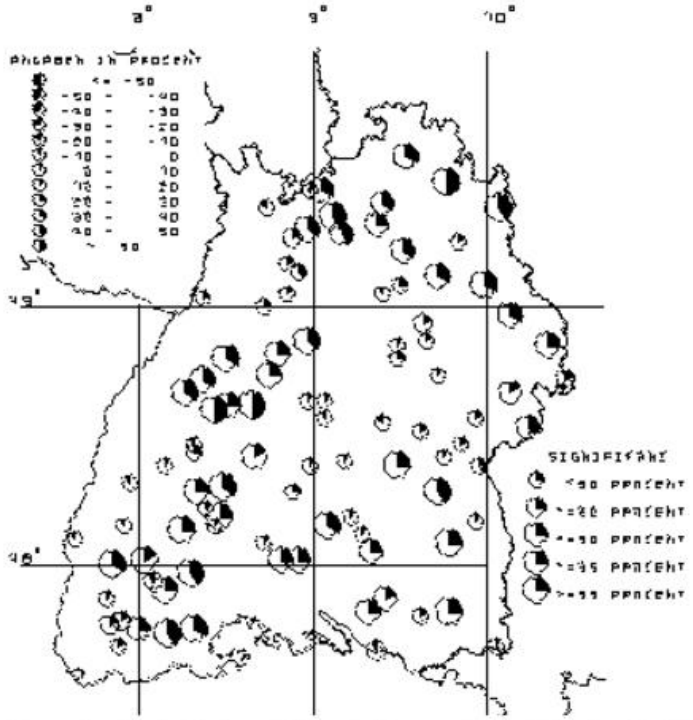


Abb. 7d Zu- und Abnahme der Starkniederschläge in Prozent des Mittelwerts (Abnahme Füllung linke Kreishälfte, Zunahme Füllung rechte Kreishälfte) sowie Signifikanz (Kreisgröße), 96 baden-württembergische Stationen, 1931-98, Winter (Okt.-Apr.), Dauer: 24 h, halbjährliche Höchstwerte

Mit zunehmender Dauer der Niederschlagshöhen D steigt besonders in den Wintermonaten die Anzahl der signifikanten Stationen an von 168 (41%) mit D= 24 h auf 246 (61%) mit D= 240 h (Abb. 5, 6), so dass insgesamt auch die statistische Sicherheit der angezeigten flächenhaften Zunahme anwächst. In der Flächenverteilung treten bei der längeren Dauer von D = 240h die schon bei der Dauer von 24 h bestehenden regionalen Schwerpunkte (Schwäbische Alb, Südschwarzwald, Main- und Regnitzgebiet) noch deutlicher hervor bei gleichzeitig wachsender Gebietsausdehnung (nicht dargestellt).

Ergebnisse für die sehr langen Zeitreihen 1901-1998/99

Bei Betrachtung der 75 sehr langen Zeitreihen (1901-1998/99) bestätigt sich der schon bei der Zeitreihe 1931-1998/99 festgestellte Trend, dass im Mittel über alle Dauerstufen in den Wintermonaten (65-80% der Fälle) eine deutlich höhere Anzahl der signifikanten Zunahmen gegenüber den Sommermonaten (28-40%) vorliegt (Tab. 2).

Tab. 2 Relative Häufigkeit signifikanter Fälle (Signifikanzschwelle S ≥ 90%) im Vergleich von Sommer und Wintermonaten sowie des mittleren relativen Trends der Starkniederschläge für die Dauerstufen 24 h, 72 h, 120 und 240 h der 75 süddeutschen DWD-Stationen, Zeitreihe 1901-1998/99), alle Angaben in Prozent.

Merkmal/Halbjahr	D=24h [%]	D=72h [%]	D=120h [%]	D=240h [%]
Stationen *Mai-Sept.*	28	35	39	40
Mittlerer relativer Trend *Mai-Sept.*	23,0	24,0	21,4	17,9
Stationen *Okt.-Apr.*	70	80	74	65
Mittlerer relativer Trend *Okt.-Apr.*	35,3	33,4	31,9	28,2

Im Gegensatz zu dem flächendeckenden Datensatz der Zeitreihe 1931-1998/99 (Tab. 1) zeigt sich für die sehr langen Zeitreihen auch in den Sommermonaten bei den signifikanten Fällen (Signifikanzschwelle S ≥90%) eine mittlere relative Zunahme von rund 21% (Mittel über alle Dauerstufen) gegenüber der etwas höheren Zunahme von rund 32% in den Wintermonaten. Die Aufteilung in Trendklassen ist in Abb. 8 dargestellt.

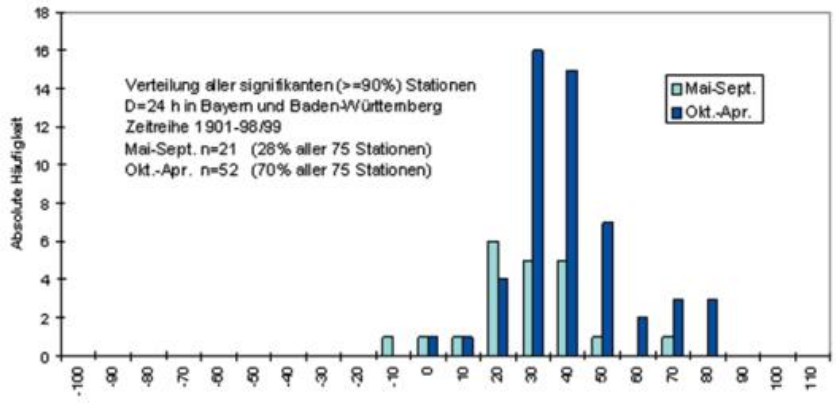


Abb. 8 Absolute Häufigkeit des mittleren Trends der Starkniederschläge aller signifikanten Stationen (Signifikanzschwelle ≥90%), Dauerstufe D = 24 h, Winter (Okt.-Apr.) und Sommer (Mai –Sept.), 1901-1998/99.

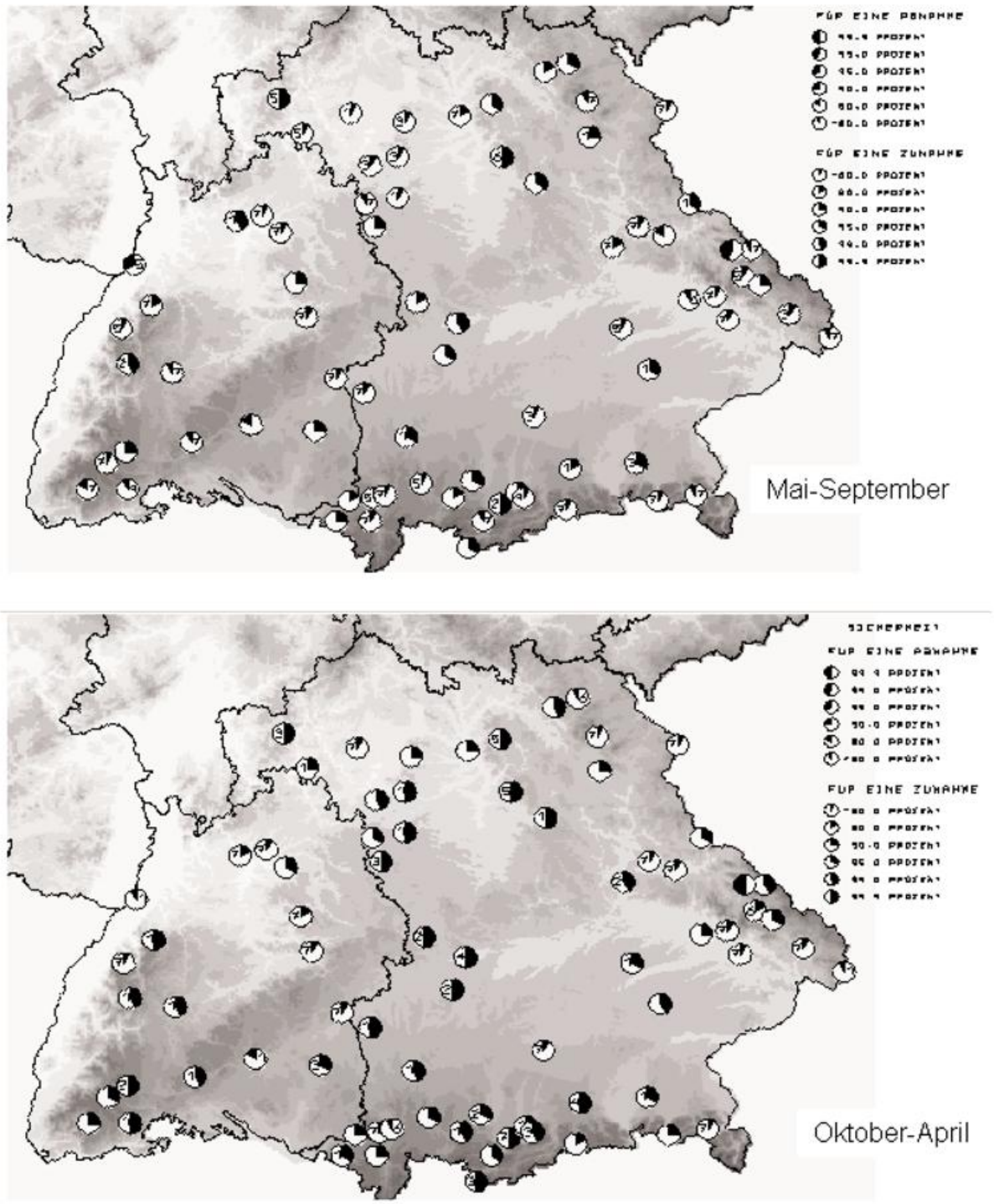


Abb. 9 Signifikanz der Zu- und Abnahme der extremen Niederschlagshöhen in Süddeutschland. Dauer D=24h, Mai-September (oben), Oktober-April (unten), 1901-1998/99. Die Zahl in den Kreisen gibt an, seit wie vielen Jahrzehnten die gezeigten Trendaussagen nachweisbar sind. Hier ist keine Angabe des relativen Trends enthalten.

Bei 28-40% der signifikanten Fälle findet man damit auch in den Sommermonaten eine Zunahme in den Starkniederschlägen (Tab. 2). Hier schlägt sich der zwar zeitlich ausgedehnte, räumlich aber reduzierte Umfang des Datenmaterials in einer Zunahme des relativen Trends nieder. Trends hängen immer aufgrund der unterschiedlichen Wetterlageneinflüsse vom betrachteten Zeitraum und den aufgrund der verfügbaren Messstationen repräsentierten Regionen ab, sodass auch scheinbar widersprüchliche Aussagen auftreten können.

Es bleibt jedoch festzuhalten, dass die in den Abb. 5 und 8 summarisch für die beiden untersuchten Zeitreihen dargestellte Häufigkeit der signifikanten Zunahmen in den Wintermonaten deutlich größer und der relative Trend auch betragsmäßig höher ist als in den Sommermonaten. Bei den sehr langen Zeitreihen 1901-1998/99 ergibt sich in den Wintermonaten Oktober-April für einen Großteil der Stationen eine Zunahme des Niederschlagstrends mit zum Teil hoher Signifikanz (Abb. 9 unten). In der Abbildung 9 ist keine Angabe zum relativen Trend enthalten, sondern es wird die Anzahl der Jahrzehnte angezeigt, seit dem ein Trend in der Reihe erkennbar ist. Daraus ist zu entnehmen, dass dieser Trend nicht durch herausragende Einzelereignisse verursacht wird.

Für Baden-Württemberg sind - wie bei der kürzeren Zeitreihe (1931-1998) - zunehmende Trends im Schwarzwald und im Nordosten festzustellen. Für die Schwäbische Alb und Oberschwaben kann wegen der geringen Stationsdichte der sehr langen Zeitreihe keine Aussage getroffen werden. In Bayern weisen Franken, Schwaben und der Bayerische Wald ebenfalls identische Trends zur kürzeren Reihe auf, während im Voralpenraum die Signifikanz für eine Zunahme bei den sehr langen Zeitreihen deutlicher wird. In den Sommermonaten ist aufgrund schwacher signifikanter Befunde diese Verteilung wesentlich undeutlicher (Abb. 9 oben, Abb. 7a+b).

Regionalisierte Niederschlagshöhen

In Ergänzung zu den vorstehend dargestellten Untersuchungen wurden die Starkniederschläge auch mit demselben extremwertstatistischen Analyseverfahren (ATV-DVWK, 1985) wie bei KOSTRA in einem 71,5 km²-Raster regionalisiert (Bartels et al. 1997). Mithilfe derartiger Verfahren kann eine Bewertung der innerhalb eines Messzeitraums ausreichender Länge und Repräsentanz (z.B. 30 Jahre) aufgetretenen Starkniederschlagsereignisse vorgenommen werden. Ziel war es, zu prüfen, ob der längere Zeitraum (1931-1998/99) im Vergleich zum KOSTRA-Zeitraum 1951-1980 Hinweise zu einer Neubewertung des extremen Niederschlagsgeschehens enthält. Bei der Interpretation dieses Zeitreihenvergleichs ist zu beachten, dass die räumliche und zeitliche Variabilität sowie der extremwertstatistische Berechnungsansatz aufgrund der natürlichen Klimaschwankungen immer Abweichungen zur Folge haben, die sich innerhalb eines Toleranzbereiches bewegen.

Der flächenverteilte Vergleich der regionalisierten Neuauswertungen der Starkniederschläge in Bayern und Baden-Württemberg mit den Ergebnissen des KOSTRA-Atlas zeigt jedoch bei Wiederkehrzeiten/Jährlichkeiten von T= 1 a und T= 100 a, besonders in den Wintermonaten Oktober-April, regionalspezifisch deutliche Abweichungen oberhalb dieses Toleranzbereiches gegenüber den KOSTRA-Werten von 1951-1980. Betroffen davon sind vor allem Franken, der Alpenraum, der Bayerische Wald sowie der Schwarzwald und der Nordosten Baden-Württembergs. Bei den sommerlichen Vergleichszeiträumen kommt es zwar zu Abweichungen, die aber weitaus weniger deutlich ausgeprägt sind, und sich innerhalb des Toleranzbereiches bewegen.

Aufgrund dieser neuen Erkenntnisse wird zur Zeit im DWD eine Fortschreibung des KOSTRA-Atlas vorgenommen. Untersuchungen an einzelnen Niederschlagsstationen mit langen Zeitreihen hatten bisher im Rahmen des angesetzten Toleranzbereiches nur geringfügige Abweichungen vom KOSTRA-Zeitraum gezeigt (Malitz & Ertel, 2002, Günther & Stalmann, 2002).

Zusammenfassung

Im Rahmen des Kooperationsvorhabens KLIWA („Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft") wurde unter Federführung des Geschäftsfelds Hydrometeorologie im DWD für die Fläche von Baden-Württemberg und Bayern (ca. ein Drittel der Fläche Deutschlands) das Langzeitverhalten der Starkniederschläge anhand der Messungen von 406 DWD-Niederschlagsstationen für den Zeitraum 1931-1998/99 sowie von 75 Niederschlagsstationen der Zeitreihe 1901-1998/99 untersucht. Damit liegt nun erstmals eine flächenrepräsentative Trendanalyse der Starkniederschläge für eine größere Region in Deutschland vor. In Süddeutschland zeigen die Starkniederschlagshöhen (halbjährliche Höchstwerte im Zeitraum 1931-1998/99) in den Wintermonaten (Oktober bis April) eine deutliche Zunahme, während in den Sommermonaten (Mai bis September) nur geringe Änderungen zu verzeichnen sind.

Diese Zunahme der relativen Häufigkeit von Stationen mit signifikantem Trend im Winter verstärkt sich mit zunehmender Dauer der Starkniederschläge (von 40% bei 24 Stunden auf rd. 60% bei 240 Stunden). Der prozentuale Anteil von Stationen mit signifikantem Trend im Sommer mit einer Zunahme variiert dagegen lediglich zwischen 15 bis 19%. Eine Zusammenfassung dieser ausgeprägt unterschiedlichen halbjährlichen Gegebenheiten zu einer Aussage für das Jahr ist daher wenig zielführend.

Regionale Schwerpunkte für dieses Langzeitverhalten sind in Bayern das Gebiet von Franken sowie Teile des Bayerischen Walds, in Baden-Württemberg der Schwarzwald sowie der Nordosten des Landes.

In den sehr langen Zeitreihen 1901-1998/99 ist das Verhältnis bei der Signifikanz der Trends für die Starkniederschläge zwischen Sommer- und Wintermonaten ebenfalls wiederzufinden. Von den vorhandenen 75 Stationen weisen rund 70% in den Wintermonaten und zwischen 28% und 40% in den Sommermonaten einen signifikanten Trend auf. Weiterhin zeigt sich, dass der mittlere relative Trend auch in den Sommermonaten im Vergleich zur Situation bei den Zeitreihen 1931-1998/99 mit einer Größenordnung von rd. 20% eine deutliche Zunahme aufweist. Diese scheinbar widersprüchliche Aussage ist durch die unterschiedlichen Wetterlageneinflüsse einerseits und durch die unterschiedliche Messnetzdichte andererseits während der beiden Vergleichszeiträume zu erklären. Bestätigt werden diese Ergebnisse der halbjährlichen Niederschlagsextreme zusätzlich durch das Anwachsen von Niederschlagstagen oberhalb des Schwellenwertes von mindestens 10 mm/d.

Als Fazit bleibt festzustellen, dass eine regionalspezifische Zunahme der Starkniederschlagshöhen in den Wintermonaten Oktober-April statistisch signifikant ist.

Bei Starkniederschlägen (abhängig von der Dauer sowohl als konvektive als auch advektive Ereignisse) sowie extremen Nass- und Trockenperioden sind zwar auf Grund des eingeschränkten Datenkollektivs und der sog. „Ausreißer" eindeutige Trendaussagen grundsätzlich schwieriger aus dem Rauschen ihrer dadurch höheren Variabilität herauszufiltern als z.B. bei mittleren, jährlichen Niederschlagshöhen; wenn sich aber eine markante Veränderung bei so vielen Starkniederschlagszeitreihen ergibt, so kann dies als deutliches Zeichen für eine Klimaveränderung ausgelegt werden. Dieser Befund passt zu Untersuchungen außerhalb von KLIWA, die ebenfalls für den Winter die stärkste Veränderungen im Niederschlagsgeschehen zeigen. Die KLIWA-Untersuchungen liefern also Ergebnisse, die auf deutliche regionale Veränderungen im zeitlichen und intensitätsabhängigen Verlauf von Niederschlagsereignissen hinweisen.

Literatur

ATV-DVWK (1985): Niederschlag-Starkregenauswertung nach Wiederkehrzeit und Dauer. DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft, Heft 124.

Bartels, H., Malitz, G., Asmus, S., Albrecht, F.M., Dietzer, B., Günther, T., Ertel, H. (1997): Starkniederschlagshöhen für Deutschland (KOSTRA). Selbstverlag des DWD, Offenbach.

Blümel, K., Klämt, A., Malitz, G., Matthäus, H., Rachner, M., Richter, D. (2001): Hydrometeorologische Untersuchungen zum Problem der Klimaveränderungen. Berichte des DWD 219. Eigenverlag, Offenbach 371 S.

CLISAX (2001): CLISAX-Statistische Untersuchungen regionaler Klimatrends in Sachsen. Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, durchgeführt vom IHM-Meteorologie, TU-Dresden.

DIN 4049 (1994): Teil 3: Hydrologie – Begriffe zur quantitativen Hydrologie.

DWD-Hydrometeorologie (1997): Maximierte Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland. In: DVWK-Mitteilungen 29, Bearbeiter: T. Schmidt.

Fricke, W. & Kronier, M. (2002): Betrachtungen zum Klimawandel am Hohenpeißenberg. In DWD (2002): Klimastatusbericht 2001. Eigenverlag, Offenbach, 250-257.

Grieser, J. & C. Beck (2003): Extremniederschläge in Deutschland- Zufall oder Zeichen? In DWD (2002):Klimastatusbericht Eigenverlag, Offenbach, 139-148.

Günther, T. & Stalmann, V. (2002): Hydrometeorologische Untersuchungen zum Langzeitverhalten hydrometeorologischer Größen. KA-Wasserwirtschaft, Abwasser, Abfall 49,7, 992-997.

IPCC (2001): Climate change 2001: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / ed. by Houghton, J.T. et al., Cambridge Univ. Press, 1032 S.

Malitz, G. & H. Ertel, H. (2002). Extremwertstatistische Auswertungen von Tageswerten der Niederschlagshöhe. In DWD (2002): Klimastatusbericht 2001. Eigenverlag, Offenbach, 94-99.

Müller-Westermeier, G. (2002): Klimatrends in Deutschland. In: DWD (2002): Klimastatusbericht 2001. Eigenverlag, Offenbach, 114-123.

Rapp, J. & Schönwiese, C.D. (1995): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Europa 1891-90. Inst. für Meteorologie und Geophysik der Johann Wolfgang Goethe-Univ., Abt. Meteorolog. Umweltforschung, Frankfurt am Main , Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe B, 5, 253 S..

Rudolf, B., Rapp, J.(2003): Das Jahrhunderthochwasser der Elbe: Synoptische Weiterentwicklung und klimatologische Aspekte. In DWD (2002): Klimastatusbericht 2002. Eigenverlag, Offenbach, 94-99.

Sanchez Penzo, S., J. Rapp, C.-D. Schönwiese & G. Luft (1998): Räumliche Strukutren aktueller Trends des Gesamt- und Extremwertniederschlags in Baden-Württemberg. DGM 42 (4), 170-185.

Spiegel vom 13.8.2002: „Zahl der Starkregentage nimmt stetig zu."

Steinbrich, V. & S. Uhlenbrook (2003): Raum-zeitliche Zusammenhänge zwischen Großwetterlagen und Starkniederschlägen in Baden-Württemberg. Tagungsband Tag der Hydrologie in Freiburg.

Süddeutsche vom 12.8.2002: „Es schüttet immer öfter."

Hängen vermehrte Starkniederschläge am Hohenpeißenberg mit veränderten Wetterlagen zusammen?

W. Fricke

Einleitung

Der Wassergehalt der Atmosphäre wird durch Verdunstung und Niederschlag geregelt. Steigen - wie im 20. Jahrhundert beobachtet - die globalen Temperaturen an, so wird auch die Verdunstung erhöht und damit der Wasserkreislauf intensiviert (IPCC 2001). Nach dem Elbehochwasser im August 2002 wurde befürchtet, dass mit einer weiteren Klimaerwärmung die Niederschlagsmengen ansteigen und dass insbesondere die Häufigkeit von Starkniederschlägen zunehmen wird.

Auch wenn dies im globalen Mittel gilt, so dominieren regional andere Einflussfaktoren: Die räumliche Verteilung der Niederschläge hängt eng mit den horizontalen und insbesondere den vertikalen Bewegungsvorgängen in der Atmosphäre zusammen. Daher sind die Wetterlagen mit ihren spezifischen Zirkulationsmustern eine wichtige Einflußgröße für den Niederschlag. Nimmt die Häufigkeit von Wetterlagen zu, bei denen bevorzugt Starkniederschläge auftreten, so kann allein dies zu größeren Niederschlagsmengen führen. Umgekehrt können Starkniederschläge seltener werden, wenn die entsprechenden Wetterlagen weniger häufig auftreten. Damit können die Auswirkungen einer generellen Erwärmung regional kompensiert oder sogar überkompensiert werden. Deshalb ist für verschiedene Regionen zu untersuchen, ob und wie sich Starkniederschläge und Wetterlagen langfristig verändert haben und welcher Zusammenhang zwischen beiden Faktoren besteht.

Im europäischen Raum hat die Klassifikation von Großwetterlagen nach Hess und Brezowsky breite Verwendung gefunden. Sie wurde durch Gerstengarbe et al. (1999) überarbeitet und wird im DWD laufend fortgeschrieben, wobei jedem Tag eine Großwetterlage zugeordnet wird. Sie hat den Vorteil unmittelbarer Anschaulichkeit, enthält jedoch eine subjektive Komponente. Folglich wurden objektive Verfahren wie das von Dittmann et al. (1995) entwickelt. Es beruht auf Gitterpunktswerten des numerischen Analyse- und Prognosesystems des DWD, reicht jedoch nur bis 1979 zurück, während der Katalog der Großwetterlagen nach Hess und Brezowsky bereits 1881 beginnt. In diese Zeit fällt auch der Beginn täglicher Niederschlagsmessungen am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg. Durch seine Lage im bayerischen Alpenvorland ist der Hohenpeißenberg ein besonders empfindlicher Indikator für Änderungen in der atmosphärischen Dynamik, weil bei der Hauptwindrichtung WSW bereits kleine Richtungsänderungen zu Stau- oder Föhncharakter beim Wetter führen. Im Folgenden wird beschrieben, wie sich die Häufigkeiten von europäischen Großwetterlagen und Starkniederschlägen am Hohenpeißenberg langfristig entwickelt haben. Der Begriff “Starkniederschlag” wird im folgenden auf Tage mit mehr als 30 mm Niederschlag angewandt.

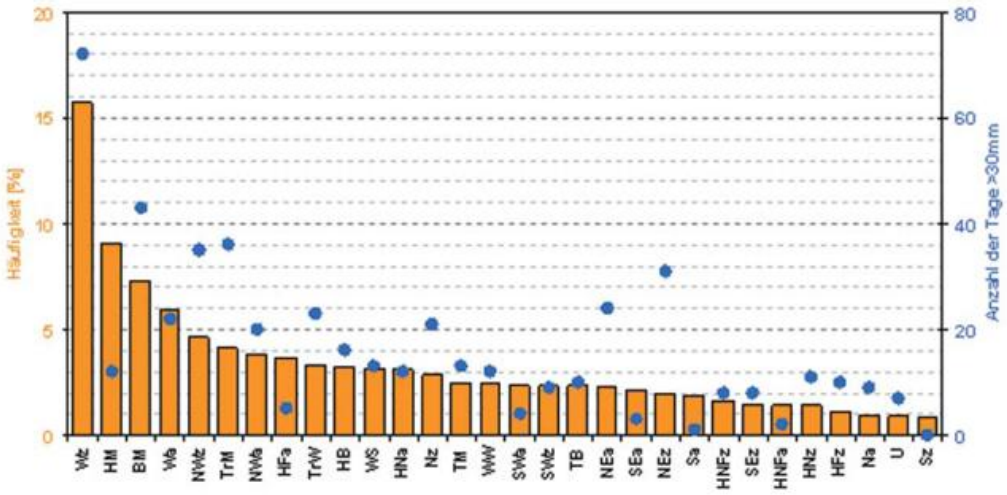


Abb. 1 Mittlere Häufigkeiten (1881-2002) von Großwetterlagen nach Hess und Brezowsky im Jahr und zugehörige Anzahl von Tagen mit mehr als 30 mm Niederschlag.

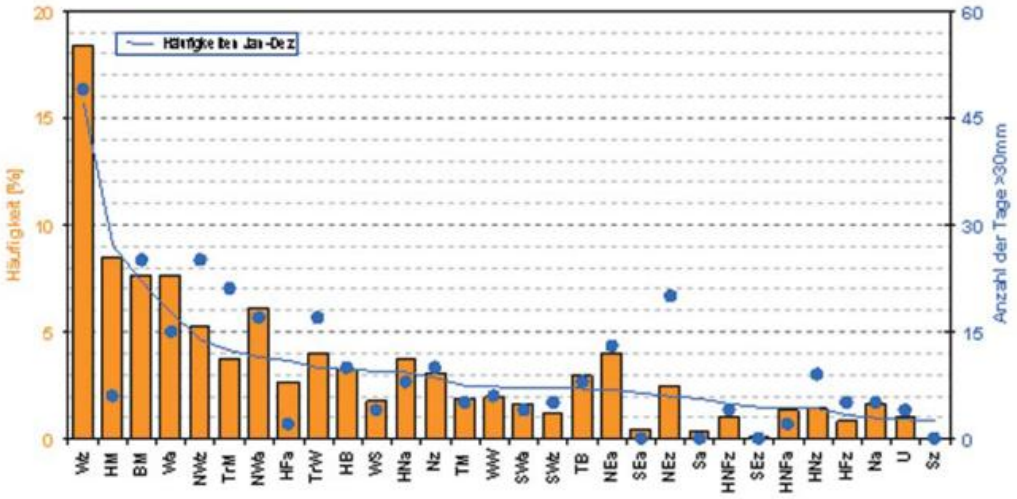


Abb. 2 Mittlere Häufigkeiten (1881-2002) von Großwetterlagen nach Hess und Brezowsky im Sommer (Juni-August) und zugehörige Anzahl von Tagen mit mehr als 30 mm Niederschlag. Blaue Linie: Häufigkeiten der Großwetterlagen im Jahr (zum Vergleich).

Zusammenhänge zwischen Starkniederschlägen und Großwetterlagen

Die Klassifikation der Großwetterlagen nach Hess und Brezowsky unterscheidet zwischen 29 Wetterlagen, die bei Gerstengarbe et al. (1999) ausführlich beschrieben sind. Ihre jährliche Häufigkeit im vieljährigen Mittel ist in Abb. 1 in Säulenform dargestellt. Die Wetterlagen sind nach ihrer Häufigkeit angeordnet. Die zyklonale Westlage (Wz) ist entsprechend unserer Klimazone die häufigste Wetterlage, gefolgt vom Hochdruckgebiet über Mitteleuropa (HM) und der Hochdruckbrücke über Mitteleuropa (BM). Weitere häufige Wetterlagen sind die Westlage antizyklonal (Wa), die Nordwestlage zyklonal (NWz), der Trog über Mitteleuropa (TrM) und die Nordwestlage antizyklonal (NWa). Um die Zusammenhänge zwischen den einzelnen Wetterlagen und den Häufigkeiten von Starkniederschlägen zu verdeutlichen, ist in Abb. 1 für jede Wetterlage die Anzahl der Tage im Zeitraum 1881 bis 2002 mit mehr als 30 mm

Niederschlag am Hohenpeißenberg in Form eines blauen Punktes eingetragen. Es wird deutlich, dass die meisten Tage mit Starkniederschlag bei der zyklonalen Westlage (Wz) auftreten. Die zweithäufigste Zahl von Tagen mit Starkniederschlägen findet sich bei der Hochdruckbrücke über Mitteleuropa (BM), gefolgt von Trog über Mitteleuropa (TrM), Nordwestlage und Nordostlage zyklonal (NWz, NEz), Nordostlage antizyklonal (NEa), Trog über Westeuropa (TrW), Westlage antizyklonal (Wa), Nordlage zyklonal (Nz) und Nordwestlage antizyklonal (NWa). Zwei Drittel aller Tage mit Starkniederschlägen gehören zu diesen zehn Wetterlagen. Alle Nordwest- bis Nordostlagen sind typische Staulagen an der Nordseite der Alpen, die zu starken Niederschlägen führen können. Entsprechend werden bei Wetterlagen mit südlicher Strömung (SWa, SEa, Sa und Sz) nur wenige oder keine Starkniederschläge beobachtet. Dies ist sicherlich spezifisch für den Alpennordrand, entsprechende Auswertungen für andere Stationen in Deutschland werden zu anderen Ergebnissen führen.

Abb. 2 zeigt die gleichen Größen für die Sommermonate Juni bis August. Die Reihenfolge der Wetterlagen von Abb. 1 wurde beibehalten, zum Vergleich sind die Häufigkeiten der Großwetterlagen im Jahr als Linie eingezeichnet. Dadurch erkennt man, welche Wetterlagen im Sommer häufiger und welche weniger häufig auftreten als im Jahresdurchschnitt. Auch hier sind wieder die absoluten Häufigkeiten der Starkniederschlagstage als blaue Punkte eingetragen. Die Verteilung der Starkniederschläge auf die einzelnen Wetterlagen ist den Jahreswerten relativ ähnlich, weil die Sommermonate den dominierenden Anteil stellen. Aus diesem Grund werden die Betrachtungen im folgenden auf die Sommermonate Juni bis August beschränkt.

Veränderungen bei Starkniederschlägen

Tage mit mehr als 30 mm Niederschlag entsprechen am Hohenpeißenberg etwa dem 98%-Summenhäufigkeitswert, d.h. nur an 2 von 100 Tagen mit Niederschlag fallen mehr als 30 mm. Über die langfristige Zunahme dieser Tage am Hohenpeißenberg von 2.8 auf 5.2 Tage pro Jahr seit 1879 ist bereits berichtet worden (Fricke und Kronier, 2002). Allein seit 1941, also in der zweiten Hälfte des Gesamtzeitraums, ergibt die Annahme eines linearen Trends eine Zunahme der jährlichen Werte von 3.3 Tagen auf 5.8 Tage im Jahr 2002 auf einem Signifikanzniveau von >99%. Wegen der großen Schwankungen der Starkniederschläge von Jahr zu Jahr kann dieser Trend in den vergangenen 50 Jahren noch nicht mit ausreichender statistischer Signifikanz (also mit weniger als 5% Irrtumswahrscheinlichkeit) nachgewiesen werden, ist aber als Tendenz vorhanden. Betrachtet man nur die letzten 40 Jahre, so verschwindet auch diese Tendenz, weil in den 90er Jahren ein leichter Rückgang gegenüber den 80er Jahren zu verzeichnen ist. Um schleichende Trends bei Messgrößen mit starker Streuung erkennen zu können, sind daher lange Messreihen erforderlich. Dies gilt auch für die maximalen jährlichen Niederschlags-Tagessummen, die noch stärker streuen und daher für die letzten 60 Jahre keinen signifikanten Trend erkennen lassen.

Betrachtet man die Entwicklung der Häufigkeiten in den einzelnen Jahreszeiten, so zeigt sich, dass die Zunahme während der Sommermonate am stärksten ist, gefolgt von Herbst, Frühling und schließlich vom Winter, wo keinerlei Trend erkennbar ist. Der Trend für die Sommermonate Juni bis August ist allerdings bis 1941 zurück noch

nicht signifikant, er wird es aber, wenn man die Monate Mai und September hinzunimmt, weil dann bereits 87% aller Fälle des Jahres berücksichtigt werden. Der Trend für die Monate Juni bis August wird auch dann hochsignifikant, wenn man den Gesamtzeitraum seit 1881 betrachtet. Bezüglich Trenduntersuchungen an anderen Stationen in Deutschland wird auf die Arbeit von Grieser und Beck (2003) verwiesen.

Veränderungen bei Großwetterlagen

Von den 29 Wetterlagen der Klassifikation nach Hess und Brezowsky zeigen 6 seit 1881 bei einer linearen Regression signifikante Rückgänge der Häufigkeiten im Sommer, deren zeitliche Verläufe in Abb. 3 dargestellt sind. Zur besseren Übersichtlichkeit wurden die von Jahr zu Jahr deutlich schwankenden Häufigkeiten durch eine Gauß'-sche Tiefpassfilterung über 30 Jahre geglättet, wodurch die Darstellung auf den Zeitraum 1892 bis 1991 beschränkt wird. Anschließend wurden die Häufigkeiten in Prozent des Jahres 1892 ausgedrückt, um die relativen Änderungen der unterschiedlich häufigen Wetterlagen zu veranschaulichen. Die häufigste Wetterlage, die zyklonale Westlage (Wz), ist demnach in den vergangenen 100 Jahren im Sommer rund 40% seltener geworden (während sie - hier nicht dargestellt - im Winter markant häufiger geworden ist). Ferner sind Hochdruckgebiete über Nordeuropa (HNa), Nordwest- und Nordostlagen (NWa, NEa) mit Hochdruckeinfluß über Mitteleuropa, sowie Nordlagen (Na, Nz) mit Hoch- und Tiefdruckcharakter über Mitteleuropa seltener geworden, nachdem sie zu Beginn des 20. Jahrhunderts zunächst häufiger als zuvor aufgetreten waren. Die zyklonale Nordlage (Nz) war in den 40er Jahren besonders selten, wurde bis in die 70er Jahre wieder häufiger, um anschließend wieder deutlich weniger häufig aufzutreten.

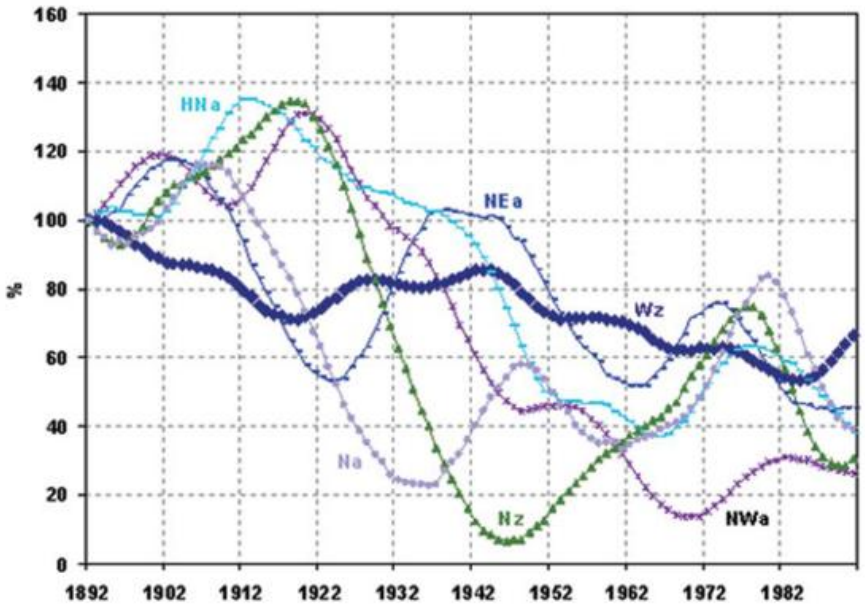


Abb. 3 Großwetterlagen mit signifikantem Rückgang der Häufigkeit im Sommer (Juni-August).

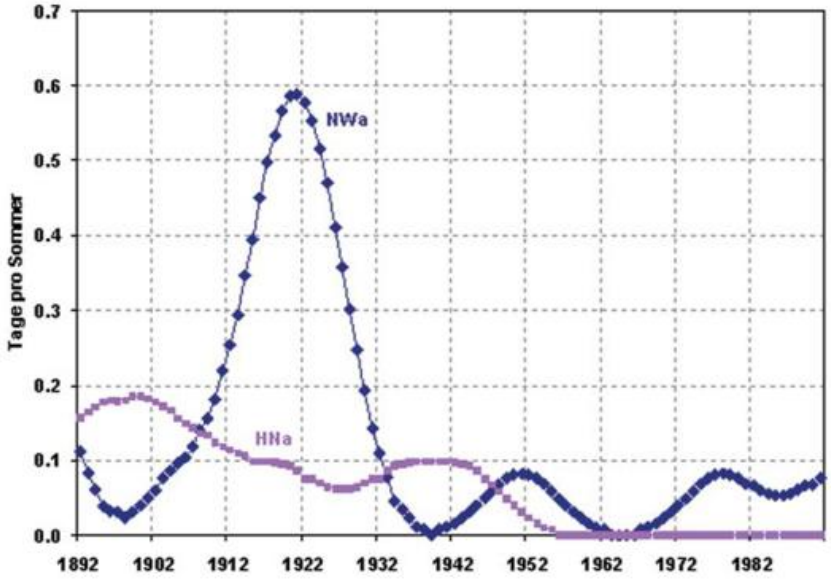


Abb. 4 Großwetterlagen mit signifikantem Rückgang von Tagen mit >30 mm Niederschlag im Sommer (Juni-August).

Nordwest-, Nord- und Nordostlagen sind am Alpennordrand mit Stau verbunden und tragen daher zu verstärktem Niederschlag bei. Wie Abb. 4 zeigt, war das seltenere Auftreten der in Abb. 3 dargestellten Wetterlagen aber nur in zwei Fällen mit einem signifikanten Rückgang der Starkniederschläge im Sommer verbunden: bei der Nordwestlage mit antizyklonalem Charakter über Mitteleuropa (NWa) und bei der entsprechenden Lage mit einem Hochdruckgebiet über Nordeuropa (HNa). Der hohe Peak bei der Nordwestlage NWa um das Jahr 1921 kommt dadurch zustande, dass zwischen 1918 und 1922 insgesamt sechs Tage mit mehr als 30 mm Niederschlag bei dieser Wetterlage aufgetreten sind. Durch die Tiefpassfilterung werden diese Ereignisse rechnerisch über eine größere Zeitspanne verteilt.

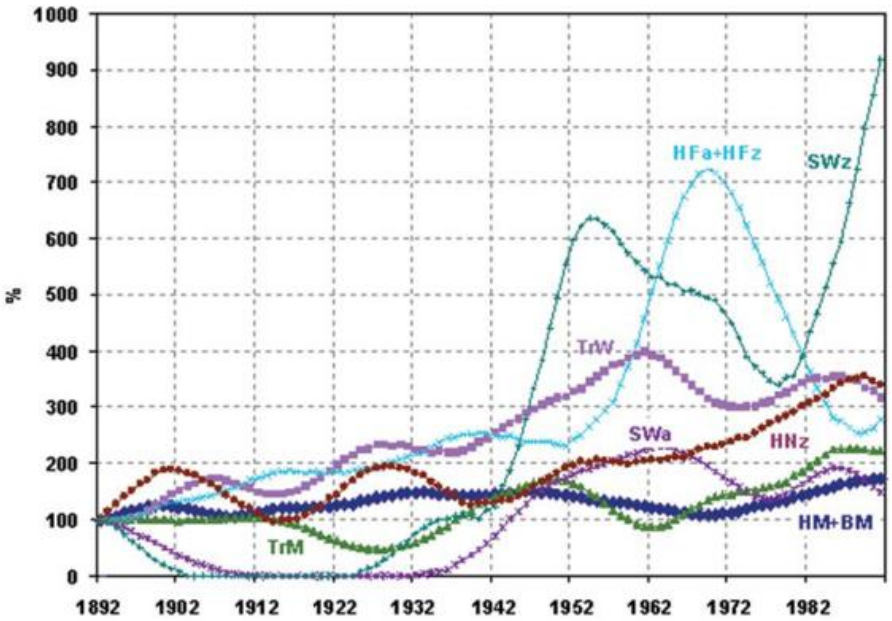


Abb. 5 Großwetterlagen mit signifikantem Anstieg der Häufigkeit im Sommer (Juni-August).

Im Gegensatz zu Abb. 3 sind in Abb. 5 die Großwetterlagen dargestellt, deren Häufigkeiten im Sommer signifikant zugenommen haben. Dabei wurden die Lagen Hochdruckgebiet und Hochdruckbrücke über Mitteleuropa (HM und BM) zusammengefaßt, da in den letzten Jahrzehnten aufgrund der numerischen Analysen häufiger die Lage BM auf Kosten der Lage HM vergeben wurde (Rüge, persönl. Mitteilung). Nach der zyklonalen Westlage (Wz) sind sie die zweit- und dritthäufigste Wetterlage. Ihre Zunahme um rund 70% ist daher besonders beachtlich. Die anderen Wetterlagen zeigen teilweise erheblich stärkeren Zuwachs, dies wirkt sich aber wegen der geringen Häufigkeiten nicht so stark aus. Die Troglagen über West- und Mitteleuropa (TRW, TRM) sind deutlich häufiger geworden, ebenso die Hochdrucklagen über Nordeuropa und Fennoskandien (HNz, HFa und HFz), die ihre größte Häufigkeit um 1969 hatten und seitdem einen stetigen Rückgang zeigen. Während die antizyklonale Südwestlage (SWa) ihre Häufigkeit gegenüber früher nur verdoppelt hat, tritt die zyklonale Südwestlage (SWz) inzwischen erheblich häufiger als früher auf: In der ersten Hälfte des gesamten Zeitraums wurde sie nur an insgesamt 8 Tagen im Sommer beobachtet, seit 1941 dagegen an 125 Tagen. Trotzdem gehört sie insbesondere im Sommer noch zu den weniger häufigen Wetterlagen.

Inwieweit sich diese zunehmenden Häufigkeiten in den Trends der Starkniederschläge am Hohenpeißenberg widerspiegeln, ist in Abb. 6 dargestellt. Sie zeigt die Großwetterlagen mit signifikant ansteigender Zahl von Tagen mit Starkniederschlägen. Alle diese Wetterlagen sind auch in Abb. 5 enthalten, ihr häufigeres Auftreten geht also mit einer Zunahme der Zahl der Tage mit Starkniederschlägen einher. Drei dieser Wetterlagen, nämlich BM, TrM und TrW, gehören zu den 6 Lagen mit den häufigsten Starkniederschlägen (Abb. 2).

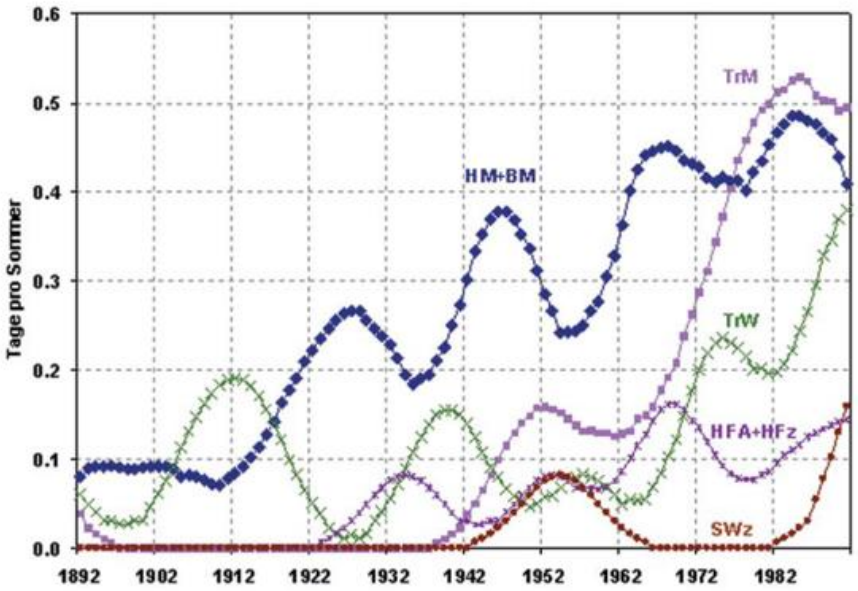


Abb. 6 Großwetterlagen mit signifikantem Anstieg von Tagen mit >30 mm Niederschlag im Sommer (Juni-August).

Die zeitlichen Verläufe der Häufigkeiten von Großwetterlagen und Starkniederschlägen sind allerdings im allgemeinen nicht sehr deutlich miteinander korreliert. Daraus folgt, dass hier noch weitere Einflußfaktoren hineinwirken, die noch zu quantifizieren sind. Von den in Abb. 6 enthaltenen Wetterlagen ist bei TrM (Trog über Mitteleuropa) der Zusammenhang am ausgeprägtesten. Diese Wetterlage schließt auch die sog. Vb-Lagen ein, bei denen Tiefdruckgebiete vom Mittelmeer nach Osteuropa ziehen und dort zu sehr ergiebigen Niederschlägen führen können. Das Elbehochwasser im August 2002 entstand durch eine solche Wetterlage. Das bedeutet allerdings nicht, dass nur oder vorwiegend bei dieser Wetterlage Hochwassersituationen entstehen können. So entstanden die Oderhochwasser im Juli 1997 bei den Wetterlagen TrW (Trog über Westeuropa), Na (Nordlage antizyklonal) und NEz (Nordostlage zyklonal), das Pfingsthochwasser in Oberbayern im Mai 1999 bei der Lage SEz (Südostlage zyklonal) und das Weichselhochwasser im Juli 2001 bei TrW (Trog über Westeuropa) und BM (Hochdruckbrücke über Mitteleuropa).

Zusammenfassung

Die Untersuchungen haben gezeigt, dass Starkniederschläge meistens mit bestimmten Großwetterlagen einhergehen. Da sowohl die Häufigkeit einiger Wetterlagen, bei denen bevorzugt Starkniederschläge auftreten, als auch die Zahl der Tage mit Starkniederschlägen im Sommer am Hohenpeißenberg zugenommen hat, wurden diese Veränderungen auf Zusammenhänge untersucht. Es zeigte sich, dass alle Wetterlagen, bei denen die Zahl der Tage mit Starkniederschlag zugenommen hat, auch in ihrer Häufigkeit angestiegen sind. Zu welchen Anteilen veränderte Wetterlagen einerseits und eine generelle Zunahme der Niederschläge andererseits zum Anstieg von Tagen mit mehr als 30 mm Niederschlag beigetragen haben, konnte noch nicht abschließend geklärt werden. Wahrscheinlich sind weitere Parameter zu berücksichtigen, die auch kleinskalige Einflussgrößen berücksichtigen.

Die Untersuchungen sind auch mit den Daten anderer Stationen durchzuführen, um sie weiter abzusichern oder räumliche Unterschiede herauszufinden. Ferner besteht ein Bedarf an objektiven Wetterlagen-Klassifikationen über einen möglichst langen Zeitraum, um langfristige Trends noch besser analysieren zu können. Weiterhin ist zu untersuchen, inwieweit die Ergebnisse bei Verwendung verschiedener Zeitintervalle voneinander abweichen.

Literatur

IPCC (2001): Climate Change 2001: The Scientific Basis. Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, ISBN 0521-01495-6.

Fricke und Kronier (2002): Betrachtungen zum Klimawandel am Hohenpeißenberg. Klimastatusbericht 2001, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.

Gerstengarbe, F.-W., P.C. Werner und U. Rüge (1999): Katalog der Großwetterlagen Europas (1881-1998) nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky. 5. verbesserte und ergänzte Auflage, Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung.

Dittmann, E., S. Barth, J. Lang, G. Müller-Westermeier (1995): Objektive Wetterlagenklassifikation. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 197, Offenbach am Main.

Grieser und Beck (2003): Extremniederschläge in Deutschland - Zufall oder Zeichen? Klimastatusbericht 2002, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.

Das Jahrhunderthochwasser der Elbe: Synoptische Wetterentwicklung und klimatologische Aspekte

B. Rudolf, J. Rapp

Ein Jahrhundertereignis

Meteorologische Ursache der katastrophalen Überschwemmungen an den Flusssystemen der Donau und - im Besonderen - der Elbe im August 2002 war eine außergewöhnliche Wetterlage, bei der verschiedene meteorologische Faktoren gemeinsam zu solch extremen Niederschlägen führten, wie sie zuvor in Deutschland noch nicht registriert wurden. Im Erzgebirge fielen gebietsweise mehr als 300 mm an einem Tag. Am 12. August wurde an der DWD-Station Zinnwald-Georgenfeld die Rekordniederschlagshöhe von 352,7 mm in der Zeitspanne von 5:00 Uhr MESZ bis zur selben Uhrzeit des Folgetags gemessen. Auch in der Region nördlich dieses Mittelgebirges fielen verbreitet in 24 Stunden mehr als 150 mm und sogar im Berliner Raum noch rund 100 mm. Die oben genannten Daten sind Rekordwerte, die - nach den bisherigen Beobachtungen statistisch beurteilt - seltener als einmal in 100 Jahren zu erwarten wären.

Den extremen Niederschlägen folgte ein sehr rasches Ansteigen der Pegelstände der Nebenflüsse der Elbe, insbesondere der Flüsse, die das Erzgebirge nach Norden entwässern. Der Wasserstand der Elbe erreichte anschließend eine Höchstmarke, die seit Jahrhunderten nicht registriert worden war. Die durch das August-Hochwasser insgesamt entstandenen wirtschaftlichen Schäden (Tschechien: 3 Milliarden Euro, Österreich: 3 Milliarden Euro; Deutschland: 9,2 Milliarden Euro) stellen einen neuen europäischen Rekord für Hochwasserschäden dar. Hochwasser hat niemals nur eine einzelne Ursache, daher ist es aus dem Blickwinkel der klimatologischen Forschung wichtig, die einzelnen zu dem Hochwasser führenden meteorologischen Faktoren genauer unter die Lupe zu nehmen. Nur im Vergleich mit der klimatischen zeitlich-räumlichen Niederschlagsverteilung kann eingeschätzt werden, wie außergewöhnlich und extrem die meteorologischen Bedingungen für dieses Ereignis wirklich waren.



Abb. 1 Das Hochwasser der Elbe bei Elster (links) und die überschwemmten Straßen in Meißen (rechts) - Fotos von M. Zebisch, TU Berlin.

Synoptische Beschreibung der Wettersituation

Synoptische Entwicklung

Ein wesentlicher Auslöser der Katastrophe bestand Tage zuvor im Transport maritimer Kaltluft aus dem isländisch-grönländischen Bereich zum westlichen Mittelmeer, wo sich am 10.08.2002 ein markantes Höhentief bildete. Dynamische Hebungsvorgänge führten auf der Vorderseite dieses Tiefs über Oberitalien zu raschem Luftdruckfall, so dass sich in der Nacht zum 11.08.2002 über der nördlichen Adria ein sogenanntes Vb-Tief bildete (Kernisobare 1000 hPa). Es bezog extrem feuchte und warme Mittelmeerluft in seine Zirkulation ein, ein für das später über Mitteleuropa vorhandene Niederschlagspotenzial ganz entscheidender Vorgang (Abb. 2).

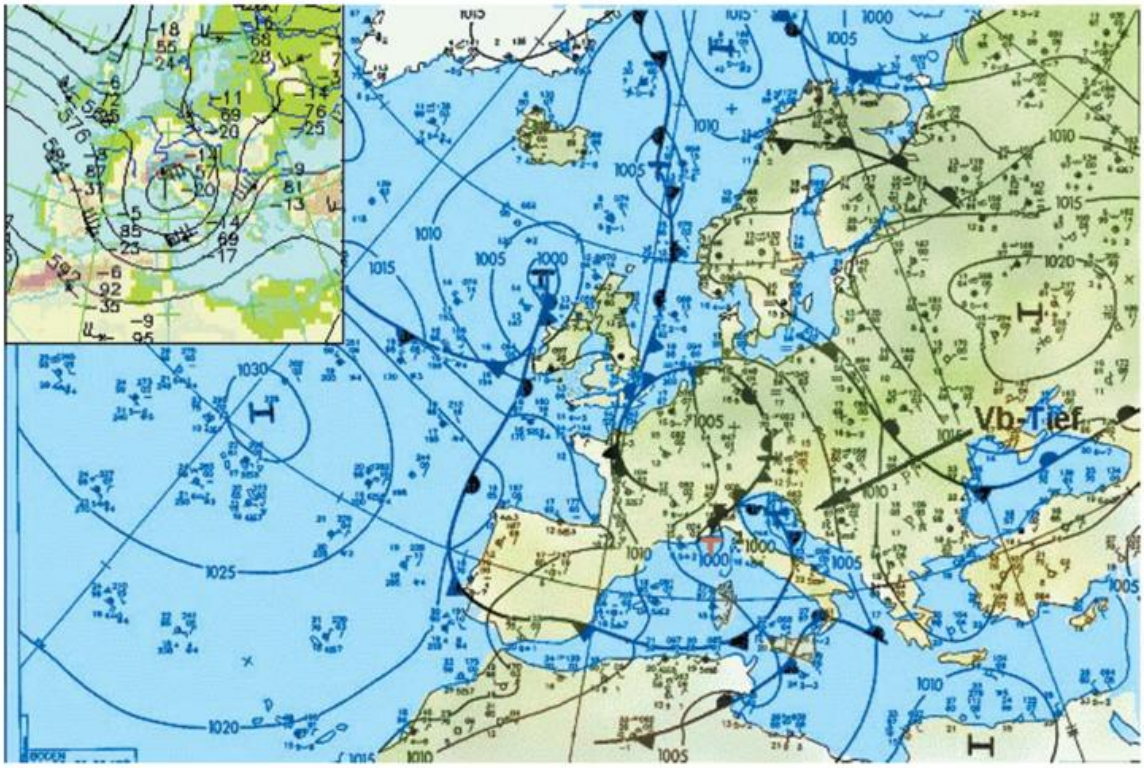


Abb. 2 Bodenwetterkarte des DWD vom 11.08.2002, 00 UTC (großes Bild) und absolute Topografie 500 hPa vom 11.08.2002, 12 UTC (kleines Bild).

Das Tief zog anschließend auf einer "Vb-Zugbahn" nordostwärts (Abb. 3), wobei seine Bewölkungsstruktur immer mehr verwirbelte. Auf der Alpensüdseite und über den Alpen selbst lagen zu diesem Zeitpunkt schon hochreichende frontale Wolkenbänder mit kräftigen Regenfällen, aber auch eingelagerten Gewitterzellen. Bis zum 12.08.2002 verlagerte sich das Tief unter Verstärkung weiter nach Tschechien, später erreichte es Sachsen. Auf der Nord- und Westseite des Tiefs befand sich ein ausgedehntes und starkes Hebungsgebiet im Bereich einer divergenten Höhenströmung (siehe Abb. 4), wodurch lang andauernde und ergiebige flächenhafte (skalige) Niederschläge initiiert wurden. Aufgrund stabiler Hochdruckgebiete über Ost- und Westeuropa wurde das Tief schließlich nahezu stationär und drehte sich gewissermaßen genau über dem Osten Deutschlands ein. Die Atmosphäre erhielt hier immer wieder neuen Nachschub an sehr feuchter, labil geschichteter Luft vom Mittelmeer

und Schwarzen Meer her (Warmluftadvektion) die großskalig gehoben wurde, kondensierte und an Ort und Stelle "ausregnete".

Die Situation wurde dadurch verschärft, dass sich am 12.08.2002 im Bereich des Erzgebirges aufgrund des Luftdruckfalls im Osten und Druckanstiegs im Westen ein starker Druckgradient entwickelte, der einen zunehmenden, im Mittelgebirge stürmisch auffrischenden Nordwestwind zur Folge hatte. Durch diese besondere synoptische Entwicklung wurde die mit Flüssigwasser gesättigte Luftmasse nördlich des Erzgebirges aufgrund des Staueffekts zusätzlich orographisch gehoben, was außerordentlich starke Niederschläge zur Folge hatte.

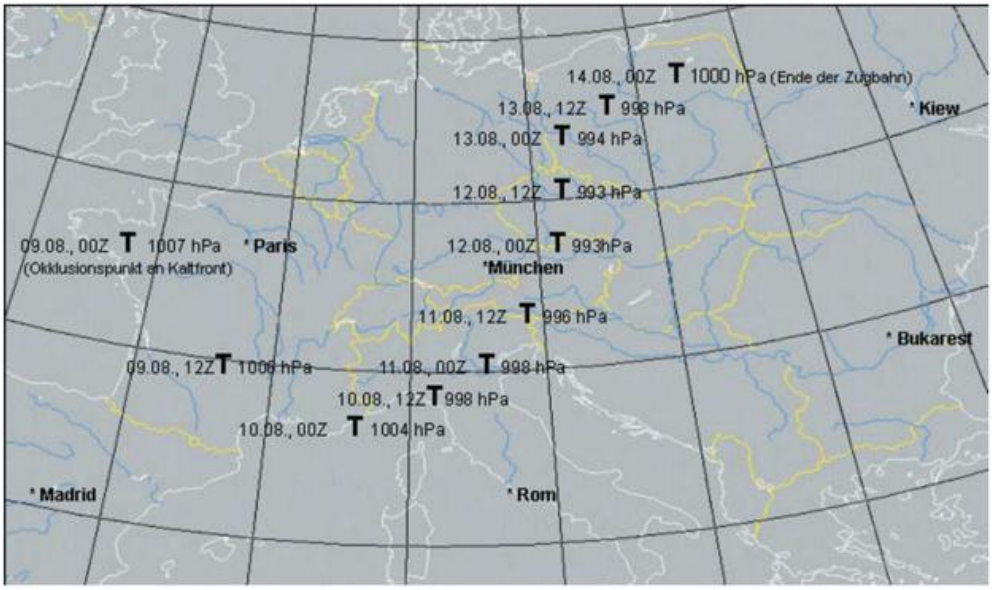


Abb. 3 Zugbahn des „Vb-Tiefs" mit Angabe des Kerndrucks (Karte M. Neumann, DWD).

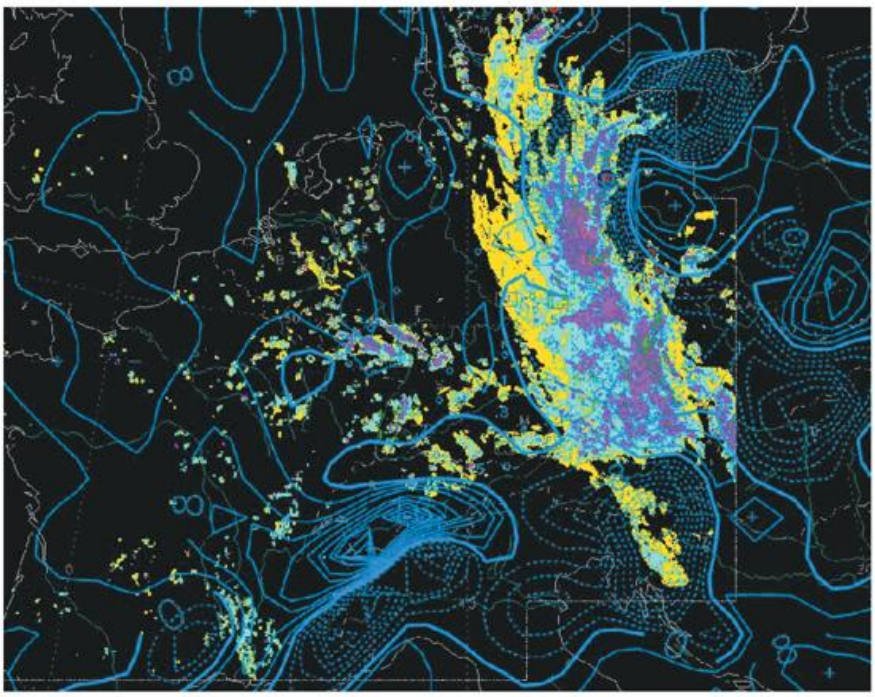


Abb. 4 Radarbild und Omega-Feld (Hebung in 500 hPa gestrichelt) vom 12.08.2002, 12 UTC.

Meteorologische Ursachen

Wie bereits einleitend gesagt, führte das Aufeinandertreffen verschiedener meteorologischer Faktoren zu dem katastrophalen Hochwasser:

- Das großskalige, starke und quasi-stationäre Hebungsgebiet

stand im Zusammenhang mit der Entwicklung des Vb-Tiefs (vgl. Abbildungen 2 bis 4) und ist als wesentliche synoptische Voraussetzung der starken Niederschläge einzustufen. Die großräumige Druck- und Strömungskonstellation über Mitteleuropa veränderte sich nur sehr langsam. Aufgrund der typischen Zugbahn des Vb-Tiefs wurde vom Mittelmeer und schwarzen Meer her warme und sehr feuchte Luft herangeführt, die flächendeckend auch einen

- sehr hohen Flüssigwassergehalt

beteiligt, eine notwendige Voraussetzung für Rekordniederschläge, die im Sommer natürlich wesentlich besser erfüllt ist als im Winter.

- Konvektive Niederschlagsprozesse (Schauer, Gewitter)

in der weiter östlich befindlichen feuchtlabilen Luftmasse machten einen lokal nicht unerheblichen Zusatzeffekt aus. Wesentlich bedeutsamer war aber die extreme

- orographisch bedingte zusätzliche Hebung

nördlich des Erzgebirges aufgrund einer Verstärkung des Druckgradienten auf der Rückseite des Tiefs. Schließlich war

- der bereits tief gesättigte Boden und der relativ hohe Wasserstand

vieler Flüsse durch die kräftigen Regenfälle in den Wochen zuvor verantwortlich für die Brisanz des Hochwassers der Elbe, zumal dieser Fluss im Gegensatz zu den meisten anderen Flüssen das ganze Gebirge und nicht nur eine Gebirgsseite entwässert.

Anhand einer Zusammenschau und Interpretation des verfügbaren Beobachtungsmaterials (an Stationen gemessene Niederschlagshöhen, Wettermeldungen, Radar- und Satellitenbilder, Blitzechos etc.) kann man für den Bereich des Erzgebirges zu folgender Abschätzung der ursächlichen Anteile der verschiedenen Niederschlagsmechanismen kommen:

- Flächenhafter (skaliger) Niederschlag — 2 Drittel
- Konvektiver Niederschlag (Schauer, Gewitter) — 1 Drittel

- Orografische Verstärkung an den Mittelgebirgen — Verdoppelung der Mengen

Die extrem hohen Tagesniederschläge und daraus verursachten verheerenden Sturzfluten, welche die Ortschaften im und nahe am Erzgebirge betrafen, resultierte also vor allem aus dem Staueffekt am Nordrand des Mittelgebirges. Dagegen ging die prekäre Hochwassersituation an der Elbe und ihren größeren Nebenflüssen mit den Überschwemmungen vieler Orte und Städte auf die Verknüpfung der oben beschriebenen fünf Ursachen zurück.

Messdaten und Vergleich mit Vorhersagen

Die Brisanz der Hochwasserkatastrophe beruhte, wie dargestellt, also auch auf der regenreichen Vorwitterung und der daraus resultierenden Boden-feuchte-sättigung (vgl. Löpmeier 2003, in diesem KSB). Abb. 5 zeigt zunächst links die Niederschlagshöhen in der Periode 6. bis 8. August 2002. Der Schwerpunkt der Regenfälle war zwar zunächst Oberösterreich mit Beträgen über 100 mm (was zu starkem Hochwasser an der Donau führte), aber auch im Erzgebirge regnete es beträchtlich (20 bis 30 mm). Einige Tage später (Abbildung 5 rechts) weiteten sich die Starkniederschläge dann nordwärts aus und erfassten Tschechien, Sachsen und Brandenburg. Verbreitet wurden in der Periode 10.-13. August 2002 100 mm überschritten, im Erzgebirge vielerorts auch die 200 mm-Schwelle erreicht. Zinnwald-Georgenfeld meldete sogar 380 mm Regen. Davon fielen allein an einem Tag (06 bis 06 UTC des Folgetags) 312 mm bzw. 353 mm, falls das Bezugsintervall um drei Stunden verschoben wird (03 bis 03 UTC). Tabelle 1 zeigt weitere eindrucksvolle Einzelwerte der gemessenen Niederschlagshöhe. Beispielsweise fielen in Dresden 158 mm in 24 Stunden. Die Rekordniederschläge führten auch zu ungewöhnlich hohen Monatswerten, die in den betreffenden Gebieten meist zwischen 150 und 300 mm variierten, was 200 bis 350% der normalerweise (im Vergleich zur Referenzperiode 1961-1990) in einem August fallenden Mengen ausmacht.

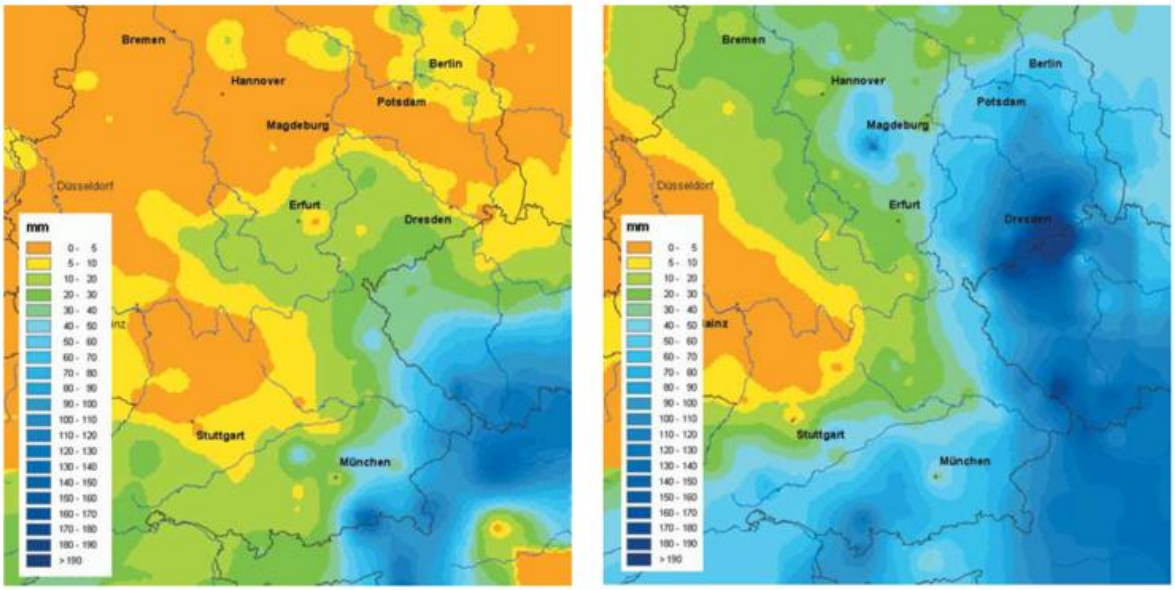


Abb. 5 Niederschlagshöhen der Perioden 6.-8. August (links) und 10.-13. August 2002 (rechts) jeweils von 8 bis 8 Uhr MESZ.

Der genaue zeitliche Verlauf des Ereignisses am 12. und 13. August 2002 ist in Abbildung 6 dargestellt. Die heftigen Niederschläge begannen in der Frühe des 12. August und dauerten, mit stündlichen Schwankungen, bis zum Vormittag des Folgetages an. Dabei wurden am ersten Tag im Erzgebirge (Zinnwald-Georgenfeld) extreme Stundensummen bis zu 30 mm ermittelt. Selbst im nördlichen Vorland (Dresden) fielen wiederholt 15 mm oder mehr. Zum 13. August verminderte sich die Regenintensität auf rund 5 mm/Stunde im Mittelgebirge und 2 bis 3 mm/Stunde in den Niederungen.

Tab. 1 Gemessene Niederschlagshöhen für verschiedene Zeitspannen im August 2002 im Vergleich zu früher beobachteten Daten und Mittelwerten.
(Ein Beobachtungstag wird von 06 UTC bis 06 UTC des Folgetags gerechnet.)

Station	Höhe über NN (m)	1d-Maximum im August 2002	Datum für Maximum im August 2002	3d-Summe 10.-12. August 2002	Summe August 2002	Mittelwerte August 1961-1990	Relation August 2002 zu 1961-90
Kempten	705	62,2	10.08.	126,0	360,8	156	231%
Oberstdorf	810	67,1	11.08.	115,1	279,6	213	131%
Berlin-Tempelhof	49	65,1	12.08.	69,0	156,3	61	256%
Potsdam	99	84,1	12.08.	90,9	183,3	60	306%
Cottbus	69	49,9	12.08.	60,0	136,9	69	198%
Doberlug-Kirchhain	97	93,8	12.08.	102,2	165,4	64	258%
Oschatz	150	108,5	12.08.	119,0	181,7	61	298%
Dresden-Klotzsche	222	158,0	12.08.	168,9	233,1	76	307%
Aue	391	79,9	12.08.	145,8	230,5	83	278%
Chemnitz	418	78,0	12.08.	109,2	196,5	78	252%
Marienberg	639	166.5	12.08.	188,3	308,2	89	346%
Zinnwald-Georgenfeld	877	**312,0**	12.08.	**379,9**	**469,6**	103	**456%**
Fichtelberg	1213	137,8	12.08.	199,7	299,1	106	282%
Großer Arber	1446	88,5	12.08.	121,1	261,6	131	200%

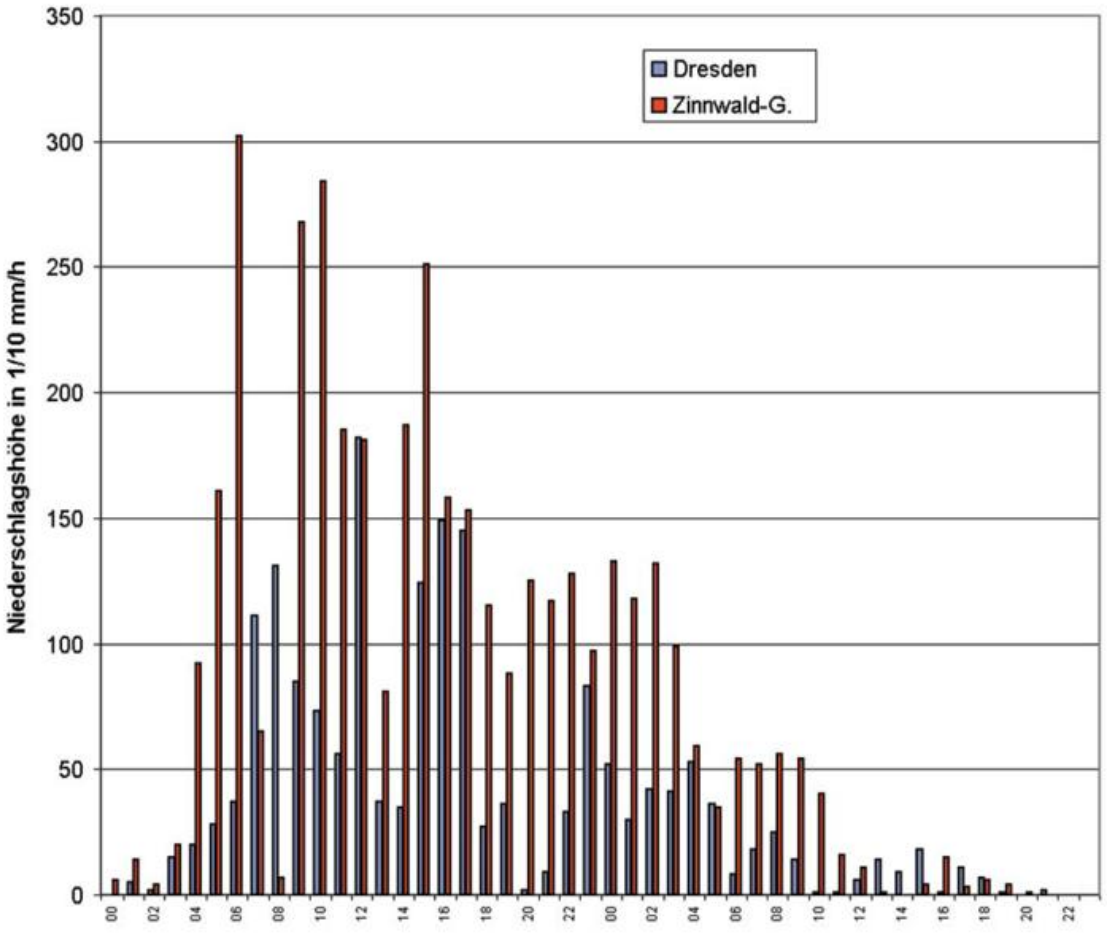


Abb. 6 Stündliche Niederschlagshöhen vom 12.08., 00 UTC, bis zum 13.08., 24 UTC.

Abb. 7 zeigt die beobachteten und von den Modellen des DWD, GME (global) und LM (lokal), prognostizierten Niederschlagshöhen für den 72-stündigen Zeitraum vom 10.08.2002, 06 UTC, bis 13.08.2002, 06 UTC. Für den Vergleich wurden die täglichen Prognosen für den Vorhersagezeitraum von 6 bis 30 Stunden nach Modellstart (00 UTC) verwendet. Bei dieser relativ kurzen Vorhersagezeit stimmten Position und Eintrittszeitpunkt der Maxima zwar recht gut überein, das absolute Extremum im Erzgebirge stimmt jedoch im Vergleich der Modelle mit den Beobachtungen nicht exakt überein.

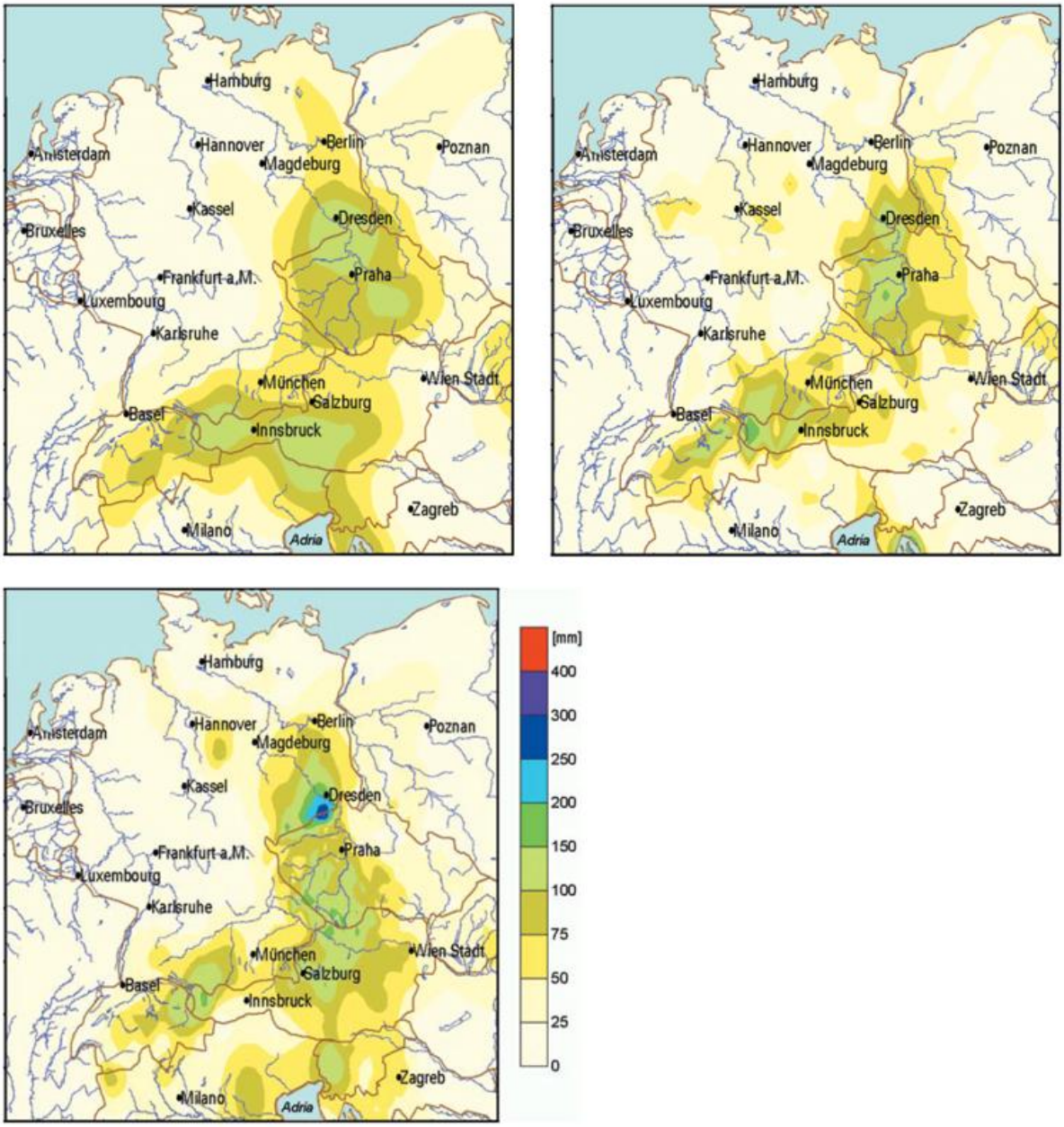


Abb. 7 Vergleich von Vorhersage und Beobachtung für den dreitägigen Zeitraum vom 10.08.2002, 06 UTC, bis zum 13.08.2002, 06 UTC.
Oben links: Niederschläge GME (Global-Modell des DWD),
oben rechts: Niederschläge LM (Lokal-Modell des DWD),
unten: Interpolierte Beobachtungen (Daten der DWD-Messnetze).

Die verschiedenen Wettervorhersagemodelle (DWD, EZMW, USA, UK) zeigten im Mittelfristzeitraum (d.h. 3 bis 10 Tage im Voraus) sehr unterschiedliche Prognosesignale. Generell ist zu konstatieren, dass Wettervorhersagemodelle ihre Genauigkeitsgrenzen haben. Dies ist zum einen bedingt durch die begrenzte Dichte der Beobachtungsnetze für die Datenassimilation, zum anderen durch die nicht vermeidbaren Vereinfachungen in der Simulation von subskaligen physikalischen Prozessen der Wolkendynamik und Mikrophysik der Niederschlagsbildung. Auch die einflussreiche Orographie kann in den Modellen nur in geglätteter Form berücksichtigt werden. Daher kann die tatsächliche Zugbahn eines Vb-Tiefs durchaus von der vorhergesagten etwas abweichen. Auch die exakte Lage und Intensität von lokalen Extremniederschlägen sind kaum vorhersagbar, allenfalls deren regionale Wahrscheinlichkeit.

Das Global-Modell GME des DWD lieferte zwar schon am 07.08.02 ein Unwettersignal, hatte es in den Folgeläufen jedoch wieder verworfen. Den ersten konsistenten Hinweis auf die zu erwartenden Unwetter lieferte das US-amerikanische AVN-Modell am 11.08.02, im 00 UTC-Lauf. Die anderen Modelle (EZMW, GME, LM) zogen am 11.08.02, 12 UTC und am 12.08.02, 00 UTC nach. Das LM schließlich hatte die Situation am 12.08.02, 00 UTC sehr gut erfasst.

Der DWD gab im Vorfeld der Entwicklung bereits am 08.08.02 und 09.08.02 entsprechende Hinweise auf die gefährliche Wetterentwicklung in den Standard-Wettervorhersagen aus. Am 11.08.02, 13:59 Uhr MESZ folgte eine Unwettervorwarnung und um 23:08 Uhr MESZ die Aktualisierung zur Unwetterwarnung. Weitere Aktualisierungen der Unwetterwarnungen wurden vom 12.08.02 bis zum 14.08.02 ausgegeben.

Zwar bildete sich das Signal “Starkregengebiet” schon etliche Tage vorher in einigen Modellen heraus, doch konnte die genaue Lage, speziell auch bezogen auf einzelne Einzugsgebiete, und die absolute Niederschlagshöhe nicht genau genug prognostiziert werden. Zudem war das Signal bei den aufeinanderfolgenden Modellläufen zeitlich nicht konsistent. Aus all dem resultiert, dass im Sinne eines “Early Warning” die Modelle zwar schon Tage vorher Hinweise auf eine extreme Wettersituation lieferten, die zu erhöhter Aufmerksamkeit bei den Vorhersagemeteorologen führten, dass aber die Genauigkeit offenbar zu diesem Zeitpunkt nicht ausgereicht hat, um schon konkret zu warnen. Europaweit wird daher intensiv daran gearbeitet, die Vorwarnzeit und -güte für Hochwasserwarnungen weiter zu verbessern, z.B. im Rahmen der EU-Projekte "European Flood Forecasting System (EFFS)" und "Development of a European Land Data Assimilation System to predict floods and droughts (ELDAS)".

Klimatologische Einordnung

Bereits in der ersten Augusthälfte fielen in einem Streifen von Berlin und Brandenburg über Sachsen und Tschechien bis nach Oberösterreich 200 Prozent der dort für den August registrierten mittleren monatlichen Niederschlagshöhe. Im Erzgebirge und im Süden Tschechiens trat in dieser Zeit sogar das Dreifache der mittleren monatlichen Niederschlagshöhe auf. Mit einer maximalen monatlichen Niederschlagshöhe von 470 mm für den August 2002 in Zinnwald-Georgenfeld wurde mehr als das Vierfache der dort normalerweise beobachteten mittleren Augustniederschläge erreicht.

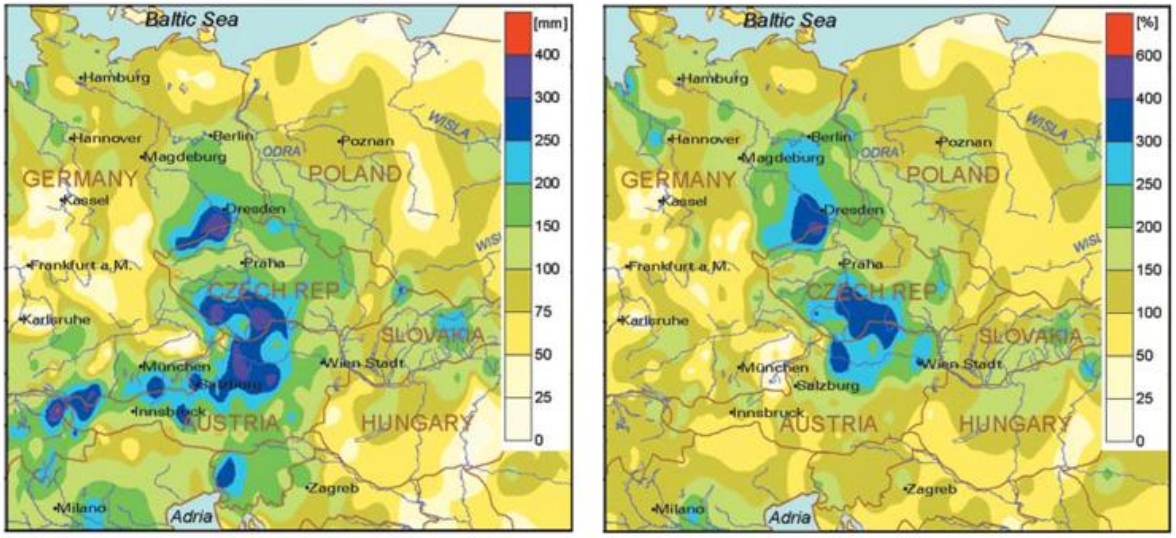


Abb. 8 Monatliche Niederschlagshöhe in mm/mon für den August 2002 (links) und prozentuale Niederschlagsmenge bezogen auf den Zeitraum 1961-1990 (rechts).
Datenbasis: Messwerte von 614 Stationen (links), 415 Stationen (rechts).

Das Maximum der durch Interpolation und Rasterung regionalisierten Niederschlagshöhe liegt ebenso wie das Maximum der Niederschlagsanomalie über dem Erzgebirge. Der Streifen der ungewöhnlich hohen monatlichen Niederschläge folgt weitgehend dem Verlauf des Einzugsgebietes der Elbe (Abb. 8). Die Messungen von vielen Stationen im Bereich von Österreich über Sachsen bis Berlin/Brandenburg ergaben im August 2002 die jeweils dort seit Beobachtungsbeginn höchste im August gemessene Niederschlagshöhe. Abbildung 9 zeigt die Zeitreihen der Augustniederschläge für ausgewählte Stationen.

Am 12. August 2002 wurde mit 312 mm/d an der DWD-Station Zinnwald-Georgenfeld der größte jemals in Deutschland gemessene Tagesniederschlag registriert. Korrekt gilt dieser Wert für die Zeitspanne vom 12., 06 UTC, bis zum 13., 06 UTC (= 07 MEZ bzw. 08 MESZ), was dem üblichen Beobachtungsintervall entspricht. Da in Zinnwald stündlich registriert wird, konnte auch der absolut höchste 24stündige Niederschlag mit 352,7 mm/24h festgestellt werden, und zwar in der Zeitspanne vom 12., 03 UTC, bis zum 13., 03 UTC. Bis dahin galt als Rekordniederschlag für einen Tag 260 mm, beobachtet am 6. Juli 1906 in Zeithain, Kreis Riesa. Die in Zinnwald gemessenen Dreitages- (406 mm) und Monatsniederschlagshöhen (470 mm) wurden dagegen früher bereits deutlich übertroffen, und zwar in Stein, Landkreis Rosenheim, im Juli 1954 mit 458 mm in drei Tagen und 779 mm im Monat (vgl. Tabelle 2).

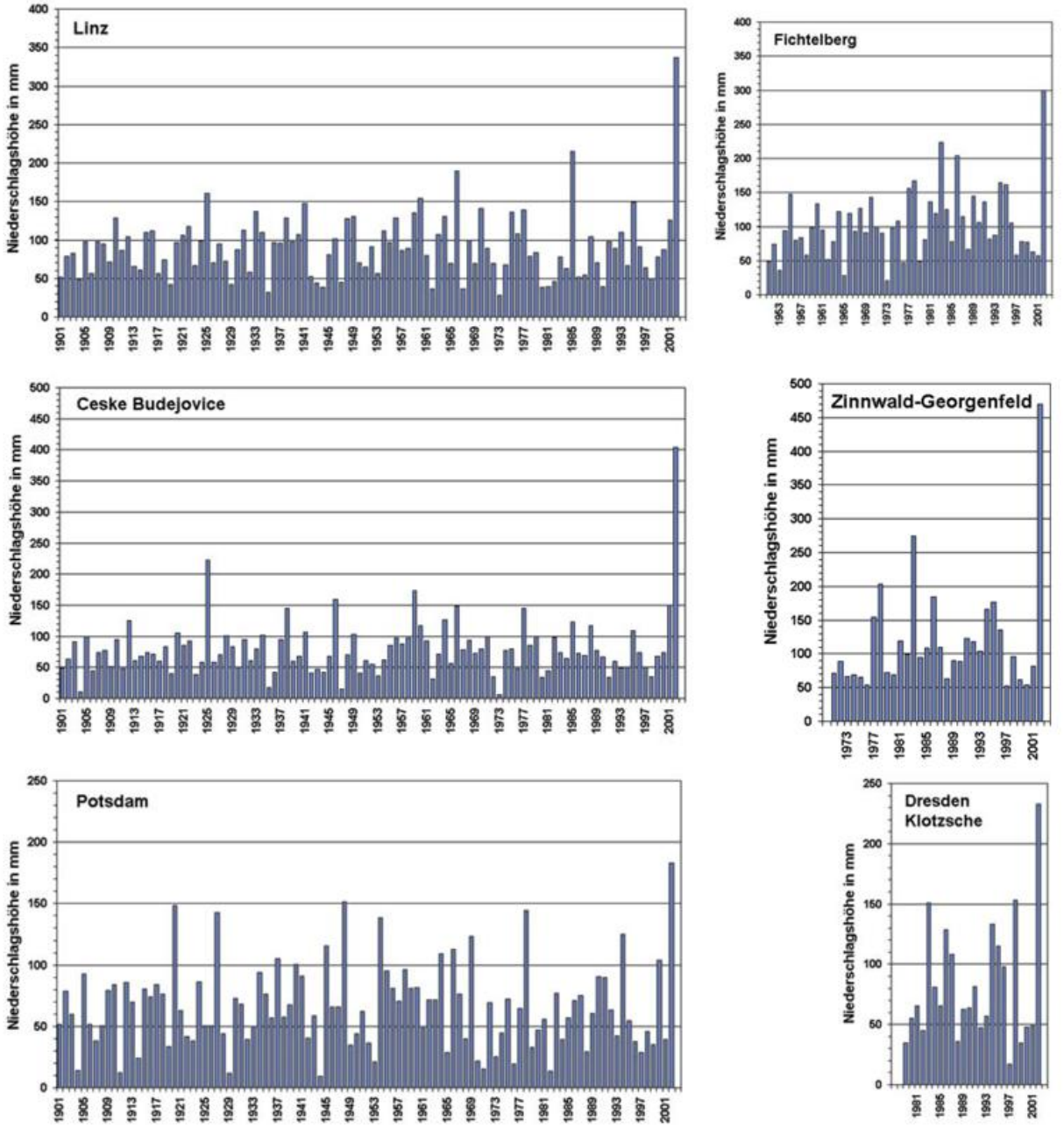


Abb. 9 Zeitreihen der monatlichen Niederschlagshöhe für den August an den Stationen Linz (Donau), Ceske Budejovice (Tschechien), Potsdam, Dresden-Klotzsche (Elbe), Fichtelberg und Zinnwald-Georgenfeld.

Ein Vergleich zu den weltweit beobachteten Rekorden (Abb. 10) zeigt, dass in Mitteleuropa für Niederschlagsandauern von mehr als einer Stunde keineswegs weltweite Spitzenwerte erreicht werden, was aus den im Vergleich zu den Tropen und zu Taifun-gefährdeten Gebieten günstigen klimatischen Bedingungen Mitteleuropas resultiert.

Tab. 2 Die größten in Deutschland beobachteten Niederschlagshöhen für verschiedene Beobachtungszeitintervalle (1 Beobachtungstag = 06 UTC bis 06 UTC Folgetag). In Rot die Rekordwerte von August 2002. - Datenquelle: DWD.

Intervall	Niederschlags-höhe (mm)	Messort	Datum
8 min	126	Füssen (Ostallgäu)	25. Mai 1920
1 h	200	Miltzow (Nordvorpommern)	15. September 1968
2 h	239	Daudenzell (Baden-Württemberg)	27. Juni 1994
1 Tag	260	Zeithain, Kr. Riesa (Sachsen)	6.-7. Juli 1906 (6 – 6 UTC)
1 Tag	312	Zinnwald-Georgenfeld (Sachsen)	12.-13. August 2002 (6 – 6 UTC)
24h	353	Zinnwald-Georgenfeld (Sachsen)	12.-13. August 2002 (3 - 3 UTC)
2 Tage	377	Seehaus bei Ruhpolding (Kreis Traunstein)	7.-9. Juli 1954
3 Tage	406	Zinnwald-Georgenfeld (Sachsen)	11.-14. August 2002 (6 – 6 UTC)
3 Tage	458	Stein (Kreis Rosenheim)	7.-10. Juli 1954
7 Tage	515	Schneizlreuth-Weißbach (Berchtesgaden L.)	7.-14. Sept. 1899
10 Tage	652	Stein (Kreis Rosenheim)	1.-11. Juli 1954
1 Monat	470	Zinnwald-Georgenfeld (Sachsen)	August 2002
1 Monat	779	Stein (Kreis Rosenheim)	Juli 1954
30 Tage	810	Baiersbronn-Zwickgabel (Schwarzwald)	7. Dez.1993 - 6. Jan. 1994
12 Monate	3661	Purtschellerhaus (Berchtesgadener Land)	Dez.1943 - Nov.1944

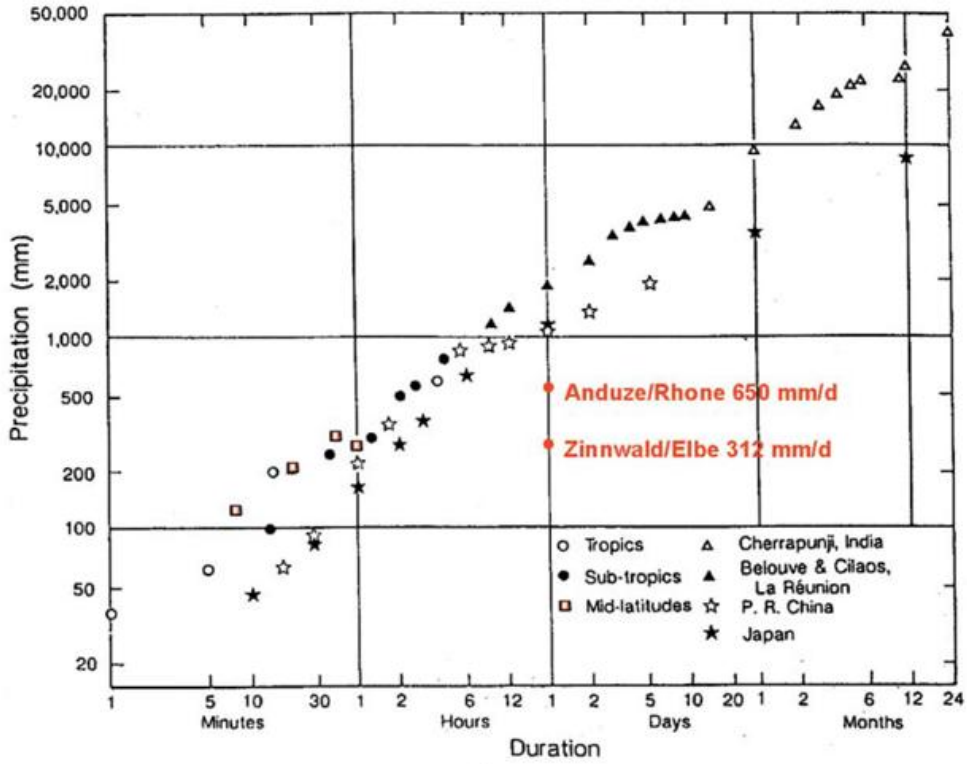


Abb. 10 Weltweit gemessene Rekordniederschläge für verschiedene Andauerstufen (Diagramm nach Matsumoto, 1993, ergänzt durch die europäischen Extremwerte von Zinnwald, 12. 8. 2002, und Anduze, Südfrankreich, 8. 9. 2002).

Aber auch für unser Klima wurden höhere, theoretisch mögliche Niederschlagshöhen errechnet: Die Studie "Maximierte Gebietsniederschlagshöhen in Deutschland", die der DWD im Auftrag des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. durchführte (DVWK 1997), lieferte für den östlichen Teil des Landes Brandenburg eine "regional ausgeglichene maximierte Punktniederschlagshöhe" von 375 mm/24h

und 445 mm/72h sowie für den östlichen Teil der Bayerischen Alpen von 800 mm/24h und 1340 mm/72h. Entsprechende Werte für das Gebiet Erzgebirge wurden nicht publiziert. Die Abschätzung dieser Werte erfolgte auf der Basis der in der Region beobachteten Extremwerte, der regionalen Geländeform (Orographie) sowie Vorgaben für Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit, welche den ungünstigsten entsprechen. Die Autoren der Studie schränken wohl ein, dass die Ergebnisse eine "Annäherung an das mögliche physikalisch / klimatologische Maximum" darstellen und "nach menschlichem Ermessen nicht erreicht" werden, konstatieren aber auch, dass diese Werte für die heute gegebenen Klimaverhältnisse gelten.

Diese Einschränkung gilt insbesondere für die in der Angewandten Hydrologie, insbesondere im Wasserbau verwendeten Wiederkehrzeiten von Starkniederschlagshöhen, die auf beobachteten Niederschlagsdaten aus dem 30jährigen Zeitraum von 1951 bis 1980 beruhen (Bartels et al. 1997). Die Auszählung der nach Andauer und Niederschlagshöhe klassifizierten Messwerte und Anwendung einer statistischen Extremwertverteilung ergab stationsbezogene Wiederkehrzeiten für Zeitspannen bis zu 100 Jahren. Nach diesen Statistiken sind die an den Stationen Zinnwald-Georgenfeld, Fichtelberg, Marienberg und Dresden-Klotzsche im August 2002 beobachteten maximalen 24- und 72-stündigen Niederschlagshöhen seltener als einmal in 100 Jahren zu erwarten.

Der DWD plant die Fortschreibung des Atlas der Wiederkehrzeiten für den Zeitraum 1951 bis 2000. Ein Vergleich der Ergebnisse für Teilzeiträume könnte dann auch Informationen über Änderungen des Extremwertverhaltens, speziell der Wiederkehrzeiten, infolge der Klimaänderung während der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts liefern. Von diesem Projekt unabhängig zeigen bereits die ersten Ergebnisse einer anderen Studie mit den wenigen verfügbaren langen Datenreihen (Grieser und Beck 2003, in diesem Heft), dass eine Änderung des Extremwertverhaltens täglicher Niederschlagshöhen in Deutschland signifikant nachzuweisen ist.

In den bisherigen Betrachtungen wurde noch nicht betont, dass der Niederschlag nicht nur eine grundsätzlich zeitbezogene Größe (es gibt keine exakte Momentaufnahme, sondern es können nur - wenn auch kurze - Zeitintervalle betrachtet werden), sondern auch grundsätzlich eine flächen- bzw. gebietsbezogene Größe ist. Selbst der Messpunkt, der Trichter des Niederschlagsmessers, ist streng genommen eine Fläche. Nach allgemeiner fachlicher Meinung gelten die Niederschlagsmessungen für Tage oder längere Intervalle bei repräsentativer Aufstellung des Instruments auch im Umkreis von etwa 3 km oder für eine Fläche von 25 km².

Zur Beurteilung der meteorologischen Bedingungen, die zum Hochwasser eines größeren Flusses, ob Elbe, Weichsel, Oder, Main, Mosel oder Ems, geführt haben, ist der einzelne lokal gemessene Niederschlag als solcher ohne Aussagekraft. Der Abfluss des Wassers, d.h. der Pegelstand der Flüsse und im Extremfall deren Hochwasser, hängt vom Gebietsniederschlag im hydrologischen Einzugsgebiet der Flüsse ab. Es ist also notwendig, die flächendeckende Verteilung der Niederschlagshöhe aus den Punktdaten der Messnetze zu ermitteln, wobei Radarbilder und numerische Modelle im Einzelfall zusätzliche Informationen liefern. Aus der Flächenverteilung des Niederschlags sind dann die in den maßgeblichen Einzugsgebieten gefallenen Wassermengen zu berechnen.

Aufgrund der Mechanismen der Niederschlagsentstehung besteht eine Beziehung zwischen der maximalen Niederschlagshöhe, der Andauerzeit und der räumlichen Ausdehnung des betroffenen Gebietes. Vereinfacht kann man voraussetzen, dass, je länger ein extremer Niederschlag andauert, desto größer auch das betroffene Gebiet ist. Hierbei spielen aber verschiedene Faktoren eine große Rolle, zunächst generell die regionalen orographischen und klimatischen Bedingungen und dann im Einzelfall die Wetterlage.

In der bereits oben genannten DVWK-Studie wurden empirisch berechnete maximierte Gebietsniederschläge verschiedener Andauerzeiten (1, 12, 24 und 72 Stunden) und Gebietsgrößen (25, 100, 500, 1000 km²) getrennt für Sommer- und Winterbedingungen für Deutschland kartiert. Für eine Gebietsgröße von 1000 km² liegt das nördliche Erzgebirge in den Klassen 300 mm/24h bis 400 mm/24h bzw. 450 mm/72h bis 550 mm/72h. Die dort im August 2002 beobachteten Niederschlagshöhen zeigen, dass die Ergebnisse dieser DWD-Studie keinesfalls unrealistisch sind.

Starkniederschläge, die regional zu Sturzfluten führen, sind im Erzgebirge durchaus nicht außergewöhnlich (Marx 1966, 1966a und 1967). Am Abend des 8. Juli 1927 zum Beispiel gingen über der Wasserscheide zwischen der Müglitz und der Gottleuba zwei außergewöhnliche "Platzregen" nieder, die in kürzester Zeit Niederschlagshöhen von bis 200 mm erbrachten (Alt und Fickert 1936). Diese hatten verheerende Sturzfluten der betroffenen Flüsse zur Folge, die aber regional eng eingegrenzt waren. Die für das Elbhochwasser von August 2002 verantwortlichen Niederschläge waren jedoch nicht nur intensiver, sie hielten auch deutlich länger an und bedeckten - gekoppelt mit der nach Norden ziehenden Vb-Zyklone - ein bedeutend größeres Gebiet.

Noch einmal zum Klimatrend

Die in diesem Heft erstmalig veröffentlichten Statistiken von Grieser und Beck zeigen insbesondere, dass sich der Anteil der Starkniederschläge am Gesamtniederschlag vom Jahr 1961 bis zum Jahr 2000 erhöht hat.

Ein Klimaszenario des Max-Planck-Instituts für Meteorologie für den Verlauf der nächsten 50 Jahre hat eine Fortsetzung dieses Trends ergeben (Jacob 2002, Bülow 2003). Bei diesem Szenario wurde vorausgesetzt, dass die globale CO_2-Emission weiterhin mäßig ansteigt (IPCC-Emissions-Szenario SRES B2). Dies ist weder die günstigste Annahme (kein weiterer Anstieg) noch die ungünstigste (Anstieg wie bisher). Die Niederschlagsverteilung wurde mit dem MPI-Regionalmodell REMO (eine Variante eines DWD-Vorhersagemodells) simuliert, das Regionalmodell selbst wurde vom globalen MPI-Klima-Simulationsmodell ECHAM4 angetrieben (Jacob 2002). Nach diesem Szenario ergeben sich für den Zeitraum 2040 bis 2049 deutlich größere Anteile der höheren Niederschlagsintensitäten am Gesamtniederschlag im Vergleich zum Zeitraum 1990 bis 1999 (vgl. Abb. 11). Eine Bewertung dieser noch nicht abgeschlossenen Studie steht noch aus.

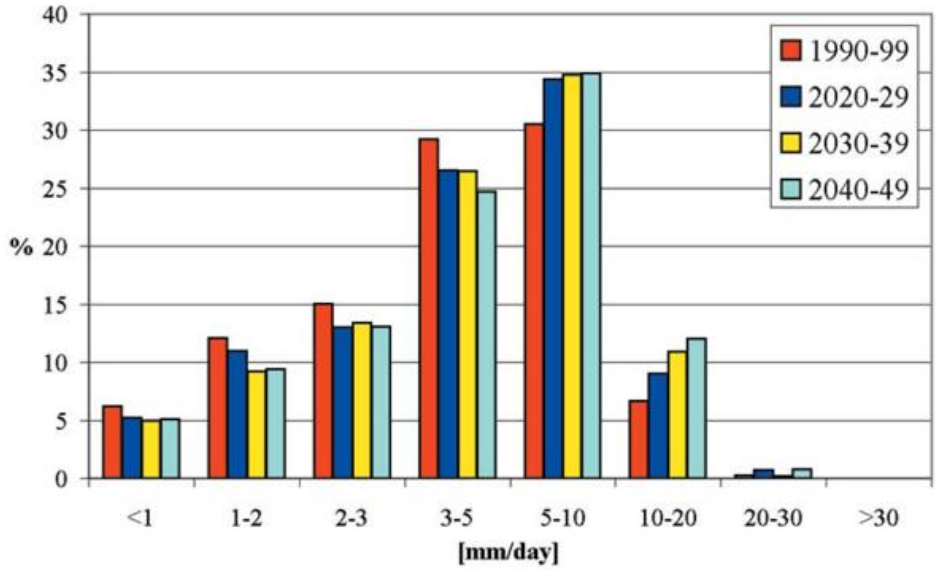


Abb. 11 Berechnete Zunahme der relativen Anteile (%) höherer Niederschläge (mm/Tag) im Laufe der nächsten 40 Jahre für das Einzugsgebiet der Elbe (Bülow 2003)

Zur Häufigkeit von Hochwasser

Schließlich kommen wir zu den Fragen, die von Politikern, Journalisten und nicht zuletzt von denjenigen gestellt werden, die in den letzten Jahren durch Überschwemmungen an Flüssen betroffen waren: Hat sich die Häufigkeit von Hochwasser der deutschen Flüsse im Laufe der letzten Jahre erhöht? Werden Überschwemmungen an deutschen Flüssen künftig noch häufiger?

Die Weltgesundheitsorganisation (WHO 2002) hat ein Diagramm publiziert, welches eine fast kontinuierliche und dramatische Zunahme der katastrophalen Überflutungen in Europa vom Jahr 1975 bis zum 2001 aufzeigt. Aber Vorsicht bei der Interpretation! Kriterium für die Einstufung eines Hochwassers als katastrophal ist seine Folge von 10 oder mehr getöteten Menschen. Aus klimatologischer wie auch hydrologischer Sicht ist dies kein geeignetes Kriterium. Für diese Zahl ist entscheidend, ob durch das Hochwasser bewohnte Gebiete überschwemmt, Dörfer von Schlammlawinen verschüttet oder, wie auch geschehen, Campingplätze weggerissen wurden. Fraglich ist auch, wie indirekt resultierende Todesfälle eingestuft wurden und ob beim Aufbau der Datenbank Informationszufluss und Sensibilität der Erfassung von Jahr zu Jahr gleichgeblieben oder angestiegen sind.

Aus den letzten 10 Jahren sind uns eine Anzahl außergewöhnlicher Überschwemmungen in Europa, darunter mehrere „Jahrhunderthochwasser“ in Erinnerung, wovon hier nur die wichtigsten aufgezählt werden können:

- Jahrhunderthochwasser von Rhein und Mosel im Dezember 1993
- Jahrhunderthochwasser erneut von Rhein und Mosel im Januar 1995
- Jahrhunderthochwasser der Oder im Juli 1997
- Hochwasser von Donau und Bodensee im Mai 1999
- Weit ausgedehnte, lang anhaltende Hochwasser in Westeuropa, insbesondere in Südengland und Wales, im Herbst 2000
- Hochwasser der Weichsel im Juli 2001

- Hochwasser der Donau im August 2002
- Jahrhunderthochwasser der Elbe im August 2002
- Rekordniederschläge und furchtbare Überschwemmungen in Südfrankreich im September 2002
- Hochwasser und teilweise schwere Überschwemmungen an vielen deutschen Flüssen im Januar 2003

Eine Auswertung von Pegelmessungen an verschiedenen Flüssen ergab keine oder nur sehr schwache Trendsignifikanzen für die jährlichen Höchstabflüsse (Arbeitskreis KLIWA 2002). Die Schwierigkeit der statistischen Analyse der Hochwasserwahrscheinlichkeit liegt zum einen in den vielfältigen Ursachen, zum anderen im meist sehr großen Zeitabstand zwischen ursächlich vergleichbaren Extremereignissen. Meteorologische Faktoren sind die variantenreiche zeitlich-räumliche Niederschlagsverteilung, Schneeschmelze, Bodenfeuchte und Flusseisbildung. Nicht meteorologische Einflüsse sind u.a. die im Laufe der Zeit aufgetretenen natürlichen und die vom Menschen vorgenommenen Veränderungen des Flussbettes, Abflussmanagement (Talsperren) und Damm- oder Deichbrüche während der Hochwasserlage. Betrachtet man die sechs größten Höchstpegelstände der Elbe in Dresden der letzten 300 Jahre (März 1784/857cm, Februar 1799/824cm, März 1845/877cm, Februar 1862/824cm, Juni/Juli 1890/837cm, August 2002/940cm (BfG 2002)), so ist das Augusthochwasser der Elbe ein nicht vergleichbares Ereignis. Bei den früheren vier Fällen handelt es sich um Winterhochwasser, die Sommerflut von 1890 liegt nicht nur 112 Jahre zurück, der Pegelstand war auch um 1m geringer. In einer statistischen Untersuchung von Pegelmessungen ließ sich auch kein Trend erkennen.

Trotz der augenscheinlichen Anhäufung extremer Hochwasser in den letzten Jahren kann also aus Hochwasserdaten nicht mit statistischen Methoden auf eine klimabedingte Änderung der Hochwasserhäufigkeit geschlossen werden. Denn jedes Hochwasser ist unter Berücksichtigung der vielfältigen meteorologischen und nicht meteorologischen Einflussfaktoren als ein individuelles Einzelereignis anzusehen.

Die Frage nach einer Zunahme von Starkniederschlägen jedoch kann mit einem klaren “Ja” beantwortet werden. Für die Vergangenheit zeigen dies die Statistiken der Niederschlagsbeobachtungen ebenso wie physikalisch begründete Schlussfolgerungen aus dem beobachteten Anstieg der Lufttemperatur. Was die zukünftige Klimaentwicklung und ihre Auswirkungen auf die Häufigkeit extremer Ereignisse betrifft, so stimmen die Einschätzungen maßgeblicher Klimaforscher überein (z.B. Graßl 1998, IPCC 2001, Rahmstorf 2002, MPI 2003), dass mit der globalen Erwärmung der Wasserkreislauf intensiviert wird. Höhere Temperaturen bedingen, soweit die Erdoberfläche feucht ist, eine höhere Verdunstung. Dies führt gebietsweise zur stärkeren Austrocknung des Bodens, während die verdunstete Wassermenge irgendwo als Niederschlag zum Boden zurück fließen muss. Die Intensivierung des Wasserkreislaufs ist mit einer Intensivierung der Energieumsätze in der Atmosphäre direkt gekoppelt, was sich in einer Verstärkung der Dynamik äußern muss. Damit kann auch von einer Erhöhung der Labilität der atmosphärischen Schichtung ausgegangen werden. All dies spricht für eine Zunahme der Extremereignisse wie Stürme und Starkniederschläge. Auch die numerischen Klimamodelle, welche die geschilderten physikalischen Zusammenhänge, wenn auch nicht mit letzter Genauigkeit, so doch in numerisch objektiver Form enthalten, bestätigen diese Schlussfolgerungen.

Fazit

Die großen Hochwasser des letzten Jahrzehnts haben gezeigt, dass trotz aller Regulierungs- und Eindämmungsversuche katastrophale Überschwemmungen weiter auftreten. Etliche Menschen kamen um ihr Leben, und es wurden schwere ökologische und wirtschaftliche Schäden verursacht. Die klimatischen Voraussetzungen werden in Zukunft vermutlich nicht besser, sondern eher ungünstiger. Daher sind intensivere Anstrengungen zum Klimaschutz und zur Anpassung an die Folgen des Klimawandels nötig. Unsere Gesellschaft muss die Möglichkeit von zukünftigen Überschwemmungen berücksichtigen, indem ausreichende Überflutungsräume wiederhergestellt oder geschaffen werden. Hochwassergefährdete Gebiete sollten von Besiedlung frei gehalten werden, dies erfordert korrigierte Flächennutzungs- und Raumordnungspläne. Nicht zuletzt muss auch weiter an der Verbesserung von länderübergreifenden Vorwarn- und Katastrophenmanagementsystemen gearbeitet werden, da sich Hochwasser, wie im August 2002 an der Elbe und ihren Nebenflüssen, auch bei bester Vorsorge nie völlig vermeiden lassen werden.

Die Autoren danken für die Bereitstellung von Daten, Tabellen, Bildern und Literatur sowie für fruchtbare Diskussionen:
Peter Finger, Tobias Fuchs, Astrid Heller, Anja Meyer-Christoffer, Peter Otto, Udo Schneider, Peter Stender und Jan Nicolas Breidenbach (alle DWD/FE22-WZN), Jürgen Grieser und Christoph Beck (DWD/FE22, Projekt VASClimO), Hermann Mächel (DWD/FE22, Projekt ACSYS-APDA), Ute Heil (DWD/FE23), Gerhard Müller-Westermeier und Volker Zins (DWD/FE24), Manfred Neumann (DWD/VB), Gabriele Malitz und Bernd Dietzer (DWD/HM), Ulrich Damrath (DWD/FE15), Lubomir Coufal (Czech Hydromet. Inst.), Reinhard Böhm (ZAMG Wien), Tanja Cegnar (Environm. Agency Slovenia), Katharina Bülow (MPI-Met Hamburg) und Marc Zebisch (TU Berlin).

Literatur

Alt, E., und R. Fickert (1936): Die Hochwasserkatastrophe im östlichen Erzgebirge am 8. und 9. Juli 1927. Reichsamt für Wetterdienst, Wiss. Abhandl., Band II, Nr. 4, 15 Seiten, 6 Kartenbeilagen. Julius Springer, Berlin.

Arbeitskreis KLIWA (2002): Langzeitverhalten der Hochwasserabflüsse in Baden-Württemberg und Bayern. KLIWA-Berichte Heft 2 (http://www.kliwa.de). 98 Seiten.

Bartels, H., G. Malitz, S. Asmus, F. M. Albrecht, B. Dietzer, T. Günther, H. Ertel (1997): Starkniederschlagshöhen für Deutschland. KOSTRA Atlas , Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main.

BfG (2002): Das Augusthochwasser 2002 im Elbgebiet. Broschüre der Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz. Koordination und Redaktion H. Engel. 48 Seiten, September 2002. Verfügbar auch im Internet (http://www.bafg.de).

Bülow, K. (2003): Niederschlag im Elberaum: Heute und in 30 Jahren. Beitrag des Max-Planck-Instituts für Meteorologie, Hamburg, zum BMBF-Projekt GLOWA-Elbe. Im Internet (http://www.glowa-elbe.de/status_praes/mpi/gesamt.html).

DWD (2002): Starkniederschläge im August 2002. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, Oktober 2002.

DVWK (1997): Maximierte Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland. Bearbeiter T. Schmidt (DWD). Mitteilungen des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (Gluckstr. 2, 53115 Bonn) , Heft 29, 112 Seiten.

Graßl, H., und H. Vieser (1998): Des Menschen gefährlichstes Experiment: Dürre, Flut und Stürme. Bild der Wissenschaft, Heft 11-1998, S. 61-72.

Grieser, J., und C. Beck (2003): Extremniederschläge in Deutschland - Zufall oder Zeichen? DWD Klimastatusbericht 2002, im Selbstverlag des Deutscher Wetterdienstes, Offenbach am Main 2003.

IPCC (2001): Climate Change 2001 – The Scientific Basis. Summary for Policymakers and Technical Summary of the Working Group I Report of the International Panel on Climate Change (IPCC). Zu beziehen durch: IPCC Secretariat c/o World Meteorological Organization (WMO), Genf.

Jacob, D. (2002): High resolution climate change signal for regional impact studies. TerraFlops, News Letter des Deutschen Klimarechenzentrums DKRZ, Hamburg, Mai 2002, S. 4-5.

Löpmeier, F.-J. (2003): Die agrarmeteorologische Situation. DWD Klimastatusbericht 2002, im Selbstverlag des Deutscher Wetterdienstes, Offenbach am Main 2003.

Marx, S. (1966): Ein Beitrag zu den Niederschlagsverhältnissen im Osterzgebirge. Nachtrag. Zeitschrift für Meteorologie 18 Nr. 1-2, S. 44-50.

Marx, S. (1966a): Über große und starke Niederschläge im Osterzgebirge und im südlichen Elbsandsteingebirge. Zeitschrift für Meteorologie 18 Nr. 5-7, S. 259 – 267.

Marx, S. (1967): Ein Beitrag zur Hochwasserhäufigkeit im Osterzgebirge. Zeitschrift für Meteorologie 19 Nr. 9-10, S. 304.

Matsumoto, J. (1993): Global Distribution of Daily Maximum Precipitation. Japanese Progress in Climatology 25, 1-6.

MPI (2003): Werden Hochwasser in deutschen Flüssen häufiger? Internet-Seite des Max Planck Instituts für Meteorologie, Hamburg (http://www.mpimet.mpg.de).

Rahmstorf, S. (2002): Flutkatastrophe - Befinden wir uns im Klimawandel? Essay für Brockhaus Jahrbuch 2002, Internet-Publikation (http://www.pik-potsdam.de/~stefan).

WHO (2002): Floods: Climate change and adaption strategies for human health. Report on a WHO meeting, London, UK, 20 June – 2 July 2002. World Health Organization, Regional Office for Europe, Kopenhagen, Report EUR/02/5036813, 55 Seiten.

Zebisch, M. (2002): Luftbildaufnahmen zum Ausmaß der Elbeflut. (http://www.glowa-elbe.de/status_praes/marc/gesamt.html).

DEKLIM Deutsches Klimaforschungsprogramm

L. Schanz

Eine wachsende Weltbevölkerung verändert durch Industrie und Landnutzung in zunehmendem Maße die natürlichen Prozesse unserer Erde und damit auch unser Klima. Um die Lebensgrundlage für nachfolgende Generationen im Sinne einer nachhaltigen Entwicklung zu sichern, müssen wir daher auch die künftige Klimaentwicklung und Möglichkeiten zum Umgang mit Klimaänderungen kennen. Zur Unterstützung des Nationalen Klimaschutzprogramms und der Nachhaltigkeitsstrategie der Bundesregierung hat das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) ein neues Klimaforschungsprogramm ins Leben gerufen. Mit dem Deutschen Klimaforschungsprogramm DEKLIM (http://www.deklim.de) werden folgende Kernziele verfolgt:

- Die Verbesserung des Verständnisses des Klimasystems und seiner Beeinflussbarkeit durch den Menschen.
- Eine Verringerung der Unsicherheiten bei der Analyse und Vorhersage.
- Die Ableitung von Handlungsstrategien für den Umgang mit dem Klimawandel (Vermeidung und Anpassung).

Wichtige übergeordnete Ziele von DEKLIM sind die verstärkte Integration der Ergebnisse deutscher Forschergruppen in die internationale Bestandsaufnahme zur Klimaentwicklung (Intergovernmental Panel on Climate Change/IPCC) und die Erarbeitung von grundlegendem Handlungs- und Orientierungswissen für praxisrelevante Klimaschutzmaßnahmen. Die DEKLIM Förderaktivitäten begannen 2001, die Projekte haben eine maximale Laufzeit von 5 Jahren. Mehr als 100 einzelne Vorhaben kooperieren in 37 Verbünden, die in 4 übergeordneten Forschungsbereichen zusammengefasst sind. Das gesamte Finanzvolumen aller DEKLIM Vorhaben umfasst 37 Mill. □.

Mit einer speziellen Nachwuchsförderung in DEKLIM wird jüngeren WissenschaftlerInnen die Gelegenheit gegeben, Erfahrungen in der eigenverantwortlichen Leitung einer Forschungsgruppe oder bei der interdisziplinären Zusammenarbeit zwischen verschiedenen Einrichtungen zu gewinnen. Inhaltlich sind die Nachwuchsgruppenprojekte in die vier genannten Forschungsbereiche von DEKLIM integriert. Die Fördermaßnahmen erstrecken sich auf zwei unterschiedliche Gruppenstrukturen. In zwei sogenannten „Netzwerkgruppen“ arbeiten Nachwuchswissenschaftler unterschiedlicher Institutionen in einem gemeinsamen Projekt zusammen, wohingegen die insgesamt sechs „Nachwuchsgruppen“ von jeweils einem Nachwuchswissenschaftler an einer Institution geleitet werden.

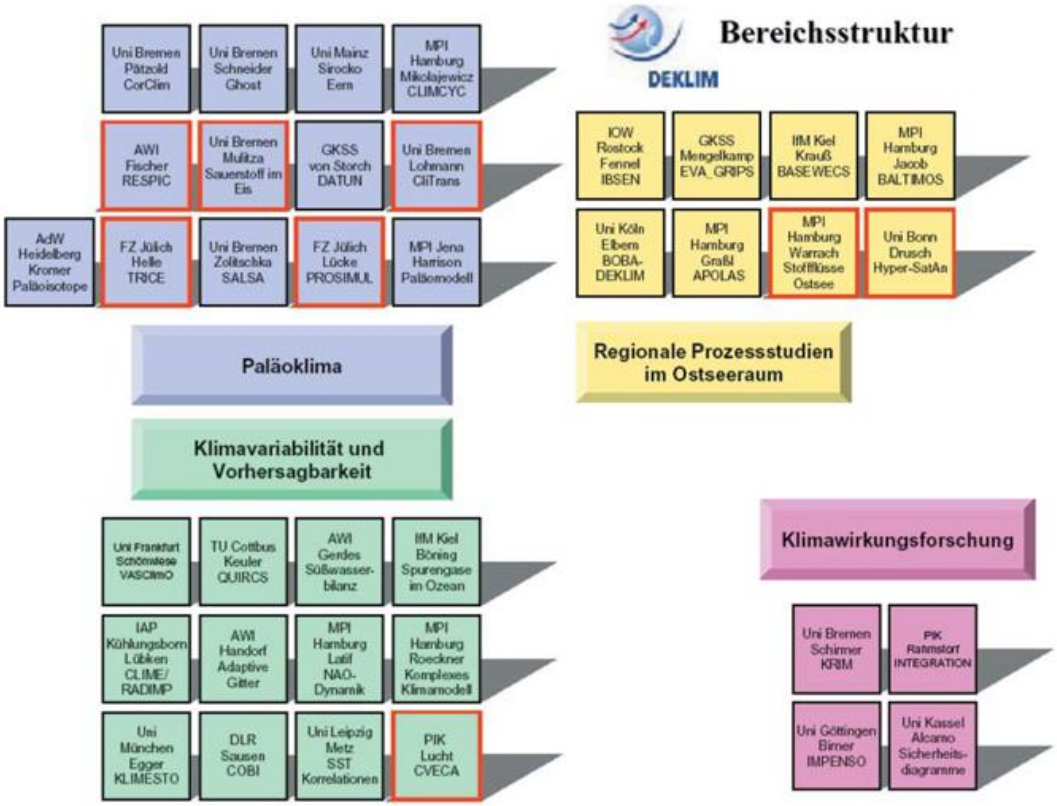
Das Klimasystem entwickelt sich in einem komplizierten Wechselspiel zwischen extrem variablen natürlichen Vorgängen und menschlichen Einflüssen. Dieses komplexe System ist für die Wissenschaft eine große Herausforderung. Von der Untersuchung von Baum-Jahresringen bis hin zur satellitengestützten Beobachtung von Landnutzungsänderungen, von Klimasimulationen mit Rechenmodellen bis zur Entwicklung von Handlungsstrategien für ein Regenwaldrandgebiet reicht die Palette der

Forschungsthemen. DEKLIM unterstützt daher überwiegend größere integrierte Verbünde, in denen Wissenschaftler unterschiedlicher Disziplinen zusammenarbeiten und eine enge Kopplung zwischen Entwicklung der Klimamodellierung und Datenerhebung (z.B. Fernerkundung oder Paläoklimadaten verschiedener Archive) garantieren. Die starke Verbindung von Modellstudien und Datenanalysen ist eines der Hauptziele von DEKLIM und war eines der entscheidenden Kriterien bei der Auswahl der geförderten Vorhaben.

Ausgewählte Sprecher gewährleisten eine intensive Kommunikation, Koordination und Kooperation in folgenden 4 übergeordneten Forschungsbereichen:

- Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit
- Regionale Prozessstudien im Ostseeraum
- Paläoklima
- Klimawirkungsforschung

In den nachfolgenden Beiträgen wird jeder dieser Bereiche vorgestellt.



DEKLIM - Bereich „Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit“

R. Sausen, W. Lucht, C. Fichter

Die unterschiedlichen Projektverbünde im DEKLIM-Bereich "Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit" tragen im Einzelnen dazu bei, das Verständnis des Klimasystems zu verbessern und die Kenntnisse über die Beeinflussbarkeit dieses Systems durch den Menschen zu vertiefen. Unsicherheiten bei der Analyse und Vorhersage des Klimas sollen abgebaut werden und mögliche Handlungsstrategien für den Umgang mit dem Klimawandel erarbeitet werden.

Um diese Ziele zu erreichen werden im Bereich „Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit“ folgende 12 Projektverbünde gefördert:

- CLIME/RADIMP - Beobachtete und modellierte Klimaänderungen in der Mesosphäre (Lübken, IAP, Kühlungsborn)
- COBI - Der Cold Bias in Modellen der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation (Sausen, DLR, Oberpfaffenhofen)
- CVECA - Klima, Vegetation und Kohlenstoff (Lucht, PIK ,Potsdam)
- Dynamik der niederfrequenten Veränderungen in der NAO (Latif, MPI, Hamburg)
- KLIMEX - Klimaänderungen infolge externer Einflüsse in einem komplexen Klimamodell (Röckner, MPI, Hamburg)
- KLIMESTO - Diagnose von Klimavariabilität mit Hilfe mechanistischer und stochastischer Modelle (Egger, LMU-München)
- PLASMA - Dynamik großräumiger Zirkulationsstrukturen in einem nichtlinearen Modell mit einem adaptiven horizontalen Finite-Elemente-Gitter (Handorf, AWI, Potsdam)
- QUIRCS - Quantifizierung von Ungenauigkeiten regionaler Klima- und Klimaänderungssimulationen (Keuler, BTU, Cottbus)
- Repräsentation von mesoskaligen Prozesen in Ozeanmodellen und ihr Einfluss auf die Aufnahme von anthropogenen Spurengasen (Böning, AWI, Bremerhaven)
- SST-Korrelationen durch Rossbywellenausbreitung (Metz, Universität Leipzig)
- Süßwasserbilanz des Nordpolarmeers - langfristige Variabilität und mögliche zukünftige Entwicklungen (Gerdes, AWI, Bremerhaven)
- VASClimO - Entwicklung einer Beobachtungssgrundlage für DEKLIM und statistische Analyse der Klimavariabilität - (Schönwiese, Uni Frankfurt)

Exemplarisch stellen wir hier Ergebnisse von zwei ausgewählten Projektverbünden vor. Weitere Resultate finden sich unter http://www.deklim.de.

Im Rahmen des VASClimO-Projektverbundes wurde eine auf die Charakteristika monatlicher Niederschlagsreihen Zentraleuropas abgestimmte Zeitreihenanalyse entwickelt, die die beobachteten Reihen vollständig analytisch beschreibt. Die Interpretation des Niederschlags als Gumbel-verteilte Zufallsvariable mit variablem Lage- und Streuparameter ermöglicht nicht nur das Erkennen von Verschiebungen der Verteilung hin zu höheren oder niedrigeren Niederschlagssummen sondern auch von Än-

derungen in der Breite der Verteilung, also in der Variabilität des Niederschlags. Durch die vollständige Beschreibung der beobachteten Niederschlagssummen können Über- und Unterschreitungswahrscheinlichkeiten beliebig wählbarer Schwellenwerte für jeden Zeitpunkt des Beobachtungszeitraums angegeben werden. Abbildung 1 zeigt die Jahresgänge der Überschreitungswahrscheinlichkeit der 180-mm-Schwelle und der Unterschreitungswahrscheinlichkeit der 10-mm-Schwelle an der Station Rendsburg für fünf verschiedene Jahre.

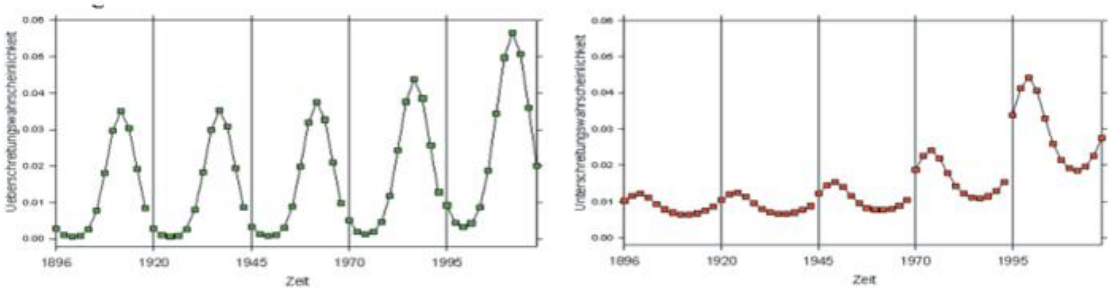


Abb.1 Jahresgänge der Überschreitungswahrscheinlichkeit des 180mm-Schwellenwertes (links) und der Unterschreitungswahrscheinlichkeit des 10mm-Schwellenwertes (rechts) für die Jahre 1896, 1920, 1945, 1970 und 1995 in Rendsburg.

Eine erste Analyse von 81 Niederschlagssummen Deutschlands (1896-1995) zeigt eine Zunahme von relativ feuchten als auch relativ trockenen Monaten im Norden und Westen Deutschlands. Dabei wurden im Beobachtungszeitraum bereits regenreiche Monate noch feuchter und eher regenarme Monate noch trockener. Im Osten Deutschlands wurden keine Änderungen gefunden, im Süden hingegen zeigt sich an einzelnen Stationen eine Verschiebung hin zu höheren Niederschlagssummen. Die weitere Anwendung der Methode auf umfangreiche, im Projekt zur Verfügung stehende Datensätze wird flächendeckende Aussagen über signifikante Änderungen in den Charakteristika beobachteter Niederschlagsreihen liefern (siehe auch Grieser und Beck, 2003, S. 141 dieses Berichtes) .

Ein weiteres Beispiel für aktuelle Forschung im Bereich „Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit“ stammt aus dem Projektverbund „Repräsentation von mesoskaligen Prozessen in Ozeanmodellen und ihr Einfluss auf die Aufnahme von anthropogenen Spurengasen“.

Da der Ozean einen Großteil der anthropogenen Spurengase aus der Atmosphäre aufnimmt, ist eine realistische Darstellung dieser Aufnahme in numerischen Modellen essentiell für zukünftige Klimastudien und die damit verbundene Abschätzung von Kohlenstoffquellen und -senken. Gegenwärtig werden Klima-/Ozeanmodelle nur mit Maschenweiten von 100 km und mehr gerechnet. Ozeanische Prozesse (z.B. Fronten, Wirbel) vollziehen sich aber auf der Mesoskala (bis zu unter 10 km) und können somit nur indirekt modelliert werden. Um sich mit den Unsicherheiten, die solche Darstellungen mit sich ziehen, auseinander zu setzen, untersucht dieser Projektverbund den Effekt von mesoskaligen Prozessen auf die Aufnahme und Ausbreitung anthropogener Spurengase (z.B. CO_2, Flourchlorkohlenwasserstoffe) im Ozean.

Erstmals wurden anthropogene Spurengase in einem Ozeanmodell mit durchschnittlicher Auflösung von 10 km über einen Zeitraum von 100 Jahren simuliert. Im hochaufgelösten Modell nimmt der gesamte Ozean zwar ähnlich viel CO_2 auf wie im grobaufgelösten Modell (Abb. 2), die räumliche Verteilung weist aber deutlich mehr Strukturen auf. Gründe für diese Unterschiede sind unter anderem eine bessere Repräsentation ozeanischer Strömungen im hochaufgelösten Modell. Dadurch bilden sich auf geringer Distanz Strukturen aus, die in der Lage sind, unterschiedlich stark CO_2 aufzunehmen, zu speichern und zu transportieren. Diese Eigenschaft ist vor allem im subpolaren Nordatlantik wichtig, in einer der wenigen Regionen des Weltozeans, in denen Tiefenwasserbildung stattfindet. Durch geringe Dichteunterschiede (Abkühlung, Verdunstung) entsteht an der Oberfläche schwereres Wasser, das dann in die Tiefe absinkt. Durch dieses Absinken wird CO_2 aus der gesättigten Oberflächenschicht entfernt und bindet das anthropogene Treibhausgas für mehrere 1000 Jahre. Die ozeanische Deckschicht kann wieder wieder neues CO_2 aufnehmen. Da sich das Absinken auf relativ kleinen Skalen vollzieht, wird dieser Prozess im hochaufgelösten Modell deutlich realistischer repräsentiert und führt zu den detaillierten Strukturen im Oberflächenfluss. Das Wechselspiel zwischen physikalischer Zirkulation und der Verteilung der Spurengase kann anhand der simulierten, dreidimensionalen Modellfelder nun detailliert untersucht werden.

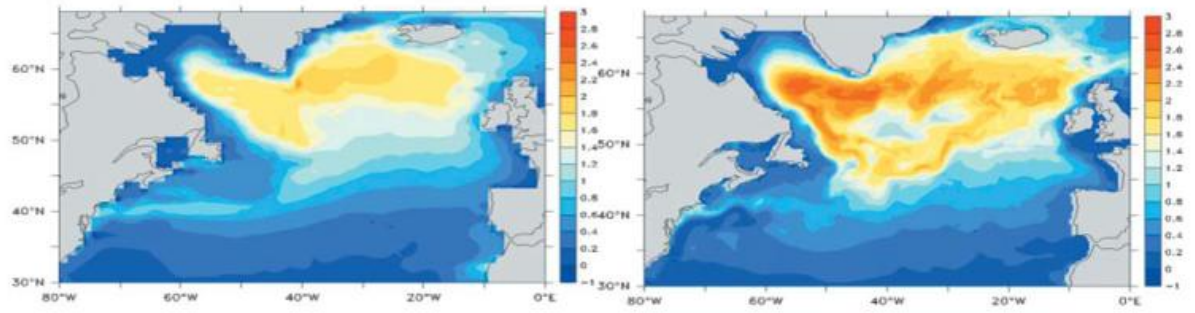


Abb. 2 Jährlicher Fluss von anthropogenem CO_2 von der Atmosphäre in den Ozean im subpolaren Nordatlantik (Ausschnitt aus dem Modell des gesamten Atlantiks). Dargestellt sind Jahresmittel 1990 (mol Kohlenstoff/m²/a) für ein Modell mit 100 km Auflösung (links) und ein Modell mit 10 km Auflösung (rechts).

Die Arbeiten im DEKLIM – Bereich „Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit" werden von den Sprechern Dr. W. Lucht (wolfgang.lucht@pik-potsdam.de) und Prof. Dr. R. Sausen (robert.sausen@dlr.de) koordiniert.

Die Autoren danken allen Leitern der Verbundprojekte für die Bereitstellung von Projektergebnissen und Abbildungen.

DEKLIM - Bereich „Regionale Prozessstudien im Ostsseeraum“

D. Jacob

Der DEKLIM-Bereich „Regionale Prozessstudien im Ostseeraum“ untersucht das Klima des Ostseeraumes und besteht aus 8 Verbünden, in denen ca. 30 deutsche Institute teilnehmen.

In diesem Bereich wird das heutige Klima sowie der Einfluss globaler Klimaveränderungen auf eine regional begrenzte Region am Beispiel des Wassereinzugsgebietes der Ostsee erforscht. Multidisziplinäre Forschungsverbünde untersuchen, wie sich Änderungen in der Atmosphäre, des Meeres und der Landoberfläche auf das Klima der Ostseeregion auswirken. Die Projekte liefern einen wichtigen Beitrag zur abschließenden Mess- und Auswertephase des Baltic Sea Experiments (BALTEX), einem Teilprogramm des Weltklimaforschungsprogramms (WCRP).

Inhaltlich erstrecken sich die Arbeiten von einer integrierten Ostsee-Umweltstudie, in der eine klimatische Rekonstruktion der Umweltbedingungen in der Ostsee in den letzten 1000 Jahren erstellt wird, bis hin zur Entwicklung einen gekoppelten Modellsystems bestehend aus Modellkomponenten für die Atmosphäre, die Ostsee, die Hydrologie, Inlandseen und Landoberflächen, mit dem die Wasser- und Energiekreisläufe im Ostsee-Einzugsgebiet untersucht wird. Dieses Modellsystem wird umfassend an Hand von Beobachtungen verschiedenster Art, die sowohl synoptische Routinemessungen, Messkampagnen und auch modernste Satellitendaten beinhalten, überprüft und verbessert.

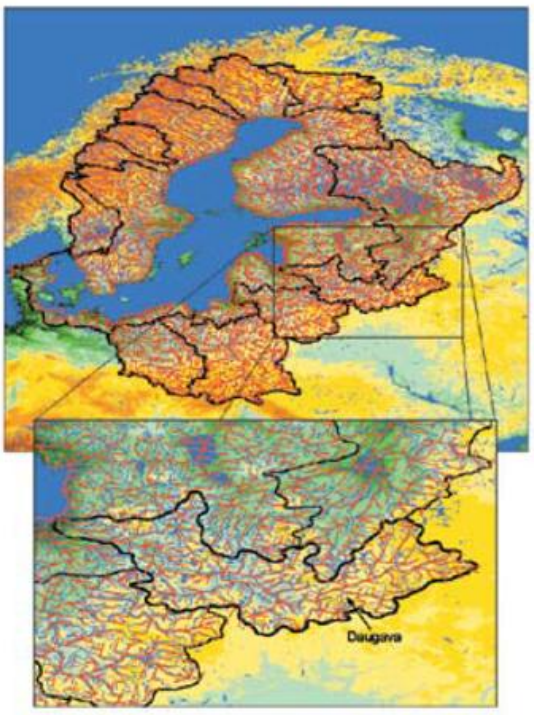


Abb.1 Fließvernetzung des Hydrologiemodells im Einzugsgebiet der Ostsee.

Um den Einfluss der Wasserfläche der Ostsee sowie des Jahresgangs der Eisbedeckung auf die Wasser- und Energiekreisläufe im Detail zu untersuchen, beschäftigen sich 3 Institute mit der Beobachtung des Wasserstandes, dem Wassermassenaustausch durch den Fehmarnbelt, sowie Energie-, Wasser-, Salz- und Eisbilanzen in der Ostsee.

Der Wasserkreislauf wird zu weiten Teilen durch den Niederschlag und die Verdunstung über Land- und Wasserflächen bestimmt. Um genauere Aussagen über die regionale Verdunstung über heterogenen Landflächen machen zu können, findet im Sommer 2003 ein großes Messexperiment in der näheren Umgebung der Station Lindenberg des Deutschen Wetterdienstes statt. Man hofft, aus den Messdaten neuen Erkenntnisse

zur regionalen Verdunstung zu erhalten, das heißt die physikalischen Prozesse auf dieser Skala besser zu verstehen und in den Modellen besser beschreiben zu können. Zusätzlich zu den Sommeraktivitäten wird für die kalte Jahreszeit die Berechnung des Bodenfrosts und der Schneemetamorphose mit einem komplexen Bodenvegetationsschema erforscht.

Zur genaueren Messung des Niederschlags, wird durch eine Kombination neuartiger bodengebundener Sensoren und des neuen Radarverbundes Deutschen Wetterdienstes ein Weg zur Ermittlung genauer Punkt- und Flächenniederschläge über Land und See entwickelt und erprobt.

Abgerundet werden die Arbeiten in diesem Bereich durch zwei Nachwuchsgruppen, von denen sich die eine mit der hyperspektralen Satellitendaten-Analyse über Landoberflächen beschäftigt, und die Andere die Auswirkungen der Kohlenstoff- und Stickstoffflüsse auf den Wasser- und Energiehaushalt der terrestrischen Biosphäre im Einzugsgebiet der Ostsee untersucht.



Abb. 2 Messmast auf der Alkor während einer Messfahrt auf der Ostsee.

Frau Dr. D. Jacob (jacob@dkrz.de) und Herr PD Dr. J. Dippner koordinieren die Arbeiten im DEKLIM – Bereich „Regionale Prozessstudien im Ostseeraum“.

DEKLIM - Bereich „Paläoklima“

R. Schneider

Innerhalb von DEKLIM führt der Bereich „Paläoklima“ Forschungsvorhaben zur Verbesserung unseres Verständnisses über die Klimavariabilität und deren Ursachen in der Erdvergangenheit durch. Dieses Verständnis ist unabdingbare Voraussetzung für das Erkennen der Grundzustände, der langfristigen Abläufe, der Extrembereiche und der sehr schnellen Wechsel im Klimasystem unseres Planeten. Von einzigartiger Bedeutung ist die Paläoklimaforschung für die Unterscheidung zwischen natürlichen und vom Menschen verursachten Klimaänderungen. Nur die Betrachtung einer Vielzahl von unterschiedlichen Klimazuständen über Jahrhunderte bis hunderttausende von Jahren zurück in die Vergangenheit kann eine verlässliche Abgrenzung der anthropogen verursachten Klimaänderungen von den natürlichen Schwankungen liefern. Für die Beschreibung der Bandbreite der Zustände des Klimas in der Vergangenheit werden Zeitreihen unterschiedlichster Paläoumweltparameter, sogenannte Proxydaten, erstellt. Hierbei werden z.B. aus Eiskernen, Jahresringen von Bäumen und Korallen oder aus See- und Meeressedimenten bestimmte physikalische, chemische und isotopische Eigenschaften sowie mineralische und biogene Rückstände analysiert, für die ein direkter Zusammenhang mit klimarelevanten Eigenschaften des Ozeans, der Atmosphäre und der Kontinente (z.B. Temperatur, Vegetation, oder Niederschlagsmenge) bekannt ist. Ein wesentlicher Aspekt für das Klimaforschungsprogramm DEKLIM im Bereich „Paläoklima“ ist hierbei der Grundsatz für alle Forschungsvorhaben, die Untersuchungen von Proxydaten direkt mit Experimenten mit Klimamodellen unterschiedlichster räumlicher und zeitlicher Auflösung zu verbinden. Insgesamt werden zur Zeit 13 Vorhaben innerhalb des DEKLIM Bereich „Paläoklima“ vom BMBF gefördert. Die Schwerpunkte dieser Vorhaben liegen in der:

- Erstellung von hochauflösenden Zeitreihen für Wachstumsraten und Temperaturanzeiger (Sauerstoffisotope) aus Korallenkolonien des subtropischen Nordatlantik (Bermuda);
- Untersuchung von südargentinischen Seesedimenten als Klimarchive und der Modellierung von subtropischen Klimaänderungen über Südamerika;
- Feststellung von weltweiten Mustern in der räumlichen und zeitlichen Klimavariabilität innerhalb der letzten 7000 Jahre aus Paläo-Temperaturdaten und Modellexperimenten;
- vergleichenden Untersuchung von kurz- und mittelfristigen Klimaschwankungen der letzten 12.000 Jahre mit solaren Antriebsmechanismen, rekonstruiert aus ^{14}C und ^{10}Be Isotopenvariationen, Jahrringparametern und stabilen Isotopen in Baumringen;
- Untersuchung und Modellierung der Klimasensitivität und -variabilität von Extremzuständen während der letzten Warmzeit und der letzten Eiszeit;
- Untersuchung und Modellierung der Klimaänderungen am Ende der vorletzten Warmzeit (Eem);

- Modellierung des letzten Eiszeit-Warmzeit-Zyklus mit Klimamodellen, in denen Atmosphäre, Ozean, Meereis und kontinentale Vegetation miteinander gekoppelt sind;
- gezielten Untersuchung von Klimaübergängen zur Erkennung von Ursachen und Rückkopplungsmechanismen für eiszeitliche und heutige Klimaschwankungen;
- Feststellung von Klimaschwankungen während des Spätquartärs in jährlicher bis hundertjähriger Auflösung aus Seesedimenten und Baumjahresringen in den mittleren Breiten (Europa, Afrika und Ostasien);
- Untersuchung und Modellierung von eis- und warmzeitlichen Klimaschwankungen in Beziehung zu Änderungen der Aerosol- und Treibhausgas-Konzentrationen in polaren Eiskernen;
- Benutzung der stabilen Sauerstoffisotope im hydrologischen Kreislauf zur Validierung von Zirkulationsexperimenten für schnelle Klimaänderungen am Ende einer Eiszeit;
- Simulation des europäischen Klimas für den Zeitraum instrumenteller Klimadaten mit Hilfe neuer Verfahren zur Datenassimilierung;
- Quantifizierung der räumlichen und zeitlichen Variabilität von Klima und Klima-Wachstumsbedingungen anhand verschiedener Jahrringproxies von europäischen und afrikanischen Bäumen.

Eine detailliertere Übersicht über die Inhalte und Ziele sowie Informationen über die verwendeten Klimamodelle der unterschiedlichen Vorhaben des DEKLIM-Bereichs „Paläoklima“ sind unter www.deklim.de zu finden. Die Untersuchungsgebiete erstrecken sich weltweit vom Pazifischen über den Atlantischen in den Indischen Ozean, von den Polarregionen der Arktis und Antarktis über die Kontinente Asiens, Europas, Afrikas und Südamerikas. Die dabei untersuchten klimarelevanten Prozesse umfassen die Entwicklung der Eisschilde und Meereisverbreitung, die thermohaline Zirkulation und biologische Produktivität im Ozean, die atmosphärische Zirkulation (Monsun, NAO, AO) und Kohlendioxidkonzentration, die Paläovegetation und der hydrologische Kreislauf auf den Kontinenten sowie die solare Variabilität.

Für alle Vorhaben gelten übergeordnete Fragestellungen, die spezifisch für den Bereich „Paläoklima“ innerhalb des DEKLIM Programms formuliert wurden. Dies sind einerseits die schon erwähnte Untersuchung der natürlichen Klimavariabilität und die Feststellung der jeweiligen Ursache-Wirkungs-Prinzipien sowie die Quantifizierung des Beitrages einzelner Klimafaktoren, die alle zum besseren Verständnis des Klimasystems und zur Identifikation des anthropogenen Anteils beitragen sollen. Andererseits gilt es insbesondere die Klimamodelle weiterzuentwickeln, um verbesserte Vorhersagen für die zukünftige Klimaentwicklung zu treffen. Bei zukünftigen Vorhersagen sollen vor allem die Auswirkungen von globalen, mesoskaligen (Tropen, Subtropen, Polarregionen) und kleinskaligen (einzelne Kontinent- oder Ozeanregionen) klimatischen Veränderungen auf regionale Klimabedingungen und Ökosysteme besser abgeschätzt werden. Als Schlagworte können hierbei, die räumlich-zeitliche Mustererkennung in den globalen Klimatrends auf unterschiedlichen Zeitskalen, die Abgrenzung von kontinuierlichen Veränderungen gegenüber Schwellenwerten für nichtlineare Reaktionen und Extremereignissen sowie die Unterscheidung von internen Rückkopplungs- und externen Antriebsmechanismen gelten.

Fast alle Vorhaben des DEKLIM-Bereichs „Paläoklima“ befinden sich zur Zeit im 2. Jahr der Förderung durch das BMBF. Über den Stand der Forschungsarbeiten und die bisher erreichten Ergebnisse werden die beteiligten Forschergruppen auf dem 1. Statusseminar am 6.-8. Oktober 2003 in Bad Münstereifel berichten. Für weitere Informationen sei der Leser an die Sprecher des Paläoklima-Bereichs (Dr. A. Lücke (a.luecke@fz-juelich.de), Dr. R. Schneider (rschneid@uni-bremen.de) und Prof. Dr. F. Sirocko (sirocko@mail.uni-mainz.de)) oder an den Projektträger DLR Umweltforschung und –technologie des BMBF verwiesen.

DEKLIM- Bereich „ Klimawirkungsforschung“

B. Schuchardt, R. Birner

Da sich langfristige anthropogene Klimaänderungen voraussichtlich nur begrenzt abwenden lassen werden, gewinnen neben der eigentlichen Klimaforschung Untersuchungen zu den Auswirkungen und den möglicherweise erforderlichen Vorsorgemaßnahmen zunehmend an Bedeutung. Es ist deshalb Aufgabe des Bereichs “Klimawirkungsforschung“ innerhalb von DEKLIM, die Auswirkungen von Klimaänderungen (Klimaschwankungen und langfristige Veränderungen) auf ausgewählte natürliche und sozioökonomische Systeme und ihre Wechselbeziehungen zu untersuchen. Dabei geht es nicht nur darum, die Sensitivität dieser Systeme gegenüber einer Klimaänderung zu bestimmen, sondern ganz wesentlich auch darum, ihre Adaptionskapazität zu betrachten, um so frühzeitig Wissen über erforderliche Reaktionsmaßnahmen bereitzustellen und die Grenzen zu bestimmen, oberhalb derer diese Kapazität erschöpft ist. Anders formuliert: es soll in direkter Zusammenarbeit mit den Akteuren vernetztes Orientierungs- und Handlungswissen zum Umgang mit den Auswirkungen eines Klimawandels generiert werden.

Dies erfordert die synoptische Betrachtung der Auswirkungen und Adaptionskapazitäten der natürlichen und der sozioökonomischen Systeme. Deshalb können diese Untersuchungen nur von interdisziplinären Gruppen durchgeführt werden. Innerhalb des DEKLIM-Bereiches „Klimawirkungsforschung“ werden daher nur interdisziplinäre Projektverbünde gefördert, die bereits in der Planungsphase ihre sehr unterschiedlichen Methoden und Modelle so zwischen den verschiedenen Teilprojekten aufeinander abgestimmt haben, dass eine synoptische Analyse der jeweiligen natürlichen und sozioökonomischen Systeme innerhalb jedes Verbundes möglich ist.

Das BMBF fördert insgesamt vier Verbünde, die sehr unterschiedliche Regionen und Aspekte beleuchten, so dass insgesamt ein facettenreiches Bild der Auswirkungen von Klimaänderungen und ihrem möglichen Umgang damit entstehen wird:

IMPENSO: Der Einfluss von ENSO (El Niño - Southern Oscillation) auf die Wasserressourcen und die lokale Bevölkerung in einem Regenwaldrandgebiet Indonesiens
Koordination: Regina Birner, Universität Göttingen

Forschungsziele sind

- die lokale und regionale Ausprägung der globalen Klimavariabilität zu quantifizieren,
- die Folgen für die Wasserversorgung und die Landwirtschaft in der Region zu untersuchen,
- die sozio-ökonomischen Auswirkungen von ENSO auf die ländlichen Gesellschaften zu untersuchen und zu bewerten und
- in einem partizipativen Ansatz Strategien und Politikempfehlungen zu entwickeln, die die Kapazitäten zu einem Umgang mit den Folgen von ENSO verbessern.

INTEGRATION: Integrierte Abschätzung der Änderungen der thermohalinen Zirkulation.
Koordination: Stefan Rahmstorf, PIK, Potsdam

Forschungsziele sind
- die Auswirkungen einer Schwächung oder eines Versiegens der atlantischen thermohalinen Zirkulation auf die Wirkungskette Meereszirkulation, Plankton, Fischvorkommen, wirtschaftliche Nutzung und die Wirkungskette Meereszirkulation, Klimaänderung, Wirtschaftsstruktur, (insbe sondere Landwirtschaft) zu untersuchen, die entlang der Wirkungsketten auftretenden Unsicherheiten zu quantifizieren und einschließlich der Auswirkungen querschnittsorientiert zu bewerten

KRIM: Klimawandel und präventives Risiko- und Küstenschutzmanagement an der deutschen Nordseeküste
Koordination: Michael Schirmer, Universität Bremen;
Bastian Schuchardt, BioConsult Bremen

Forschungsziele sind
- die Konsequenzen eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs und verstärkter Extremereignisse für die Funktionen eines Abschnitts der deutschen Nordseeküste als Natur-, Lebens- und Wirtschaftsraum zu analysieren,
- mögliche Anpassungsmaßnahmen zu konzipieren und in ihren Konsequenzen zu betrachten,
- die Auswirkungen zukünftiger Veränderungen des Küstenraumes für die Empfindlichkeit gegenüber einer Klimaänderung abzuschätzen und
- Handlungsempfehlungen für ein umfassendes Küstenschutz-Risikomanagement unter Unsicherheitsbedingungen zu entwickeln.

Sicherheitsdiagramme: ein innovativer Ansatz zur Abschätzung der Gefährdungen durch extreme Klimaereignisse
Koordination: Joseph Alcamo, Universität GH Kassel

Forschungsziele sind
- die Konzepte von Umweltstress, Anfälligkeit und Krise aus natur- und sozialwissenschaftlichen Perspektiven zu konkretisieren,
- die drei Konzepte im Modell der Sicherheitsdiagramme zu verbinden und
- durch Daten aus drei Modellregionen (Wolgabecken, südliches Portugal, Nordwest-Indien) zu konkretisieren.

Die Laufzeit der Verbünde beträgt zwischen 2 und 5 Jahren; die Verbünde befinden sich derzeit im 2. Jahr der Bearbeitung. Koordinatoren des DEKLIM – Bereichs „Klimawirkungsforschung“ sind Dr. R. Birner (rbirner@gwdg.de) und Dr. B. Schuchardt (schuchardt@bioconsult.de). Zugang zu den Internetpräsentationen aller Verbünde ermöglicht www.deklim.de.

Der Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland

E. Dittmann

Nach der deutschen Einigung 1990 lag es nahe, eine Neubearbeitung von Klimakarten für ganz Deutschland vorzunehmen. Gleichzeitig bot sich an, hierfür den aktuellen, von der WMO empfohlenen Referenzzeitraum 1961-1990 zu verwenden, der außerdem durch eine relative hohe zeitliche und räumliche Stationsdichte ausgezeichnet ist.

Im Laufe des Jahres 1996 konnten die aufwendigen Homogenitätsprüfungen und eventuell notwendigen Korrekturen für alle infrage kommenden Stationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) abgeschlossen werden. Zeitgleich wurde im DWD ein numerisches Verfahren zur räumlichen Darstellung von Klimaparametern entwickelt, das für jedes Klimaelement eine eigene Feinabstimmung benötigt.

Seit 1999 veröffentlicht der DWD den *Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland*, von dem bisher 3 Teile erschienen sind.

Der erste Teil (1999) enthält die Themen

1. Lufttemperatur
2. Niederschlagshöhe
3. Sonnenscheindauer

Der zweite Teil erschien 2001 und befasst sich mit den Klimaelementen

4. Verdunstung
5. Mittleres tägliches Maximum der Lufttemperatur
6. Mittleres tägliches Minimum der Lufttemperatur
7. Kontinentalität

Der dritte Teil (2003) behandelt folgende Klimaparameter:

8. Wolkenbedeckungsgrad
9. Globalstrahlung
10. Mittlere Anzahl von Tagen eines Jahres mit Über- bzw. Unterschreitung von Schwellenwerten der Lufttemperatur und des Niederschlags
11. Ausgewählte pflanzen-phänologische Phasen

Bis auf die Globalstrahlung beruhen alle Klimakarten des Atlasses auf Daten der Messnetze des DWD aus den Jahren 1961-1990. Für die Globalstrahlung wurden Daten des Strahlungsmessnetzes des DWD und des europäischen Wettersatelliten METEOSAT aus dem Zeitraum 1981-2000 verwendet.

Mit Ausnahme der Themen Nr. 7, 10 und 11 wurden alle Klimaparameter als Mittelwerte für die einzelnen Monate, die meteorologischen Jahreszeiten, die Halbjahre Sommer und Winter sowie das Jahr kartenmäßig dargestellt. Pro Parameter ergeben sich somit 19 Klimakarten. Dabei wurde auf farbliche Konsistenz der Klasseneinteilungen für vergleichbare Karten geachtet.

Die Kontinentalität wird als thermische Kontinentalität betrachtet, die durch die maximale Differenz der mittleren monatlichen Lufttemperatur zweier Monate eines Jahres definiert ist. Im Mittel über den 30jährigen Referenzzeitraum ergibt sich daher eine einzige Karte.

Zu jedem Thema des Atlasses gibt es außer den Karten textliche Erläuterungen, die teilweise mit Diagrammen ergänzt sind. Im Vordergrund des Atlasses stehen aber die farblich gestalteten, räumlichen Darstellungen der Klimaparameter im Maßstab 1:2,5 Millionen. Dem entspricht das einheitliche Format der Karten als DIN A3-Blätter.

Dem Teil 3 des *Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland* ist eine CD-ROM beigefügt, die alle bisher erschienen Teile 1-3 enthält. Die Karten auf der CD-ROM wurden nach Scan-Vorlagen im jpg-Dateiformat gespeichert.

Das Werk kann in seinen 3 Teilen einzeln über folgende Adresse bezogen werden:

Deutscher Wetterdienst
Bibliothek
Frankfurter Str. 135
D-63067 Offenbach
Fax: ++49-(0)69-8062-4123
email: irene.kehret@dwd.de

Die Kosten zzgl. Versandkosten und MWSt (z.Z. 7%) betragen für:

Teil 1 mit Ordner (in den auch die Seiten von Teil 2 passen)	□ 50,-
Teil 2 ungebunden	□ 50,-
Teil 2 mit eigenem Ordner	□ 60,-
Teil 3 mit Ordner und CD-ROM	□ 75,-

Als Beispiel einer Klimakarte aus dem Teil 3 ist die Karte Nr. 8.14 (Mittlere Bewölkung im meteorologischen Frühling, d.h. von März – Mai) beigefügt.

Die Bioklimakarte von Deutschland – ein Update

A. Grätz

Bereits im Klimastatusbericht von 1998 wurde in dem Artikel „Das Bioklima in der Bundesrepublik Deutschland“ die Bioklimakarte von Deutschland vorgestellt. Inzwischen wurden der Bezugszeitraum aktualisiert und das zur Beschreibung des Bioklimas verwendete Wärmehaushaltsmodell des Menschen verbessert. Auf dieser Basis wurde die neue Bioklimakarte von Deutschland erstellt.

Dass das Klima für den Menschen eine besondere Bedeutung besitzt, steht außer Frage. Er muss sich mit der Atmosphäre dauernd auseinandersetzen und sich an die Umgebungsbedingungen anpassen; Wohlbefinden, Leistungsfähigkeit und Gesundheit können von diesem Prozess stark beeinflusst sein. Im Allgemeinen besitzt der Mensch eine große Anpassungsfähigkeit an unterschiedliche atmosphärische Bedingungen, wobei die Anpassungsleistungen über autonome Regulationen meist unbemerkt erbracht werden. Zahlreiche epidemiologische Studien belegen aber, dass das Anpassungsvermögen empfindlicher Personen – beispielsweise von Kranken oder Älteren – auch schnell überfordert sein kann. Eine besondere Rolle bei der Anpassung kommt der Thermoregulation zu – insbesondere auch wegen der engen Vernetzung von Thermo- und Kreislaufregulationssystem. Es zeigt sich, dass insbesondere hohe gefühlte Temperaturen also ‚Wärmebelastung‘ starken Stress bedeuten. Kühle Bedingungen dagegen fordern den Organismus im Sinne eines Reizes, der die Regulationsfähigkeit des Organismus trainiert. Sind die Kältereize allerdings zu stark, so besitzen sie ebenfalls einen ungünstigen Einfluss auf den Organismus.

Eine Bioklimakarte sollte folglich für jeden Ort die biometeorologische Anforderungen an das Thermoregulationssystem aufzeigen. Diese lassen sich mit Hilfe von Wärmehaushaltsmodellen des Menschen berechnen. Der DWD wendet routinemäßig das Klima-Michel-Modell an. Es verknüpft alle für den menschlichen Wärmehaushalt relevanten Größen und liefert eine Aussage über das durchschnittliche subjektive thermische Empfinden eines Normmenschen (männlich, 35 Jahre alt, 1,75m groß, 75kg schwer). Abweichend zur ursprünglichen Version dient heute zur Beschreibung die Gefühlte Temperatur in der Maßeinheit Grad Celsius. Ferner wurde zur besseren Erfassung schwül-warmer Bedingungen eine Korrektur nach Gagge (1986) eingeführt.

Für die Darstellung des Bioklimas in Deutschland wurden die 30jährigen Mess- und Beobachtungsdaten der Synop-Stationen des Deutschen Wetterdienstes während des Zeitraums 1971 bis 2000 mit dem Klima-Michel-Modell analysiert und daraufhin untersucht, wie häufig Wärmebelastung im Sommerhalbjahr bzw. Kältereize im Winterhalbjahr im Jahresmittel auftreten. Über ein statistisches Modell, das die geographische Breite und Länge, die Höhe über NN sowie die Geländeform berücksichtigt, erfolgte die Übertragung in den Raum. Die Bioklimakarte zeigt die Sommer- und Wintersituation als Überlagerung, sodass sich für jeden Ort ablesen lässt, wie oft mit Wärmebelastung und Kältereizen trotz jeweils angepasster Bekleidung pro Saison zu rechnen ist. In der Regel bedeuten große Häufigkeiten auch, dass diese Bioklimate im Durchschnitt höhere bzw. geringere Gefühlte Temperaturen aufweisen.

Tritt an einem Ort ‚vermehrt' oder ‚häufig' eine Behinderung der Wärmeabgabe auf, so dominiert die thermische Belastung; sind Kältereize von ‚vermehrt' über ‚häufig', sehr häufig' bis ‚überwiegend' anzutreffen, so prägen zunehmend die thermischen Reizfaktoren das Bioklima. Beim Fehlen oder höchstens gelegentlichen Auftreten von thermischen Extremen steht die Schonung im Vordergrund.

Ein Vergleich der „alten" Bioklimakarte (Klimastatusbericht 1998) mit dem Bezugszeitraum 1951 – 1980 und der hier vorgestellten (Bezugszeitraum 1971 – 2000) ist aufgrund des geänderten Analysemodells (Klima-Michel-Modell) nur mit Vorbehalt zu machen. Dennoch lässt sich sagen, dass die prinzipielle Verteilung von Wärmebelastung und Kältereizen erhalten geblieben ist, die Zahl der Tage mit Wärmebelastung im Mittel aber um ca. 3 Tage zugenommen hat.

Literatur

Gagge, A. P., A. P. Fobelets, L. G. Berglund (1986): A Standard Predictive Index of Human Response to the Thermal Environment . In: ASHRAE Trans., Vol.92, 709-731

Jendritzky, G., A. Grätz, G. Laschewski, G. Scheid (2003): Das Bioklima in Deutschland. Bioklimakarte mit Begleittext und Informationen zur Wohnortwahl. Gütersloh, 21 p.

Jendritzky, G 1998: DWD Klimastatusbericht im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes Offenbach

Über die Verfügbarkeit von bodennahen Klimadaten - das GCOS Basismessnetz für Bodenstationen

S. Rösner

Zusammenfassung

Gemeinsam mit dem japanischen Wetterdienst (JMA) überwacht der DWD seit Anfang 1999 monatlich und weltweit die Verfügbarkeit von bodennahen Klimadaten, insbesondere von den Stationen, die zum GCOS Surface Network (GSN) gehören. Es zeigt sich, dass es zwar eine allgemeine Verbesserung der Verfügbarkeit gibt, diese aber noch lange nicht als befriedigend zu bezeichnen ist. Hinzu kommen große regionale Unterschiede, die die verschiedensten Ursachen haben. Indirekt werden die Resultate der Arbeiten im GSN Monitoring Centre (GSNMC) bei JMA und DWD mittelbis langfristig zu einer Verbesserung der Verfügbarkeit von Klimadaten beitragen, eine unabdingbare Voraussetzung für eine globale Klimaüberwachung. Bei der Suche nach den Ursachen für das Fehlen von Klimadaten zeigt sich, dass neben technischen Schwierigkeiten häufig fehlende Finanzmittel für den langfristigen Betrieb der Stationen Grund für den Ausfall der Meldungen sind.

Ergebnisse des GSNMC fließen unter anderem in Berichte über die globalen Klimabeobachtungssysteme an die Vertragsstaatenkonferenz zur Klimarahmenkonvention ein.

Hintergrund

Seit vielen Jahren wird - nicht mehr nur unter Wissenschaftlern - über das Thema der globalen Klimaänderung diskutiert. Die Möglichkeit, dass sich unser Klima nicht zuletzt durch den Einfluss des Menschen weiter ändern wird und sich bereits geändert hat, führte auch auf politischer Ebene zu Maßnahmen zum Schutz des Klimas. Die wichtigsten Maßnahmen sind die Verabschiedung der Klimarahmenkonvention (KRK) sowie des Kyoto-Protokolls zur Reduzierung von Treibhausgasen.

Da man nur etwas schützen kann, das man auch kennt, werden auch auf dem Gebiet der Meteorologie Anstrengungen unternommen, um dies, wie z. B. in Artikel 2 der KRK unter dem Schlagwort “systematische Beobachtung” gefordert, sicherzustellen. Dabei bedienen sich die Klimatologen weitestgehend der von den meist staatlichen Wetterdiensten in den vergangenen Jahrzehnten betriebenen Messnetze. Da diese im Rahmen der Weltwetterwacht (World Weather Watch, WWW) der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) hauptsächlich für Zwecke der Wettervorhersage eingerichtet und betrieben wurden, genügen sie nicht immer den besonderen Anforderungen der Klimatologen, die unter anderem auf Langfristigkeit und hohen Genauigkeit der Messungen abzielen. Üblicherweise archivieren die Wetterdienste diese Daten, und somit stehen den Klimatologen heute in vielen Teilen der Welt weit zurückreichende Datenreihen zur Verfügung - zumindest im Prinzip. Auf die vielfache Bedeutung von klimatologischen Beobachtungen wird auch Trenbreth et al. (2002) hingewiesen.

Die Anforderungen, die sich aus den unterschiedlichen Nutzergruppen für klimatologische Daten ergeben, sind vielfältig. Um diese besser koordinieren zu können und sicherzustellen, dass, basierend auf den vorhandenen Systemen, diese Anforderungen auch erfüllt werden, wurde 1992 ein globales Klimabeobachtungssystem (Global Climate Observing System, GCOS) etabliert http://www.wmo.ch/web/gcos/ (04/2003). Das GCOS-Sekretariat hat seinen Sitz bei der WMO in Genf. GCOS bedient sich nicht nur der Messnetze der Wetterdienste sondern auch der klimarelevanten Beobachtungen aus dem globalen Ozeanbeobachtungssystem (Global Ocean Observing System, GOOS http://www.ioc.unesco.org/goos/ (04/2003)) sowie der des globalen terrestrischen Beobachtungssystem (Global Terrestrial Observing System, GTOS http://www.fao.org/gtos/ (04/2003)). GOOS und insbesondere GTOS befinden sich noch im Aufbau. Der DWD hat im Herbst 1992 ein nationales Pendant zum internationalen GCOS-Sekretariat eingerichtet, um die internationalen Aktivitäten auf nationaler Ebene zu koordinieren (http://www.klis.dwd.de/int/GCOS/ (04/2003)). Ein nationales Sekretariat für GOOS wurde beim Bundesamt für Seeschiffahrt und Hydrographie (BSH) eingerichtet. Eine nationale Anlaufstelle für GTOS fehlt jedoch.

Um insbesondere die Variable Temperatur auf globaler Ebene überwachen zu können, hat GCOS 1999 ein GCOS Bodenmessnetz (GCOS Surface Network, GSN) definiert. Hierfür wurden weltweit, bei einigermaßen gleichmäßiger Verteilung, über 900 der aus klimatologischer Sicht wichtigsten Beobachtungsstationen ausgewählt. Um die Verfügbarkeit und Qualität der Klimadaten dieser Stationen zu überwachen, wurde 1999 ein GSN Monitoring Centre (GSNMC) eingerichtet, das gemeinsam vom japanischen Wetterdienst (JMA) und dem DWD betrieben wird (Rösner, 1999; Rösner et al. 2000; http://www.gsnmc.dwd.de (04/2003)).

Ergebnisse des GSNMC

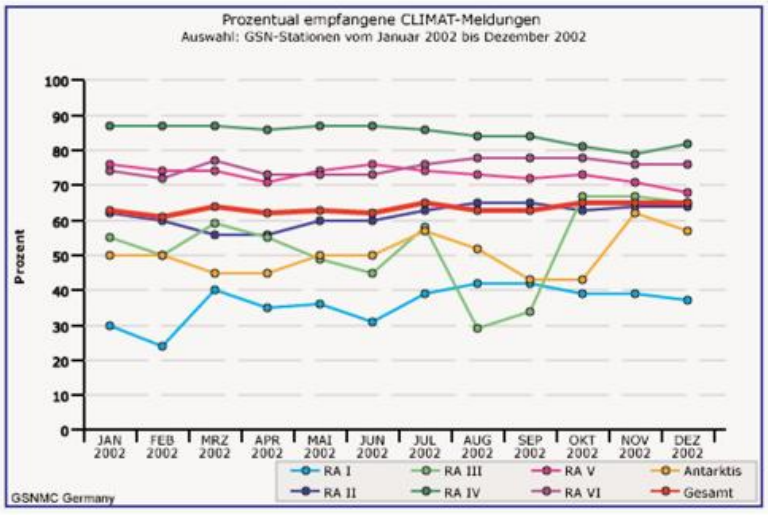


Abb. 1 Verfügbarkeit der GSN-Stationen für verschiedene WMO Regional Assoziationen (RA I: Afrika; RA II: Asien; RA III: Süd-Amerika; RA IV: Nord- und Mittelamerika; RA V: Südwest-Pazifik; RA VI: Europa).

Mittlerweile liegen Ergebnisse dieser Überwachungsaktivitäten seit Januar 1999 vor. Es zeigt sich, dass, obwohl es sich um besonders ausgewählte Stationen handelt, deren Verfügbarkeit in einigen Gebieten alles andere als befriedigend zu bezeichnen ist. Im Rahmen der WMO werden global 6 Regionen (WMO Regional Associations, WMO RAs) unterschieden. Wie Abb. 1 zeigt, gibt es eine große Schwankungsbreite hinsichtlich der Verfügbarkeit in der Anzahl der empfangenen Stationen. Diese reicht von etwa 25 % bis knapp an 90 % heran.

Woran liegt das? Zum Einen hat sich gezeigt, dass ausgewählte Stationen in der Zwischenzeit geschlossen wurden. Zum anderen liegen Probleme im globalen Telekommunikationssystem der WMO (GTS) vor, bei dem die Meldungen von Zentrum zu Zentrum weitergeleitet werden. Diese beiden Probleme lassen sich lösen. Stationen, die schon lange geschlossen sind, wurden inzwischen aus der Liste der GSN-Stationen herausgenommen und, soweit möglich, durch adäquate andere Stationen ersetzt. Fehlern in den Vermittlungslisten wird auf den Grund gegangen. Ganz ausschließen können wird man sie wohl nicht.
Das größte Problem ist jedoch, dass vielen Ländern schlicht das Geld für Personal und/oder Sachkosten zum Betrieb der Stationen fehlt. Teilweise können nicht einmal die Kosten für eine adäquate Anbindung an das GTS aufgebracht werden.

Der Beitrag des Deutschen Wetterdienstes

Der Beitrag des DWD zum GSNMC ist erheblich. Neben dem Betrieb von 3 deutschen Stationen (Hamburg-Fuhlsbüttel, Lindenberg und Hohenpeißenberg) im Rahmen des GSN werden viele Arbeiten des GSNMC vom DWD erledigt. Das beginnt mit der Entwicklung, Pflege und Betrieb der Monitoring Software, der Datenbank mit den Monitoring-Ergebnissen, der Internetseite des GSNMC und endet bei der Qualitätsprüfung der Niederschlagsdaten der GSN-Stationen unter Nutzung der Verfahren des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie (WZN, bzw. Global Precipitation Climatology Centre, GPCC; http://gpcc.dwd.de/ (04/2003)), das ebenfalls vom DWD betrieben wird. Hinzu kommen noch Aktivitäten im Hintergrund, die z. B. dazu dienen, fehlende Meldungen aufzustöbern, bzw. Kontakte herzustellen, um sicherzustellen, dass diese zukünftig regelmäßig vorliegen. Koordiniert werden diese Aktivitäten durch das nationale GCOS-Sekretariat, dass ebenfalls vom DWD betrieben wird.

Folgerungen und Ausblick

Über die Ergebnisse seiner Überwachungsaktivitäten hat das GSNMC in bisher 6 Monitoring Reports berichtet. Seit Ende 2002 werden die Monitoring Resultate monatlich aktualisiert im Internet dargestellt (http://www.gsnmc.dwd.de (04/2003)). Sowohl GCOS als auch die WMO haben Schritte eingeleitet um die technischen Probleme in den Griff zu bekommen. In der WMO wird beispielsweise an der Verbesserung des GTS gearbeitet. GCOS sucht parallel dazu auf regionaler Ebene nach Möglichkeiten, die Klimabeobachtungssysteme zu verbessern. Hierzu dient das GCOS Regional Workshop Programm, das GCOS im Auftrag der Vertragsstaatenkonferenz zur KRK durchführt. Andererseits gibt es Unterstützungsmassnahmen einzelner Nationen. So haben z. B. die USA $4 Mio bereitgestellt, um den Betrieb wichtiger GCOS-Stationen sicherzustellen. Auch der Betrieb des GSNMC durch JMA und DWD dient der Verbesserung der Verfügbarkeit von Daten der Klimabeobachtungssysteme.

In einem größeren Rahmen fließen die Resultate des GSNMC z. B. in den Bericht über die Angemessenheit der globalen Klimabeobachtungssysteme ein (2nd Report on the Adequacy of Global Climate Observing Systems), den das GCOS-Sekretariat derzeit für die 9. Vertragsstaatenkonferenz zur KRK (http://www.unfccc.int (04/2003)) zusammenstellt.

Somit gibt es derzeit auf nationaler, regionaler und internationaler Ebene eine Vielzahl von Aktivitäten, die alle dem Ziel dienen, die Kenntnisse über unser Klimasystem, dessen Vergangenheit aber auch dessen Zukunft, unsere Zukunft, zu verbessern. Der 4. Sachstandsbericht des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) in 2007 wird zeigen, ob die Verbesserung bei den Beobachtungssystemen schon so weit reicht, dass Wissenschaftler neue und verbesserte Kenntnisse über den Zustand des Klimas ableiten können.

Literatur

Trenberth, K., Karl, T. K., and T. W. Spence, 2002: The Need for a Systems approach to Climate Observations. Bulletin of the American Meteorological Society, November 2002, pp. 1593-1602

Rösner, S., 1999: The GCOS Surface Network Monitoring Centre with special emphasis on Precipitation at the Deutscher Wetterdienst. In Klimastatusbericht 1999, S. 124-127

Rösner, S., Fuchs, T. and C. Lefebvre, 2000: The GCOS Surface Network Monitoring Centre (GSNMC) - results for WMO RA VI - Europe -. In Klimastatusbericht 2000, S. 184-187

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

AO	Arctic Oscillation
AOPC	Atmospheric Observation Panel on Climate
AVV-IMIS	Allgemeine Verwaltungsvereinbarung zu IMIS
AWI	Alfred-Wegener-Institut
BALTEX	Baltic Sea Experiment
BfG	Bundesanstalt für Gewässerkunde
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrografie
CCA	Canonical Correlaton Analysis
CDC/NOAA	Climate Diagnostics Center - National Oceanic & Atmospheric Administration
CLIPS	Climate Information and Prediction Service
COF	Climate Outlook Forum
DEKLIM	Deutsches Klimaforschungsprogramm
DIN	Deutsche Industrienorm
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
DU	Dobson Unit
DVWK	Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau
DWD	Deutscher Wetterdienst
ECHAM4/OPY3	European Climate Model
ECSN	European Climate Support Network
EFFS	European Flood forecasting System
ELDAS	European Land Data Assimilation System to predict Floods and Droughts
ENSO	El Nino - Southern Oscillation
EOF	Empirische Orthogonalfunktion
ESA	European Space Agency
EZMW	Europäisches Zentrum für Mittelfris-Wettervorhersage
FCKW	Fluorchlorkohlenwasserstoff
GAW	Global Atmospheric Watch
GCM	Global Circulation Models
GCOS	Global Climate Observing System
GKSS	Gesellschaft für Kernenergieverwertung in Schiffahrt und Schiffbau
GME	Global Model Extended
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment
GOOS	Global Ocean Observing System
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GSN	GCOS Surface Network
GSNMC	GCOS Surface Network Monitoring Centre
GTOS	Global Terrestial Observing System
GTS	Global Telecommunication System
GUAN	Global Upper Air Network
IAR	Institut für atmosphärische Radioaktivität
IGBP	International Geosphere-Biosphere Program
IHDP	International Human Dimensions Program
IMIS	Integriertes Mess- und Informationssystem zur Überwachung der Umweltradioaktivität

IPCC	Intergovermental Panel on Climate Change
JMA	Japanese Meteorological Agency
JPG	Joint Picture Expert Group
KLIWA	Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft
KNMI	Könglich niederländisches Meteorologisches Institut
KRK	Klimarahmenkonvention
LAM	Limited Area Modell
LPDM	Lagrangesches Partikeldispersionsmodell des DWD
LM	(Local Model)
LMU	Library Management Unit
MCSS	Marine Climatological Summary Scheme
MESZ	Mitteleuropäische Sommerzeit
METEOSAT	Meteorological Satellite
MEZ	Mitteleuropäische Zeit
MLR	multiple lineare Regression
MPI	Max-Planck-Institut
NAO	North-Atlantic-Oscillation
NCAR	National Centre for Atmospheric Research
NCDC	US National Climatic Data Centre
NCEP	National Centre for Environment Prediction
nFK	nutzbare Feldkapazität
NMHS	National Meteorological and Hydrological Service
NOAA-CPC	National Oceanic & Atmospheric Administration - Climate Prediction Centre
OWLK	Objektive Wetterlagenklassifikation
PARK	Programmsystem zur Abschätzung und Begrenzung radiologischer Konsequenzen
PIK	Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung
QBO	Quasi-Biannual-Oscillation
RA	Redundanzanalyse
RA	Regional Association
RCC	Regional Climate Centre
REMO	Regional Model
RH	relative humidity
RPCA	Rotated Principle Component Analysis
SAF	Satellite Application Facility
SIP	Seasonal to Interanual Prediction
SST	Sea Surface Temperature
StrVG	Strahlenschutzvorsorgegesetz
SVP	(Singularitätswertzerlegung)
UTC	Co-ordinated Universal Time
UV	ultra-violett
VOSClim	Volunteer Observing Ship for Climate
WCRP	World Climate Research Programme
WHO	World Health Organisation
WMO	World Meteorological Organisation
WWW	World Weather Watch
WWW	World Wide Web
WZN	Weltzentrum für Niederschlag

Autorenverzeichnis

NAME	ANSCHRIFT	EMAIL
Albrecht, Franz. M.	Programm-und Gutachtenservice Mainkurstr. 6 60385 Frankfurt	franz.m.albrecht@t-online.de
Bartels, Helene	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	helene.bartels@dwd.de
Beck, Christoph	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	christoph.beck@dwd.de
Becker, Paul	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 76 20359 Hamburg	Paul.Becker@dwd.de
Dr. Berz, Gerhard	Münchner Rückversicherungsgesellschaft Leopoldstr. 36 80791 München	gberz@munichre.com
Dr. Birner, R.	Institut für rurale Entwicklung Universität Göttingen Waldweg 26 37073 Göttingen	rbirner@gwdg.de
Bissolli, Peter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	peter.bissolli@dwd.de
Claude, Hans	Deutscher Wetterdienst Meteorologisches Observatorium Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	hans.claude@.dwd.de
Prof. Dr. Cubasch, Ulrich	Meteorologisches Institut Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10 12165 Berlin, Berlin Germany	cubasch@zedat.fu-berlin.de
Dietzer, Bernd	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Bernd.Dietzer@dwd.de
Dr. Dittmann, Ernst	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	ernst.dittmann@dwd.de
Fichter, Christine	DLR-Institut für Physik der Atmosphere Oberpfaffenhofen 82234 Wessling	Christine.fichter@dlr.de
Dr. Fricke, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Meteorologisches Observatorium Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	wolfgang.fricke@dwd.de
Grätz, Angelika	Deutscher Wetterdienst 79104 Freiburg Stefan-Meier-Straße 4	angelika.Graetz@dwd.de
Dr. Grieser, Jürgen	Deutscher Wetterdienst Frankfurterstr. 135 63067 Offenbach	juergen.grieser@dwd.de
Haßler Birgit	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	birgit.hassler@dwd.de

NAME	ANSCHRIFT	EMAIL
Dr. Jakob, Daniela	DKRZ Bundesstr. 55 20146 Hamburg	Jacob@dkrz.de
Köhler Ulf	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	Ulf.Koehler@dwd.de
Lefebvre, Christiana	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 76 20359 Hamburg	christiana.lefebvre@dwd.de
Dr. Löpmeier, Franz Josef	Deutscher Wetterdienst Bundesallee 50 38116 Braunschweig	franz-josef.loepmeier@dwd.de
Dr. Lucht, Wolfgang	Potsdam Institut für Klimafolgenforschung Telegrafenberg A31 14473 Potsdam	Wolfgang.Lucht@pik-potsdam.de
Dr. Matulla, Christoph	Institut für Küstenforschung, GKSS Forschungszentrum Max-Planck-Straße 1 21502 Geesthacht	Matulla@gkss.de
Müller-Westermeier, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	gerhard.müller-westermeier@dwd.de
Nitsche, Helga	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	helga.nitsche@dwd.de
Penlap, E. K.	Institut für Küstenforschung, GKSS Forschungszentrum Max-Planck-Straße 1 21502 Geesthacht	Penlap.gkss.de
Dr. Rapp, Jörg	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	joerg.rapp@dwd.de
Riecke, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 76 20359 Hamburg	Wolfgang.Riecke@dwd.de
Rösner, Stefan	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	stefan.roesner@dwd.de
Dr. Rudolf, Bruno	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	bruno.rudolf@dwd.de
Prof. Dr. Sausen, Robert	DLR-Institut für Physik der Atmosphäre Oberpfaffenhofen 82234 Wessling	robert.sausen@dlr.de
Schanz, Lars-Christian	DLR - Projektträger des BMBF Umweltforschung und -technik Godesberger Allee 119 D-53175 Bonn	lars.schanz@dlr.de
Schneider, R.	Klagenfurter Straße , Gebäude GEO	rschneid@uni-bremen.de

NAME	ANSCHRIFT	EMAIL
Dr. Schuchardt, Bastian	BioConsult Schuchardt & Scholle GbR Reeder-Bischoff-Str. 54 28759 Bremen	schuchardt@bioconsult.de
Dr. Steinbrecht, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Meteorologisches Observatorium Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	wolfgang.steinbrecht@dwd.de
Dr. Steinkopff, Thomas	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	thomas.steinkopff@dwd.de
Prof. Dr. von Storch, Hans	Institut für Küstenforschung, GKSS Forschungszentrum Max-Planck-Straße 1 21502 Geesthacht	storch@gkss.de
Dr. Tinz, Birger	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	birger.tinz@dwd.de
Wagner, Volker	Deutscher Wetterdienst Jenfelder Allee 70a 22043 Hamburg	volker.wagner@dwd.de
Werscheck, Martin	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	martin.werscheck@dwd.de
Dr. Winkler, Peter	Deutscher Wetterdienst Meteorologisches Observatorium Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	Peter.Winkler@dwd.de
Zimmermann, Lothar	Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft Lazarettostr. 6 80636 München	Lothar.zimmermann@lfw.bayern.de

Impressum

Deutscher Wetterdienst
Referat „Grundlagen der Klimaüberwachung“
Frankfurter Str. 135
Postfach 10 04 65
63004 Offenbach
Stand April 2003

Redaktion:

Martin Werscheck
e-mail:martin.werscheck@dwd.de

Patricia Willing
e-mail: patricia.willing@dwd.de

INDEX

A
Aerosolbelastung 47
Aerosolen 25
Ährenschieben 104
Anna 90, 130
Apfelblüte 104
Arctic Oscillation 45, 49
Atmosphäre 165
Wassergehalt der 165
Atombombenversuche 63
Ausbreitungsprognosen 67
Azorenhoch 32, 33

B
BALTEX 193
Baumringen 195
Benetzungszeiten 98
Bioklimakarte 202
Biosphäre 7
Bodenfeuchte 96
Monatliche Abweichung 96
Bodenfeuchten 92
Bodenfrosteindringtiefen 92, 99
Anzahl Tage 99
Bodentemperaturen 92, 98
Mittlere 98

C
Chlorbelastung 47, 105
stratosphärische 47

D
Dalton-Minimum 9
Dobson 42
downscaling 19, 20, 22, 29, 51, 52
statistisches 20, 22
Dynamisches 20, 52
Empirisches 20, 29, 52

E
Earth Simulator 15
Eem 195
Eigenvektoren 46
Eintrittswahrscheinlichkeit 143
Eisbildung 90
Eisheiligen 88, 93, 94
Eiskappe 14
südpolare 14
Eiskernen 196
polare 196
Eistage 88
Zahl der 88
Eiszeit 195
Eiszeit-Warmzeit-Zyklus 196
El Chichon 105, 48
El Niño 198
Elbe 180
Elbehochwasser 165, 171
Erdsystem-Modell 15
Erwärmung 32
rezente 32
Extremereignisse 186
Zunahme der 186
Extremniederschläge 141
Extremwertstatistik 141

F
Fallzahlen 93
Frosttage 88
Zahl der 88

G
Gebietsniederschläge 184
maximierte 184
Gesamtozonabnahme 48
Gletscher 14
Globalstrahlung 80, 200
Großwetterlagen 165
Klassifikation von 165

H
Hauptkomponentenzerlegung 46
high index-Situation 32
Hitzewelle 94
Hochwasser 185
Häufigkeit von 185
Hochwasserereignisse 141
Hochwasserschäden 172
Hydrosphäre 7

I
IGBP 15
IHDP 15
Islandtief 33
Island-Zyklone 32
Isotope 63
künstliche 63
radioaktive 63

J
Jahreszeitenvorhersage 17
Jahrhunderthochwasser 89, 141, 172, 185
Jeanett 90
Jennifer 90

K
Kernkraftwerksüberwachung 64
Kleinen Eiszeit 8, 9
Klimaänderung 44, 183, 204
troposphärisch 44
Klimaänderungen 198
anthropogen 198
Klimaatlas 200
Klimaentwicklung 8
globale 8
Klimaerwärmung 151, 165
Klimaforschung 188
Klima-Michel-Modell 202
Klimarahmenkonvention 204
Klimaschutzmaßnahmen 188
Klimasystem 188
Klimatrend 184
Klimaüberwachung 204
global 204
Klimaveränderung 49, 164
troposphärisch 49
Klimawandel 106, 188
Kohlendioxid 12

Kontinentalität 201
thermisch 201
Korallenkolonien 195
Korrelationsanalyse 29
kanonischer 29
Kreislauf 196
hydrologischen 196
Kryosphäre 7
Kyoto-Protokoll 204

L
Leitszenarien 12
low index"-Situationen 32

M
Markov-Kette 21
Maunder Minimum 8, 9, 10
spätes 8, 9
Meeresspiegel 14
Meeresspiegelanstiegs 199
Meereszirkulation 199
Mittlere Ozonprofile 42
Monsun 196

N
NAO_Anomalien 37
NAO_Fernwirkungspotenzial 37
NAO_Index 33
NAO_Winterindex 38
Neuronale Netze 23
Niederschlagsdauerstufen 154
Niederschlagshöhe 81
mittlere jährlich 81
Nord-Atlantik-Oszillation 49, 32

O
Orkane 90
Orkantief 130
Orthogonalfunktion 32
Empirische 32
Ostwindzirkulation 116
sommerliche 116
stratosphärische 116
Oszillation 47, 105
quasi zweijährige 105, 47
Ozon 47
stratosphärisches 47
Ozonabbau 49, 106
stratosphärisch 49
Ozonabnahme 44, 49
langfristige 44
über Mitteleuropa 49
Ozongesamtsäule 42
Ozonloch 43, 108
polares 43
Ozon-Miniholes 106
Ozonmischungsverhältnis 42
Ozonprofil 42
mittlere 42
Ozonschicht 42, 49, 105
Dicke der 42
Ozonschwankungen 48
meteorologisch bedingt 48
Ozonverlust 44
stratosphärischem 44
Ozonverteilung 108
antarktische 108

P
Paläo-Temperaturdaten 195
Paläovegetation 196
Pedosphäre 7
Penman-Verdunstung 97
Pflanzenkrankheiten 93, 98
witterungsbedingte 93
Pinatubo 48, 105
Polar-Eurasia Index 46
Polar-Eurasia Muster 45, 49
Polarwirbel 46, 47
Ozonabbau 47
stratosphärischer 46, 47
Treibhausgase 46
Wellen 47

R
Radarverbund 194
Radioaktivität 62, 63
natürliche 63
Radioaktivitätsmessnetz 62
Radioaktivitätsüberwachung 63
Radionuklide 68
künstliche 68
Radiosondenmessungen 116
Rain-Out 63
Reaktorunfälle 63
Regional Climate Centre 61
Rekordniederschlag 180
Rekordniederschläge 182
Weltweit gemessene 182
Rheinhochwasser 148
Rosskastanie 104

S
Schafskälte 88
Schneeglöckchenblüte 101
Schwingung 35
quasi-zweijährige 35
Sommertage 88
Anzahl der 88
Sonnenfleckenaktivität 8
Sonnenscheindauer 79
Sonnenzyklus 48
11-jährige 48
Spurengase 191
anthropogen 191
Spurenstoffkreisläufe 15
SRES-Emissionsszenarien 9, 12, 13
Starkniederschlag 89, 141, 151, 165, 186
Häufigkeit von 165
Zunahme von 186
Starkniederschlagshöhe 152
Starkniederschlagsintensität 152
Stationarität 141
Strahlenschutzverordnung 64
Strahlenschutzvorsorgegesetz 67
Strahlung 63
kosmische 63
Strahlungsmessnetz 200
Stratosphäre 15, 42, 105, 116
Zirkulation in der 116

Stratosphärenerwärmung 108
Stratosphären-Troposphären Kompensation 43
Sturmtief Anna 124
Sturmtief Jennifer 124
Sturzfluten 184
sudden major warming 108
Sulfat-Aerosole 11

T
Telekonnektionen 46
Temperaturprognosen 13
Thermopluviogramm 79
Thermoregulation 202
Tiefenwasserbildung 192
Transferfunktionen 22
Treibhauseffekt 8, 49
Treibhausgas 8, 11, 25, 192, 204
anthropogen 192
Trockenschäden 94
Tropopause 106
Anhebung der 106
Tropopausenhöhe 42, 49
Troposphäre 44, 106, 110
Erwärmung der 44
Erwärmung der freien 106
Feuchtegehalt der 110
Tschernobyl 62

U
Umweltradioaktivität 67
UV-Belastungen 106

V
Variabilität 196
solar 196
Vb-Tief 173, 174, 175, 179
Vb-Zyklone 184
Vegetationsbeginn 95
Vegetationsruhe 94
Verweilzeit 21
Vorfrühlingsphasen 101
Vulkanausbruch 47, 105
Vulkanismus 8

W
Wärmebelastung 202, 203
Wärmehaushaltsmodell 202
Warmzeit 195
Wash-Out 63
Wasser 14
Wärmeausdehnung des 14
Wasserdampfgehalt 13
Wasserkreislauf 3, 165
Wasserkreislaufs 186
Intensivierung des 186
Wassertemperaturen 90
Jahresgang der 90
Wellen 32, 108
lange 32
planetare 47, 108
Weltwetterwacht 204
Westwetterlagen 36
Häufigkeit der 36
Wettergeneratoren 21
Wetterklassen 22
Wetterlagenklassifikation 52, 54, 110
objektiv 54, 110
Wiederkehrzeit 141, 183
Atlas 183
Witterungsverlauf 81

Z
Zerfall 63
radioaktiver 63
Zirkulation 32, 46, 49, 196, 199
atmosphärische 46
thermohaline 32, 196, 199
troposphärische 49
Zirkulationsindize 44, 46
Zirkulationsmoden 46
Zirkumpolarwirbel 32
Zonalindex 33, 39
hemisphärische 33
Zonalzirkulation 32
Zyklonalität 110
Zyklus 105
solarer 105

Gesamtübersicht der Artikel in den Klimastatusberichten 1997 - 2001

KSB 1997

Klimaüberwachung beim DWD -aktuelle Aktivitäten und Tendenzen-
P. Hechler

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland
P. Fuchs, G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Die Witterung in Deutschland im Jahre 1997
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Deutsche Küstengebiete
Lefebvre

Zwei außergewöhnlich starke Regenepisoden als Ursache des Oderhochwasers im Juli 1997
T. Fuchs, J. Rapp

Hydrometeorologische Aspekte des Sommerhochwassers der Oder 1997
G. Malitz, T. Schmidt

Niederschlagsmonitoring des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie im DWD
B. Rudolf

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Entwicklung des atmosphärischen Ozons
H. Claude, U. Köhler

Objektive Wetterlagenklassifikation
E. Dittmann

Phänologie
W. Trampf, W. Janssen

Klima aus erster Hand
S. Rösner

Aufbereitung langer meteorologischer Meßreihen für klimatologische Zwecke
J. Herzog, G. Müller-Westermeier

The Use of Satellite Data for Climatological Applications:The Satellite Application Facility on Climate Monitoring
P. Hechler, M. Werscheck

KSB 1998

Einwirkungen von Klimaänderungen auf die Gesundheit des Menschen in Mitteleuropa
G. Jendritzky

Beobachtete Trends der Lufttemperatur und der Niederschlagshöhe in Deutschland
J. Rapp

Ursachen der Lufttemperaturvariationen in Deutschland 1865 – 1997
A. Walter, C.-D. Schönwiese

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil II, Grasreferenzverdunstung)
G. Müller-Westermeier

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Die Witterung in deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Die phänologische Entwicklung
W. Trampf, W.Jansen

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude, W. Steinbrecht

Objektive Wetterlagenklassifikation
P, Bissolli, E. Dittmann

Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Auswertung von Gebietsniederschlägen für die Gesamt-Einzugsgebiete großer Flusssysteme
B. Rudolf, J. Rapp

Starkniederschläge im Oktober
T. Fuchs J. Rapp, B. Rudolf, E. Dittmann, G. Müller-Westermeier

Niederschlagsanalysen des WZN am Beispiel des El Nino Ereignisses 1997/98
T. Fuchs, B. Rudolf, U. Schneider

Numerical Production of Climatic Maps for Parameters with Significant Correlation to Topography
G. Müller-Westermeier

Das Bioklima in Deutschland
G. Jendritzky

KSB 1999

Orkantief „Anatol“ vom 3./4. Dezember 1999
Ch. Lefebvre

Orkantief Lothar vom 26.12.1999
G. Müller-Westermeier

Häufigkeit von Sturmböen in den letzten Jahren
U. Otte

Niederschlagsanalyse zum Pfingsthochwasser 1999 im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee
T. Fuchs, J. Rapp , B. Rudolf

Starkniederschlag in Deutschland - Messergebnisse, statistische Auswertungen, Schätzungen
G. Malitz

Kommen Westwetterlagen häufiger vor als früher ?
P. Bissolli

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil III)
G. Müller-Westermeier

Thermopluviogramm
E. Dittmann

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, G.Czeplak

Die Witterung in den deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Die agrarmeteorologische Situation
F.-J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung
W. Trampf

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude

Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E.Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Veränderungen der phänologischen Jahreszeiten
A. Menzel

Eine erweiterte Definition des Begriffes ‚Trend‘ in der Klimadiagnose
J. Rapp

Wie erkennt man signifikante Klimaänderungssignale?
F.-W. Gerstengarbe, H. Österle , P. C. Werner

Naturkatastrophen und Klimaänderung - Befürchtungen und Handlungsoptionen der Versicherungswirtschaft
G. Berz

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland
E. Dittmann

The GCOS Surface Network Monitoring Centre with special emphasis on Precipitation at the Deutscher Wetterdienst (DWD)
S. Rösner

Training Workshop of the Satellite Application Facility on Climate Monitoring
P. Hechler

KSB 2000

Aerologischer Schichtaufbau der Atmosphäre und Trends über Lindenberg
U. Leiterer, H. Dier, W. Adam

Bodengebundene Fernerkundungssysteme zur Vertikalsondierung aerologischer Parameter für operationelle Anwendungen
H. Steinhagen

Routinemäßige aeroklimatologische Produkte des Deutschen Wetterdienstes
H. Nitsche

Geschichte der Aerologie in Deutschland
H. Nitsche, A. Jaeger

Trenduntersuchungen der Temperatur in 500 und 50 hPa für verschiedene Zeiträume ab 1961
H. Nitsche

Beobachtungen dynamischer und thermodynamischer Variablen in der Atmosphäre auf Basis von Radiosondenaufstiegen
A. Hense, R. Hagenbrock, M. Göber, F. Ament

Austausch von Luftmassen durch die Tropopause
Ebel, J. Kowol-Santen

Die Rolle der Stratosphäre für das Klimasystem
K. Labitzke

Trends in der Meso- und Thermosphäre
J. Bremer

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, A. Kreis

Die Witterung in den deutschen Küstenge - bieten
Ch. Lefebvre

Monatliche Temperaturabweichungen vom Referenzzeitraum 1961-1990
R. Ullrich, J. Rapp

Die agrarmeteorologische Situation
F.-J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung
W. Trampf

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude

Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E. Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Extreme Niederschlagsdargebote aus Regen und Schneeschmelze für Deutschland
Th. Günther, H. Matthäus

Starkniederschläge im Herbst 2000 in Europa
T. Fuchs

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil IV)
Das Andauerverhalten der Schneedecke
M. Rachner, G. Schneider, H. Matthäus

Langzeitänderungen der Wassertemperatur an der deutschen Ostseeküste
P. Hupfer, B. Tinz

Langfristige Abnahme der Globalstrahlung
S. Trepte, P. Winkler

Vulkanismus und Klima
P. Bissolli

Probleme bei der Analyse von Klimatrends auf der Basis von Stationszeitreihen
J. Rapp

Projekt für freiwillig wetterbeobachtende Schiffe (VOS) Projekt: Klima Auswahl (VOSCLIM)
V. Wagner

The GCOS Surface Network Monitoring Centre (GSNMC) - results for WMO RA VI - Europe-
S. Rösner, T. Fuchs, Ch. Lefebvre

CM-SAF Training Workshop in Dresden
P. Hechler

Klimaaatlas Bundesrepublik Deutschland Teil 2
G. Müller - Westermeier

KSB 2001 inkl. CD-Rom

Das Klima in Deutschland
G. Müller-Westermeier

Die bodennahe Lufttemperatur und der Niederschlag im 20. Jahrhundert dargestellt anhand von Karten
G. Müller-Westermeier, A.Kreis

Extreme Wetter- und Witterungsereignisse im 20. Jahrhundert
P. Bissolli, L. Göring, Ch. Lefebvre

Wetterlagen und Großwetterlagen im 20. Jahrhundert
P. Bissolli

Aerologische Auswertungen: Darstellungen und Interpretationen der Daten ausgewählter deutscher Radiosondenstationen der letzten 50 Jahre
H. Nitsche

Zum Gletscherverhalten in den Alpen im zwanzigsten Jahrhundert
H. Escher-Vetter

Beispiele phänologischer Reihen des 20. Jahrhunderts
A. Menzel, A.-J. Testka

Langzeitverhalten hydrometeorologischer Größen
B. Dietzer, Th. Günther, A. Klämt, H. Matthäus, T. Reich

Verteilung der mittleren Niederschlagshöhen in Europa im letzten Jahrzehnt des 20. Jahrhunderts im Vergleich zur Normalperiode 1961 bis 1990
B. Rudolf, J. Grieser, U. Schneider

Extremwertstatistische Auswertungen von Tageswerten der Niederschlagshöhe
G. Malitz, H. Ertel

Simulationen des Winterklimas des 20. Jahrhunderts mit dem Modell ECHAM4
A. Hense, H. Paeth, S. Klink

Klimatrends in Deutschland
G. Müller-Westermeier

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak, A. Kreis

Das Klima in den deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Monatliche Temperaturabweichungen vom Referenzzeitraum 1961-1990
R. Ullrich

Die agrarmeteorologische Situation im Jahr
F. - J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung im Jahr
G. Müller-Westermeier

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude, W. Steinbrecht, U. Köhler, B. Haßler

Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E. Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Regionale Klimatrends in Deutschland im 20. Jahrhundert
J. Rapp

Klimatypänderungen in Deutschland im 20. Jahrhundert
P.C. Werner, F.-W. Gerstengarbe, H. Österle

Die mittleren klimatischen Bedingungen Teil (V) Phänologie und ihre Bedeutung für die Klimaüberwachung
G. Müller-Westermeier

Die Entwicklung der Sturmhäufigkeit in der Deutschen Bucht zwischen 1879 und 2000
H. Schmidt

Langzeitänderungen im ufernahen Bereich der deutschen Ostseeküste
P. Hupfer, B. Tinz

Extremwertkarte des 20. Jahrhundert

Lufttemperaturen über der Deutschen Bucht im 20. Jahrhundert
Ch. Lefebvre

Die Säkulare Klimareihe von Potsdam
A. Lehmann

Das Klima der Stadt Halle (Saale) nach den Wetterbeobachtungen 1901 bis 2000
U. Wendling

Betrachtungen zum Klimawandel am Hohenpeißenberg
W. Fricke, M. Kronier

Evapotranspirations- und Versickerungsverhalten sowie Häufigkeit von Boden- dürren im Mitteldeutschen Trockengebiet unter Berücksichtigung von Substrat und Bewuchs.
J. Müller, P. Jörn, A. Schumann, H. Schellin

Niederschlagsanalyse zum Weichselhochwasser im Juli 2001 mit Vergleich zum Oderhochwasser 1997
T. Fuchs, B. Rudolf

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland Teil 3
E. Dittmann

The European Climate Support Network (ECSN): A framework for future European cooperation
P. Hechler, V. Vent-Schmidt

Deutscher Wetterdienst

Klimastatusbericht 2003



Der Hitzesommer 2003

Vier Milliarden Jahre Klimageschichte im Überblick

Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings

Herausgeber und Verlag
Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach

Postfach 10 04 65
63004 Offenbach

Der Klimastatusbericht im Internet:
http://www.ksb.dwd.de

ISSN 1437 - 7691
ISSN 1616 - 5063 (Internet)
ISBN 3-88148-394-2

Urheberrecht
Alle Rechte an den hier präsentierten Informationen liegen, soweit nicht anders vermerkt, beim DWD.
Die Nutzung der nachfolgenden Informationen bzw. Teilen davon ist nur unter Nennung des Quellenhinweises „Deutscher Wetterdienst“ gestattet.
Eine kommerzielle Nutzung ohne ausdrückliche Genehmigung ist untersagt.

Zum Titelbild

Das Titelbild zeigt die Verschiebung der Kontinente und die Eisbedeckung im Verlaufe eines Teils der Erdgeschichte und wurde uns von Herrn Prof. Dr. Wolfgang Oschmann zur Verfügung gestellt.

Liebe Leserin, lieber Leser



The Day After Tomorrow – so heißt der Film vom Starregiesseur Roland Emmerich, der das Bild einer plötzlich hereinbrechenden Klimakatastrophe beschwört: Die Megapole New York versinkt in Schnee und Eis und mit ihr die Welt.

Es ist nicht die Frage, ob hier ein realistisches Szenario gezeichnet wird. Wenn Klimatologen vom „plötzlichen Klimawandel" reden, dann denken sie gewöhnlich in Zeitskalen von Jahren, Jahrzehnten und Jahrhunderten und nicht in Stunden, Tagen oder Wochen. Es ist in der dramaturgischen Umsetzung des Filmthemas auch weniger die Frage, ob eine neue Eiszeit oder Warmzeit ansteht. Bemerkenswert genug ist die Tatsache, dass die Themen *Klima* und *Klimaänderung* noch immer Themen an sich sind, welchen das Potenzial zugesprochen wird, Scharen von Kinogängern zu mobilisieren.

Klimawandel hat es immer gegeben und wird es immer geben. Die Artikel zum Themenschwerpunkt *Paläoklimatologie* in dieser Ausgabe des Klimastatusberichts belegen dies eindrucksvoll. Ob dieser Wandel zur Katastrophe wird, hängt wesentlich davon ab, ob die vom Klimawandel betroffenen Systeme sich ausreichend schnell an die Änderungen anpassen können oder nicht. Und dies ist, trotz oder gerade wegen unserer komplexen, hochgradig technisierten und damit vulnerablen Umwelt, nicht notwendigerweise gegeben.

Haben wir im Jahr 2002 noch über das „Jahrhundertereignis" Elbehochwasser mit seinen milliardenschweren Begleitkosten berichtet, so steht für 2003 der Hitzesommer im Brennpunkt, der in Europa schätzungsweise 25 000 bis 35 000 Tote und einen (volkswirtschaftlichen) Schaden verursacht hat, der die Schäden des Elbehochwassers deutlich übersteigt. In mehreren Beiträgen wird dieser außerordentliche Sommer 2003 klimatologisch analysiert und aus medizinmeteorologischer und agrarmeteorologischer Sicht bewertet.

Was ist also los mit unserem Klima? Können wir etwas tun? Die Antwort kann und darf nur lauten: Ja – wir müssen etwas tun und zwar zum einen gilt es den anthropogenen Anteil an der Klimaänderung drastisch zu reduzieren und zum anderen müssen wir uns anpassen (...und hoffen, dass sich die Systeme, von denen wir abhängig sind, ebenfalls hinreichend schnell anpassen werden).

Nun, ich wünsche Ihnen, wie schon in den Ausgaben zuvor, eine interessante, informative und spannende Lektüre der nachfolgenden Artikel und wir würden uns sehr über Anregungen und Kommentare von Ihnen freuen.
Herzlichen Dank, Ihr



Martin Werscheck
Referat „Satellitengestütztes Klimamonitoring"

Inhaltsverzeichnis

7 **Vier Milliarden Jahre Klimageschichte im Überblick**
W. Oschmann

25 **Klimaentwicklung in Europa während der letzten Warmzeit**
(126.000 – 115.000 Jahre vor heute)
T. Litt

35 **Das Klima der letzten 11.000 Jahre**
R. Schneider, G. Lohmann

55 **Zur Temperatur- und Hochwasserentwicklung der letzten 1000 Jahre in Deutschland**
R. Glaser, Ch. Beck, H. Stangl

68 **Die Historische Phänologische Datenbank des Deutschen Wetter - dienstes**
Ch. Polte-Rudolf

71 **Die Witterung in Deutschland**
G. Müller-Westermeier, W. Riecke

79 **Das Klima in den deutschen Küstengebieten**
Ch. Lefebvre

84 **Die agrarmeteorologische Situation**
F. - J. Löpmeier

94 **Die phänologische Entwicklung**
G. Müller-Westermeier

97 **Entwicklung der Ozonschicht**
H. Claude, W. Steinbrecht und U. Köhler

101 **Objektive Wetterlagenklassen**
P. Bissolli, E. Dittmann

108 **Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre**
H. Nitsche

115 **Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa**
B. Rudolf

123 **Statistisch-klimatologische Analyse des Hitzesommers 2003 in Deutschland**
C.-D. Schönwiese, T. Staeger, S. Trömel, M. Jonas

133 **Hydroklimatologische Einordnung der in Europa extremen Jahre 2002 und 2003**
B. Rudolf

142 **Die Trockenperiode des Jahres 2003 in Deutschland im Kontext langzeitlicher Niederschlagsvariabilität**
Ch. Beck, J. Grieser, S. Trömel

152 **Die Auswirkungen der Hitzewelle 2003 auf die Gesundheit**
Ch. Koppe, G. Jendritzky, G. Pfaff

163 **Das Trockenjahr 2003 aus agrarmeteorologischer Sicht**
F. J. Löpmeier

170 **RA VI CLIPS Workshop and Regional Climate Centres: Further steps to improve climate services**
P. Hechler

172 **CM-SAF Initial Operations started**
P. Hechler, M. Werscheck

174 **The GSNMC – an update**
Stefan Rösner

177 Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

179 Autorenverzeichnis

182 Impressum

183 Index

186 Gesamtübersicht der Artikel in den Klimastatusberichten 1997 - 2002

1 Titelbild

2 Zum Titelbild

3 Vorwort

4 Inhaltsverzeichnis

Vier Milliarden Jahre Klimageschichte im Überblick

W. Oschmann

Unser heutiges Klima ist nur eine Momentaufnahme. In der Erdgeschichte gab es Phasen mit extremem Treibhausklima und globalen Vereisungen. Die Klimaentwicklung wurde und wird maßgeblich von der Menge der Sonnenstrahlung, der Zusammensetzung und Zirkulation der Atmosphäre, der Größe und Lage der Kontinente und Ozeane, den polaren Eiskappen (falls vorhanden) und der Größe und Aktivität der Biosphäre (einschließlich des Menschen) geprägt (Abb. 1). Atmosphärenwissenschaftler können heute diese Einflussgrößen und ihre Wechselwirkungen messtechnisch erfassen. In der Vergangenheit sind viele dieser Faktoren nicht oder nur bedingt zugänglich und müssen über Proxi-Daten (Näherungsdaten; siehe Boxen im Text) oder deduktiv erschlossen werden. Dabei spielen besonders die langfristigen Veränderungen im Kohlenstoffkreislauf eine große Rolle. Vor allem in der frühen Erdgeschichte ist daher die Rekonstruktion des Klimas schwierig, weil nur wenige Proxi-Daten verfügbar sind. In den letzten Jahrzehnten wurden die Aktivitäten im Bereich Paläoklimaforschung intensiviert, sodass heute eine zusammenfassende, qualitative Darstellung der Klimaentwicklung, auch für die frühe Erdgeschichte möglich ist. Im Folgenden soll dargestellt werden, welchen Variationen die Klimaparameter in der Erdgeschichte unterworfen waren und wie sie sich wechselseitig beeinflussen. Anschließend werden 4 Milliarden Jahre Klimageschichte zusammenfassend dargestellt.

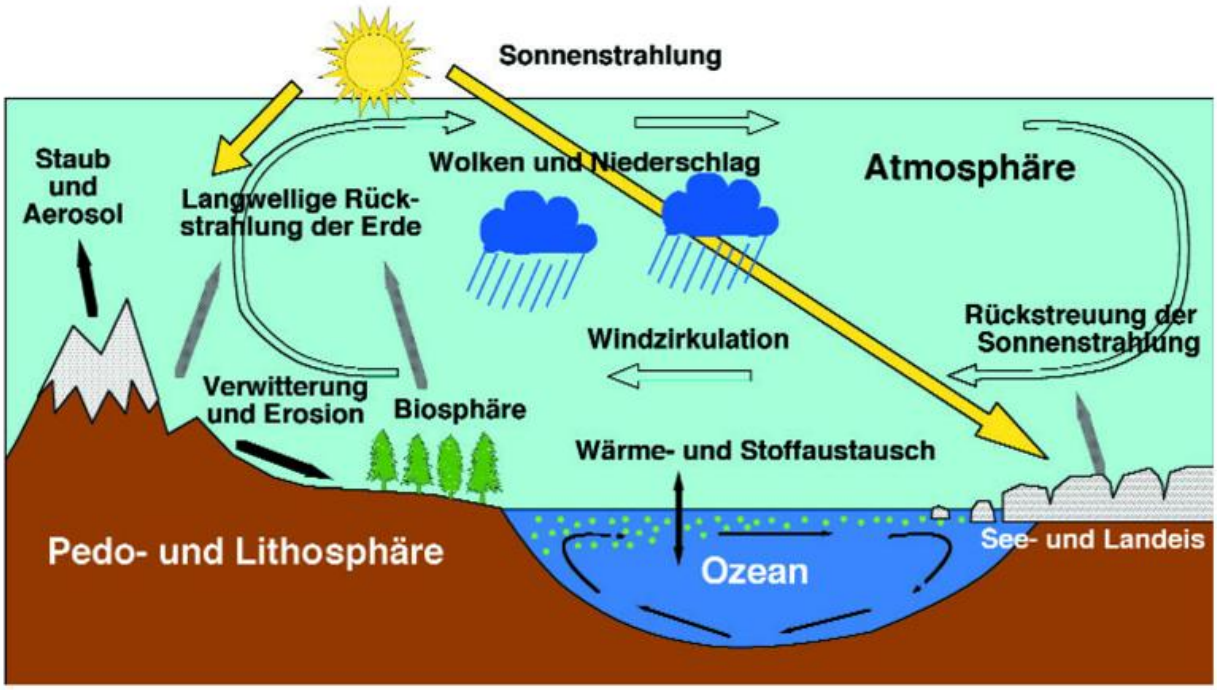


Abb 1. Die Einflussgrößen und ihre Wechselwirkungen im Klimasystem können von den Atmosphärenwissenschaftlern messtechnisch erfasst werden. In der Erdgeschichte müssen dazu Proxi-Daten herangezogen werden, über die auf die Klimafaktoren rückgeschlossen wird.

Variabilität der wesentlichen Klimafaktoren

Strahlungshaushalt

Die auf der Erde ankommende Sonnenstrahlung (im Mittel 1368 W/m^2) ist nicht konstant. Kurzfristige Schwankungen der Strahlungsemission der Sonne sind am besten im 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und seinen Vielfachen (Hale-Zyklus 22 Jahre und Gleisberg-Zyklus 88 Jahre) bekannt. Ihre Auswirkungen auf den irdischen Wärmehaushalt sind allerdings sehr gering. Längerfristige periodische oder aperiodische Schwankungen der Strahlungsemission der Sonne von 1000 oder Millionen Jahren

Klimaproxis: Datenträger für Paläoklimainformationen

Geochemische Klimaindikatoren

Die Bestimmung des Verhältnisses der Sauerstoffisotope ^{16}O und ^{18}O, die chemisch gleich, aber verschieden schwer sind (Sauerstoff ^{18}O hat zwei Neutronen mehr) ist eine der wichtigsten Standardmethoden zur Paläotemperatur-Rekonstruktion in marinen Ökosystemen. Der Einbau der beiden Isotope in Kalkschalen und Knochen der Organismen ist temperaturabhängig und erfolgt (bei vielen Organismen) im Gleichgewicht mit dem Meerwasser. Aus Plankton- und Benthosorganismen kann somit die Temperatur des Oberflächen- und Bodenwassers im Ozean rekonstruiert werden (Abb. 11).

Durch die Plattentektonik werden die Ozeanböden und ihre Sedimente immer wieder aufgeschmolzen und neu gebildet. Daher gibt es keine Ozeanböden älter als 160 Millionen Jahre. Über die Bodenwassertemperaturen im Ozean früherer Zeiten können daher nur Annahmen gemacht werden. Neben der Sauerstoffisotopie sind in den letzten Jahren noch weitere Möglichkeiten zur Erstellung geochemischen Proxi-Daten etabliert worden z.B. das Ca/Sr-Verhältniss, das Mg/Ca-Verhältniss und die Ca-Isotopie als Temperaturindikatoren.

Dauer sind durchaus möglich, aber wegen der viel zu kurzen instrumentellen Messreihen nicht nachweisbar. Diskutiert wird beispielsweise eine Änderung der Strahlungsintensität, wenn die Sonne bei der Umrundung der Galaxis die staubreichen Spiralarme durchwandert. Die höhere kosmische Hintergrundstrahlung soll zusätzlich die Wolkenbildungsrate beeinflussen. Da sich in den gleichen Zeiträumen auch Variationen der irdischen Klimafaktoren ereignen, gibt es derzeit keine Möglichkeit diese Einflussgrößen zu trennen. Die meisten Paläoklimatologen sehen aber die irdischen Einflüsse als dominant an.

Besser bekannt aus astronomischen Untersuchungen und Modellrechnungen ist eine Zunahme der Strahlungsenergie im Laufe der Entwicklung und Alterung eines Sterns. Für unsere Sonne hat seit 4,5 Milliarden Jahren die Strahlungsenergie um etwa 30% und ihr Radius um etwa 5% zugenommen (z.B. Newman & Rood 1977; Gilliland 1989; Smoluchowski 1989). Bei der heutigen Zusammensetzung der Atmosphäre wäre die Erde in ihrer Frühphase ein Eisplanet gewesen. Der kompensierende Faktor war eine Venus-artige Atmosphäre mit einem extremen CO_2-Treibhauseffekt (z.B. Kasting 1992a, b, Kasting et al. 1992).

Für den Wärmehaushalt sind auch die Variationen der Bahnparameter der Erde (Abb. 2 Milankovitch-Zyklen) entscheidend, die nach dem serbischen Mathematiker und Astronom Milankovitch (1939) benannt sind. Wie die anderen Planeten auch, kreist unsere Erde auf einer Ellipsenbahn um die Sonne, die aber mit einer Periode

von etwa 100.000 Jahren zwischen mehr oder weniger elliptisch schwankt (Exzentrizität). Zusätzlich verändert sich die Neigung der Erdachse mit einer Periode von etwa 40.000 Jahren zwischen 21,8° und 24,4° (Obliquität). Als dritter Erdbahnparameter verändert sich der sonnennächste Durchgang der Erde mit den Jahreszeiten in etwa 20.000 Jahren (Präzession). Neben diesen Hauptzyklen gibt es noch vielfältige Überlagerungen (z.B. Bond et al. 1993). Die kumulierten Auswirkungen dieser Schwankungen sind für die letzten 5 bis 10 Millionen Jahre relativ genau berechnet. Die Strahlungsmenge von der Sonne ändert sich dadurch zwar nur wenig, aber die Verteilung auf der Erdoberfläche variiert deutlich. Durch Rückkopplungen können in der Energiebilanz der Erde bis zu 8% Variation auftreten. Die jüngste Eiszeitgeschichte der Nordhemisphäre seit einer Million Jahre wird damit erklärt (z. B. Imbrie 1985). Sicher gab es diese Schwankungen auch in der weiter zurückliegenden Erdgeschichte. Milankovitch-Zyklen können aber nur dann Auslöser von Eiszeiten sein, wenn die Polregionen bereits abgekühlt sind und ein weiterer Temperaturrückgang zur Bildung von Festlandeis führt. Die meiste Zeit der Erdgeschichte war es dafür zu warm.

Milankovitch-Zyklen sind nur näherungsweise periodisch, was die Berechnung ihrer Dauer in die Vergangenheit zunehmend erschwert. Obliquität und Präzession werden stark von unserem Mond beeinflusst. Ihre Perioden wurden im Laufe der Erdgeschichte durch die Gezeitenreibung erheblich länger. Auch die Tageslänge wird durch die Gezeitenreibung des Mondes beeinflußt. Vor 4 Milliarden Jahren betrug die Tageslänge vermutlich nur etwa 14 Stunden, was sich ausgleichend auf den Tag-Nacht-Gegensatz ausgewirkt haben dürfte (z.B. Walker 1990).). Ein Jahr hatte entsprechend mehr als 600 Tage.

Kohlenstoffkreislauf

Außer dem Strahlungshaushalt werden alle weiteren der oben aufgezählten Klimaparameter wesentlich über den Kohlenstoffkreislauf gesteuert und sind vielfältig rückgekoppelt. Der Kohlenstoffkreislauf lässt sich in zwei Teilsysteme trennen: den Silikat-Karbonat-Kreislauf und den Kreislauf aus CO_2 und organischem Kohlenstoff (C-org.).

Der Silikat-Karbonat-Kreislauf ist ein Langzeitkreislauf, der für das Phanerozoikum (die letzten 600 Millionen Jahre) in etwa ausgeglichen ist. Aus den drei eingehenden Prozessen, chemische Verwitterung, Bildung von Kalkschalen und Vulkanismus ergibt sich eine etwa ausgeglichene Bilanz für das CO_2 (Abb. 3, Berner et al.1983). In der frühen Erdgeschichte, zwischen 3,5 und 2 Milliarden Jahren, wurde sehr viel kontinenta-

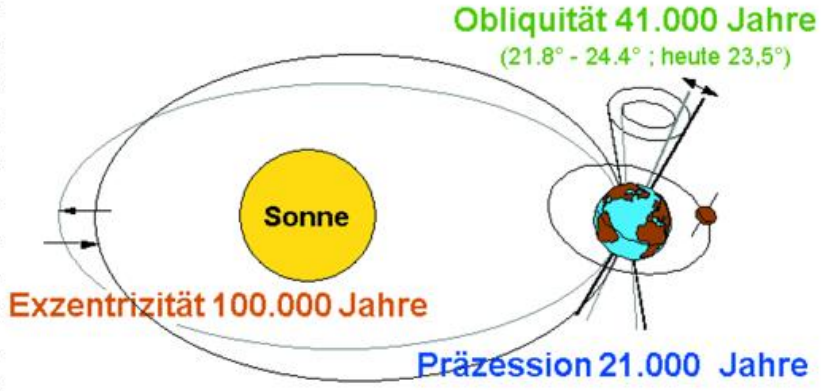


Abb. 2. Die Erdbahn um die Sonne weist drei variierende Parameter auf, Exzentrizität, Obliquität und Präzession, die Einfluss auf den Energiehaushalt der Erde haben.

le Kruste auf der Erde gebildet (Abb. 4 und 8). Der Anteil der Verwitterung mit starkem CO_2 -Verbrauch überwog bei weitem (Eriksson et al. 1998, Vlaar 2000).

Abhängig von der exponierten Landfläche, die der Verwitterung preisgegebenen ist, dem CO2-Gehalt der Atmosphäre und der Ozeanboden-Neubildung variiert der Silikat-Karbonat-Kreislauf auch in der jüngeren Erdgeschichte noch beträchtlich. Sein Einfluß ist aber viel geringer als der des CO_2 - C-org.-Kreislaufs.

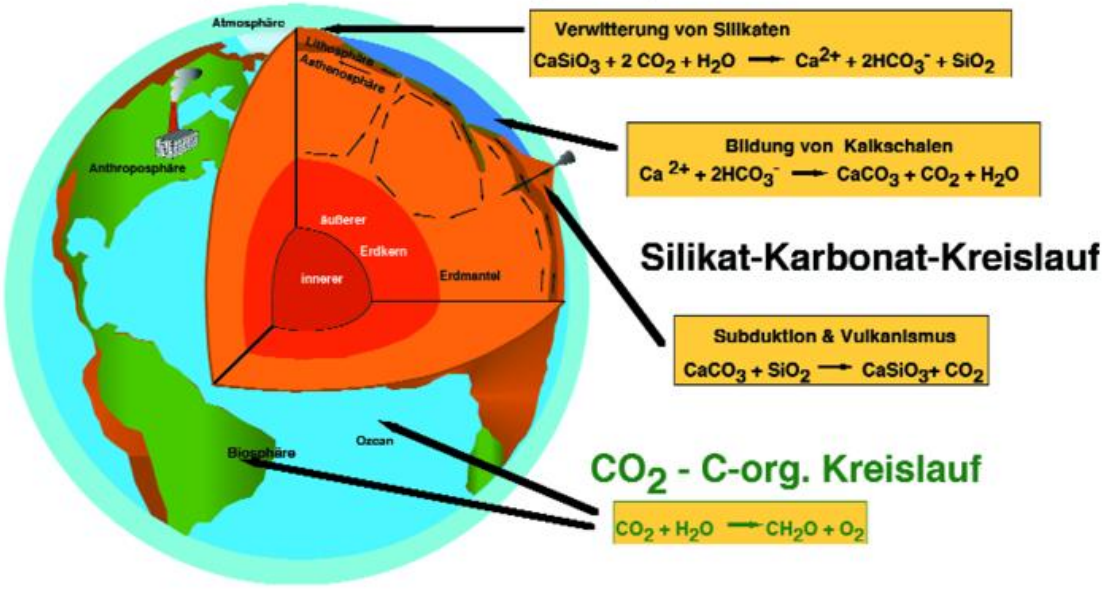


Abb. 3. Der globale Kohlenstoffkreislauf, besteht aus dem Silikat-Karbonat-Kreislauf und dem CO_2-C-org.-Kreislauf. Im Verlauf der Erdgeschichte wurde über beide Kreisläufe sehr viel CO_2 verbraucht.

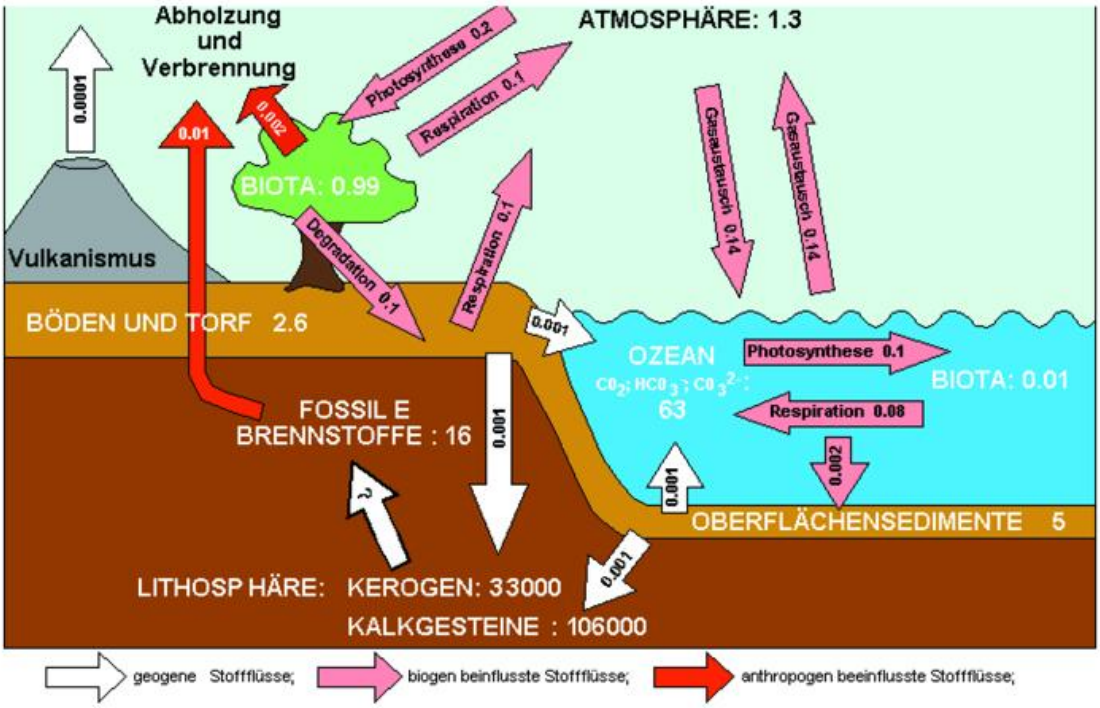


Abb. 4 Schematische Darstellung der Stoffflüsse (jährliche Raten) und Speicher im heutigen Kohlenstoffkreislauf. Obwohl die Biosphäre der kleinste Kohlenstoffspeicher ist, steuert sie die größten Umsatz- und Stoffaustauschraten. Die angegebenen Größen für die Kohlenstoffspeicher und die jährlichen Flussraten sind Relativzahlen bezogen auf die Biomasse = 1. Die Biomasse beträgt heute etwa $0{,}6 \times 10^{18}$ g Kohlenstoff.

Der CO_2 - C-org.-Kreislauf wird maßgeblich über die Biosphäre gesteuert (Abb. 3 und 4; z.B. Berner 1991, 1997). In der frühen Erdgeschichte war sein Anteil gering, ist aber im Laufe der Evolution stark angestiegen (Schidlowski 1988, 1993). Heute hat dieser Teilkreislauf eine wesentlich größere Bedeutung als der Silikat-Karbonat-Kreislauf, obwohl die Biosphäre den kleinsten Kohlenstoffspeicher auf der Erde ist. Die durch die Biosphäre verursachten Stoffflüsse sind bei weitem die größten und laufen am schnellsten ab. Der Umfang des in der Biosphäre gespeicherten und durch sie umgesetzten Kohlenstoffs hat in der Erdgeschichte erheblich zugenommen. In jüngster Zeit trägt auch der Mensch in beträchtlichem Ausmaß zum Kohlenstoffkreislauf bei.

Klimaproxis: Datenträger für Paläoklimainformationen

Organismen als Klimaindikatoren

Viele (heutige und fossile) Organismen sind gute Klimaindikatoren. Voraussetzung ist, dass ihre ökologischen Ansprüche bekannt sind bzw. sich rekonstruieren lassen. Je weiter wir in die Erdgeschichte zurückgehen, umso unsicherer werden die Rekonstruktionen. Um klimarelevante Aussagen machen zu können, ist es notwendig, die Verbreitung diagnostischer Organismen möglichst global zu erfassen. Geeignete Organismen bzw. Organismengruppen oder Ökosysteme sind z.B. Landpflanzen (Bäume und ihre Blattformen), Phytoplankton, Zooplankton, und Riffe.

Riffe: Heutige tropische Flachwasserriffe sind an eine Temperatur des kältesten Monats von größer 20 °C gebunden. Dieser Rifftyp existiert erst seit 220 Millionen Jahren. Für viele andere Rifftypen der Erdgeschichte sind ebenfalls warme Bedingungen (subtropisch bis tro - pisch) anzunehmen. Es kann allerdings kein genauer Temperaturbereich angegeben werden.

Landflora: Bäume können z. T. bis in sehr hohe Breiten (Polarkreis) vorkommen, zeigen dann aber häufig Frostschäden, die an den Wachstumsringen erkannt werden können. Die Blattformen bei Laubbäumen sind ebenfalls zur Klimakonstruktion nutzbar.

Landfauna: Kaltblüter (Ampibien und viele Reptilien) bevorzugen tropische bis subtropische Klimazonen. Warmblüter (Vögel, Säugetiere und manche Dinosaurier) kommen auch in polaren Regionen vor.

Diversität: Die Vielfalt in Ökosystemen nimmt generell vom Äquator in Richtung Pol ab. Neben der Temperatur wirken auch andere Ökofaktoren.

Provinzialität: Die Verteilung von Faunen und Floren ist stark temperaturabhängig. Ausgeprägte Faunen- und Florenprovinzen deuten auf große Klimagradienten.

Dendro- und Skleroökologie: Viele Organismen zeigen regelmäßige Anwachsmuster beim Größenwachstum (z. B. Bäume, Korallen und Muscheln). Anhand der Jahresringe und Schalenzuwachsraten lassen sich saisonale und längerfristige Klimaschwankungen rekonstru - ieren. Aus dem Holz und Schalenmaterial lassen sich zusätzlich Paläotemperaturdaten über die Sauerstoffisotopie gewinnen. Diese Methoden sind vor allem in der jüngsten Erdgeschichte sehr erfolgreich.

Lage der Größe der Ozeane und Kontinente

Die Ozeane nehmen heute 72 % der Erdoberfläche ein. Dieser Wert ist aber nicht konstant. Vor etwa 20.000 Jahren lag der Meeresspiegel 130 m tiefer als heute, die Ozeanfläche war beträchtlich geringer. Beim Abschmelzen der heutigen Eispanzer

auf Grönland und in der Antarktis würde der Meeresspiegel um etwa 80 m ansteigen. Die Ozeanfläche würde sich entsprechend stark auf Kosten der Landfläche ausdehnen. Die Ozeanneubildung durch die Plattentektonik verursacht ebenfalls große Meerespiegelschwankungen (Abb. 9). In der Kreide vor etwa 100 Millionen Jahren lag der Meeresspiegel wahrscheinlich 200 bis 250 m über dem heutigen Niveau. Zu dieser Zeit war die Landfläche daher erheblich kleiner und das Klima war bis in hohe Breiten warm humid. Neben der Ozeanfläche hat auch die Temperatur, vor allem im Tiefenwasser der Ozeane, eine große Klimawirksamkeit. Im Tiefenwasser kalter Ozeane ist mehr CO_2, HCO_3^- und CO_3^{2-} gespeichert als in warmen Ozeanen. Ein sich erwärmender Ozean gibt also CO_2 an die Atmosphäre ab. Ein Erwärmungstrend würde dadurch verstärkt. Andererseits ist die Wärmekapazität von Wasser etwa 1000mal größer als die von Luft. Die Ozeane wirken also immer als Puffersysteme, die rasche Temperaturänderungen in der tiefen Troposphäre bremsen. Heute sind die Ozeane kalt (Durchschnittstemperatur etwa 4 °C). Vor 100 Millionen Jahren waren sie mit etwa 14 bis 16° C ungewöhnlich warm (z.B. Crowley & North 1991, Frakes, Francis & Syktus 1992).

Nicht nur die Fläche der Ozeane bzw. Kontinente beeinflusst das Klima, sondern auch ihre Verteilung. Über den Anteil der Kontinentkruste und ihre Verteilung auf der Erde wissen wir in der frühen Erdgeschichte sehr wenig. Zunächst waren nur wenige kleine Mikrokontinente vorhanden, deren Zahl sich rasch erhöhte bis sie schließlich zu größeren Kontinenten verschmolzen, und möglicherweise auch mehrere Superkontinentphasen durchliefen (Abb. 5). Seit etwa 1 Milliarde Jahren haben wir ungefähre Vorstellungen über die Verteilung und Lage der Kontinente auf der Erde, seit etwa 600 Millionen Jahren haben wir genauere Rekonstruktionen (z. B. Dalziel 1991, Scotese 1988, Ziegler & Scotese 1979). Als genereller Zusammenhang gilt, je zerstückelter die Kontinente sind umso ausgeglichener das Klima. Allerdings gibt es Überlagerungen durch andere Faktoren vor allem durch den Einfluss der Biosphäre.

Flüssiges Wasser existiert heute zwischen 0 und 100 °C und ist die Voraussetzung für die chemische Verwitterung und die Bildung von Sedimentgestein. Sedimente gibt es seit mindestens 4 Milliarden Jahren (Eriksson et al. 1998). Sie werden oft als Be-

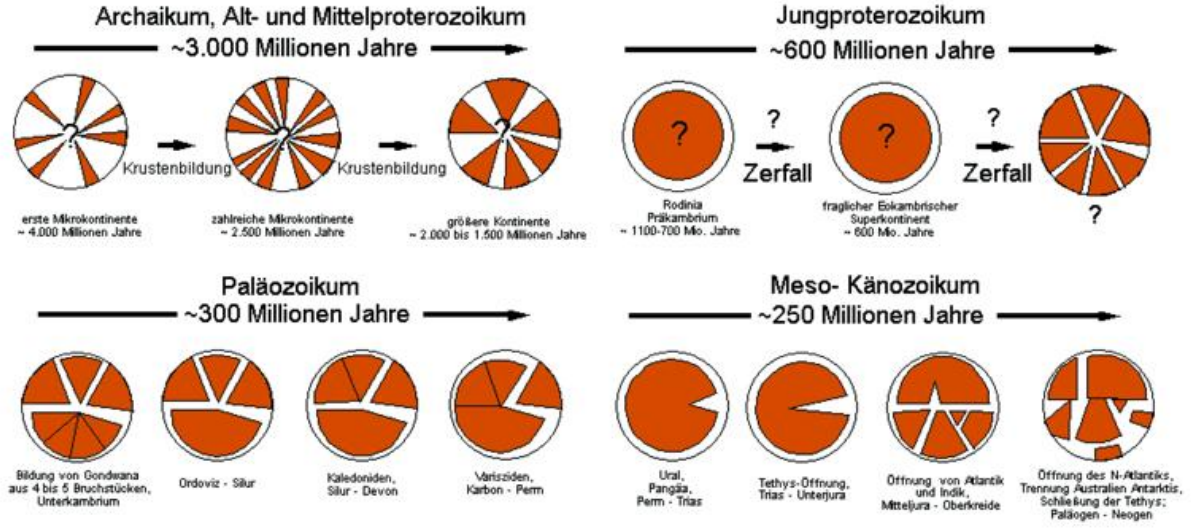


Abb. 5 Schematische Darstellung der Größe und Zahl der Kontinente durch die Erdgeschichte.

leg dafür angeführt, dass die Temperatur auf der Erdoberfläche 100 °C nicht überschritten hat. Dies ist zweifellos richtig für die jüngere Erdgeschichte. In der Frühphase der Erde, bei einem hohen Atmosphärendruck, war aber das "flüssige Fenster" von Wasser deutlich größer, z. B. zwischen –5 und +160 °C bei 5 bar Druck. Dieser Wert ist durchaus plausibel für das frühe Hadaikum und Archaikum (Abb. 8 und 10). Als Beleg für deutlich höhere Temperaturen können bestimmte Gruppen der Archaebakterien gesehen werden, die als die ursprünglichsten Organismen auf der Erde gelten. Sie zeigen eine ausgeprägte Thermophilie (Vorliebe für Hitze), mit Optimumstemperaturen von > 120 °C (z. B. Oschmann et al. 2002).

Klimaproxis: Datenträger für Paläoklimainformationen

Sedimente und Sedimentstrukturen als Klimaindikatoren

Viele Sedimente und Sedimentstrukturen sind gute Klimaanzeiger. Die genaue Alterseinstufung ist aber oft schwierig.

Glaziale Sedimente (Beispiele)

Tillite, Moränen, gekritzte Geschiebe und **Dropstones** sind Beispiele für Anzeiger von terrestrischer bzw. mariner Vereisung. Sie werden erzeugt, indem Gletscher Sediment fracht vor sich herschieben, beziehungsweise Kratzspuren auf felsigem Untergrund hinterlassen. Dropstones entstehen wenn Eisberge beim Schmelzen ihre Geröllfracht sedimentieren.

Löß ist ein äolisches Periglazialsediment, typisch für ein kaltes und trockenes Kontinentalklima.

Zusammensetzung und Zirkulation der Atmosphäre

Die heutige Atmosphäre besteht aus Stickstoff (78%), Sauerstoff (21%), Argon (1%), CO_2 (0,0370% bzw. 370 ppm) und verschiedenen Spurengasen. In Abhängigkeit von der Temperatur können zusätzlich bis zu 4% Wasserdampf enthalten sein. Diese Zusammensetzung verdanken wir der Verwitterung und der biologischen Evolution. Die Atmosphäre in der Frühzeit der Erde bestand im wesentlichen aus CO_2, N_2 und Wasserdampf, in geringeren Mengen auch aus CO, H_2S, CH_4, NH_3 und Argon. Über einen Zeitraum von vier Milliarden Jahren wurden durch den Kohlenstoffkreislauf gewaltige Mengen an Kerogen (fein verteiltes organisches Material in Sedimentgesteinen) und Kalkgesteinen (Karbonate) in der Erdkruste gespeichert (Schidlowski 1988, 1993). Rechnet man die darin enthaltene Menge an CO_2 um, kommt man auf eine Zusammensetzung der "Uratmosphäre" mit etwa 95 % CO_2 bei einem Druck von 80 bis 100 bar. Eine solche Atmosphäre ähnelt den Verhältnissen auf der Venus. Die Entstehung des Lebens fand also unter vollkommen anderen Bedingungen als heute statt (Oschmann et al. 2002).

Ein großer Unsicherheitsfaktor bei diesen Abschätzungen ist der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre. Wasserdampf ist ein sehr wirksames Treibhausgas, allerdings hängt sein Gehalt in der Atmosphäre von der Temperatur ab. Treibhausklimabedingungen sind vermutlich immer auch mit höheren Wasserdampfanteilen in der Atmosphäre verbunden und daher mit dem CO_2-Anteil positiv rückgekoppelt. Der Einfluß von Wasserdampf und CO_2 kann in der Paläoklimatologie nicht getrennt werden. Unsicher und nicht quantifizierbar ist damit auch Art und Umfang der Bewölkung.

Für die Zirkulation der Atmosphäre in der Erdgeschichte gilt, dass sie den gleichen physikalischen Gesetzmäßigkeiten gehorcht wie heute. Trotzdem muss wegen der verschiedenen Klimatypen, Eishaus- und Treibhausklima, mit höherem, bzw. wesentlich niedrigerem Äquator-Pol-Temperaturkontrast und wegen der anderen Kontinentverteilung stark abstrahiert werden. In Abb. 6 ist die troposphärische Zirkulation (im Nordsommer) für einen hypothetischen, rautenförmigen "Mega-Kontinent" auf der Basis einer dreizelligen Zirkulation (tropische Hadley-Zelle, Ferrel-Zelle und Polarzelle) dargestellt. Diese Situation begünstigt eine starke meridionale Zirkulation, wie sie in der Erdgeschichte zu Zeiten von Pangaea vor etwa 280 bis 190 Millionen Jahren herrschte (z.B. Kutzbach & Gallimore 1989; Hay et al. 1990 a, b; Parrish 1993; Oschmann 2002; Röhl et al. 2001). Ein typisches Merkmal unseres heutigen Klimas sind die polaren Hochdruckgebiete (wegen der polaren Eiskappen), und die Polarfront an der Grenze Ferrel-Zelle zu Polarzelle. Während Treibhausklimaphasen war das Frontensystem wahrscheinlich deutlich schwächer und weiter polwärts verschoben. Möglicherweise fehlte es während der Sommermonate ganz (z.B. Oschmann 1990).

Für einige Abschnitte der jüngeren Erdgeschichte (vor allem seit der Oberkreide, seit etwa 100 Millionen Jahren) gibt es ausreichend Proxi-Daten für die Oberflächenwassertemperaturen der Ozeane und Kontinente, erstellt z. B. anhand der Sauerstoffisotopie von Planktonorganismen und Blattformen der Landpflanzen (siehe Box S. 11). Auf Basis dieser Daten lassen sich die Atmosphärentemperaturen und die Zirkulationsmuster modellieren (z. B. Barron & Peterson 1991; Barron 1992; Barron et al. 1995). In der Erdgeschichte mit bekannter Paläogeographie aber unzureichenden Proxidaten wird versucht, durch Abstraktion der heutigen Verhältnisse die atmosphärische Zirkulation qualitativ zu beschreiben (Parrish & Curtis 1982; Parrish et al. 1982, Oschmann 1990, Gyllenhaal et al.1991).

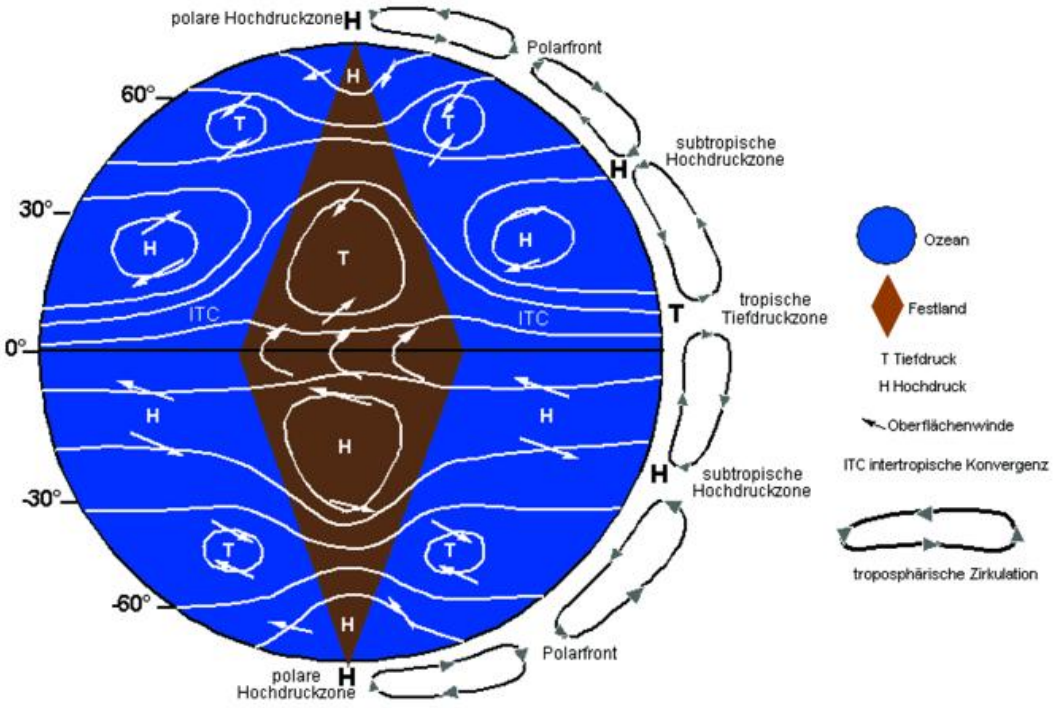
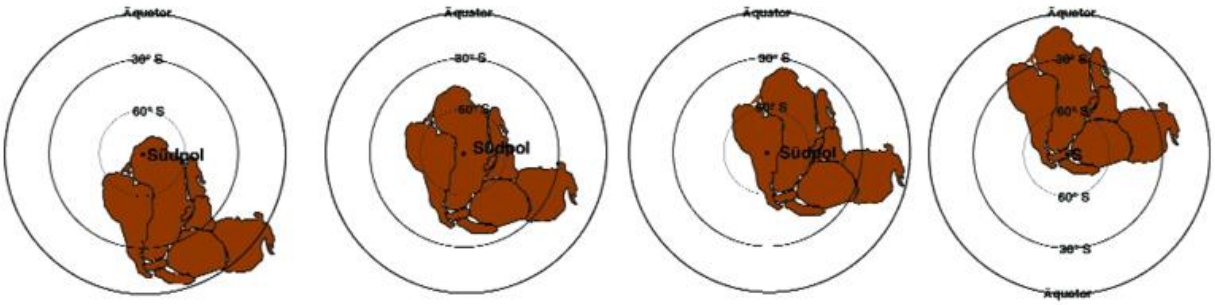


Abb. 6 Globales Zirkulationsschema für einen hypothetischen "Mega-Kontinent" im Nordsommer. Diese Situation führt zu einer verstärkt meridionalen Zirkulation (nach Hay et al. 1990 a, b, und Oschmann 1990).

Kryosphäre

Als Kryosphäre werden Eispanzer in den Polarregionen auf Kontinenten, wie heute in Grönland und der Antarktis, bezeichnet. In der Erdgeschichte gab es mindestens fünf große Vereisungsphasen in denen sich großflächige und kilometerdicke kontinentale Eismassen bildeten. Die Dauer dieser Eiszeiten betrug bis zu einigen 100 Millionen Jahren. Allerdings wechselten sich innerhalb dieser Zeiträume Vereisungs- und Warmphasen in kürzeren Zeitintervallen ab. Die Entstehung der fünf großen Vereisungsphasen in der Erdgeschichte sind mit Evolutionsschüben verbunden, die neue Primärproduzenten hervorbrachten. Jede evolutive Weiterentwicklung erhöhte die Biomasse. Durch die Entwicklung immer stabilerer Zellwand- und Stützgewebe wurde immer mehr organisches Material als Kerogen in die Gesteine eingelagert und nicht wieder zu CO_2 zersetzt (z.B. Berner 1997). Diese Defizite im CO_2-Haushalt sind vermutlich die wichtigste Voraussetzung für Eiszeiten.

Eine entscheidende Rolle spielt auch die Verteilung der Kontinente auf der Erdoberfläche. Das beste Beispiel ist die Wanderung des großen Südkontinents Gondwana (bestehend aus Afrika, Antarktika, Australien, Arabien, Indien und Südamerika) über den Südpol (Caputo & Crowley 1985; Abb. 7). Ausgedehnte Festlandsvereisung war nur möglich, wenn dieser große Kontinent sich in Polrandlage befand (Ende Ordivizium und Oberkarbon). Bei zentraler Polposition in der Mitte des Kontinents (Obersilurium) lagen die niederschlagsreichen Randgebiete bereits in mittleren Breiten zwischen 30 und 50°. Das trockene Innere des Riesenkontinents konnte nicht vereisen. Die Situation im Mittleren Devon stellt einen Übergang dar, bei der es zu einer schwächeren, lokalen Vereisung in Südamerika gekommen ist.



Ende Ordovizium (vor 445 Millionen Jahren) | **Obersilurium (vor 420 Millionen Jahren)** | **Mittleres Devon (vor 380 Millionen Jahren)** | **Oberkarbon (vor 300 Millionen Jahren)**

Größe:

Antarktis: 14 Millionen km^2 | Australien: 8 Millionen km^2 | Südamerika: 17 Millionen km^2

Afrika: 30 Millionen km^2 | "Arabien u. Indien": 7 Mill. km^2 | **Gondwana: ~75 Millionen km^2**

Abb. 7 Vier skizzenhafte Polpositionen des großen Südkontinents Gondwana (bestehend aus Afrika, Antarktika, Australien, Arabien, Indien und Südamerika). Ausgedehnte Festlandsvereisungen entstanden nur, wenn dieser große Kontinent sich in Polrandlage befand (Ende Ordivizium und Oberkarbon)

Geosphäre und Biosphäre

In der Geosphäre steckt heute der bei weitem größte Teil des irdischen Kohlenstoffs im Kerogen (organische Reste) und in den Kalkgesteinen. Die darin enthaltene Menge entspricht mehr als der 100.000-fachen Menge der heutigen Atmosphäre. Zurückgerechnet in CO_2 ergibt sich daraus die Zusammensetzung der "Uratmosphäre" mit etwa 95 % CO_2 bei einem Druck von 80 bis 100 bar (siehe oben).

Durch die fortschreitende Evolution im Verlauf der Erdgeschichte tritt die Biosphäre als treibender Motor für den Kohlenstoffkreislauf und die Klimaentwicklung immer stärker in den Vordergrund. Zum einen erhöht sich die Menge an Biomasse gewaltig. Vor allem mit der Ausbildung der terrestrischen Waldökosysteme steigt die Biomasse um das Tausendfache. Zusätzlich entwickeln in der Erdgeschichte die Primärproduzenten (chemo- und photoautotrophe Bakterien, Phytoplankton und Landpflanzen) immer resistentere Zellwand- und Stützgewebe. Diese werden (und wurden) bei der Zersetzung nur noch teilweise zu CO_2 und H_2O zurückverwandelt und damit langfristig in der Geosphäre gespeichert. Die organischen Anteile der Geosphäre, das Kerogen, reichern sich unter günstigen Bedingungen zu fossilen Brennstoffen an. Seit etwa 150 Jahren wurden und noch einige Jahrzehnte werden Erdöl- und Erdgasreserven verbraucht, die zu ihrer Entstehung viele 100 Millionen Jahre gebraucht haben. Die Langzeitspeicherfunktion der Geosphäre wird damit aufgehoben.

Klima durch die Erdgeschichte.

Im Wesentlichen wird das Klima in die Erdgeschichte von der gegenläufigen Entwicklung im CO_2-Gehalt der Atmosphäre und der Strahlungsenergie der Sonne bestimmt. Während die Sonnenenergie etwa gleichförmig zunimmt, verläuft der Rückgang im CO_2-Gehalt in Schüben, verursacht durch Verwitterung, Kalkbildung und biogene CO_2-Bindung (Abb. 8). Dadurch kommt es im Verlauf der Erdgeschichte zu einem mehrfachen Wechsel von Warm- und Kaltphasen. Ob dabei großflächige Vereisungen auftreten können, hängt zusätzlich von anderen überlagernden Klimafaktoren, wie z.B. der Kontinentverteilung, ab.

Die folgende Darstellung soll und kann nur einen generalisierten Überblick der wechselvollen Klimageschichte geben.

Die ersten zwei Milliarden Jahre

Vor 4,5 Milliarden Jahren war die Erde glutflüssig mit Temperaturen an der Oberfläche von > 1200 °C. Die hohen Temperaturen haben mehrere Ursachen. Sie resultierten aus der adiabatischen Aufheizung bei der Bildung des Sonnensystems, aus der Energie heftiger Meteoriteneinschläge und Protoplanetenkollisionen in der späten Akkretionsphase (ein solches Ereigniss führte zur Mondbildung) und aus dem Zerfall kurzlebiger Radionukleide. In der Bildungsphase des Sonnensystems durchlief unsere Sonne zusätzlich die kurze T-Tauri-Phase, in der sie eine variierende aber z.T. vielfach höhere Strahlungsenergie lieferte (Smoluchowski 1989). Zu dieser Zeit gab es keine dauerhafte Atmosphäre oder Ozean auf der Erde.

In der Folgezeit stabilisierte sich die Sonne als Hauptreihenstern. Die Strahlung betrug zunächst nur etwa 70% des heutigen Wertes, steigerte sich aber langsam bis heute (Newman Rood 1977; Gilliland 1989). Die Oberfläche der Erde kühlte langsam ab und bildete durch Ausgasung des Mantels eine Atmosphäre. Möglicherweise ging diese durch extreme Meteoriteneinschläge mehrfach wieder verloren und wurde neu gebildet. Der Druck der frühen Atmosphäre betrug möglicherweise 80 bis 100 bar, bei einem sehr hohen Wasserdampf und CO_2-Anteil. In der Erdatmosphäre war damals möglicherweise mehr als 100.000 mal soviel CO_2 vorhanden wie heute. Die geringere Strahlung der jungen Sonne wurde dadurch kompensiert. Die Mengenangaben für den CO_2-Gehalt in der frühen Atmosphäre differrieren erheblich (z. B. Jenkins 1991; Kasting 1992a, b; Kasting et al. 1992, Walker 1990; Erikkson et al. 1998). Eine vernünftige Annahme beruht darauf, dass Venus und Erde bei der Akkretion etwa gleich viel CO_2 erworben haben. Auf der Venus gibt es etwa $6x10^{20}$ kg CO_2. Wenn man alle oberflächennahen Resevoirs der Erde addiert, ergibt sich eine Äquivalentmenge von $8x10^{19}$ kg CO_2 (Abb. 4.). Die Differenz, etwa der Faktor 7, steckt wahrscheinlich noch im Erdmantel. Es ist plausibel davon auszugehen, dass ein Großteil des heute lithosphärisch gebundenen CO_2 früher gasförmig in der Atmosphäre enthalten war. Eine ähnliche Abschätzung kann für den Wassergehalt der Erde gemacht werden. Die Ozeane beinhalten etwa $1,4x10^{20}$ kg flüssiges Wasser. Dazu kommt nochmal die etwa 7-fache Menge, die im Erdmantel gespeichert ist. Das Wasser der Ozeane war zunächst als Dampf in der Atmosphäre enthalten. Die frühe Atmosphäre der Erde dürfte demnach sehr dicht gewesen sein.

Klimaproxis: Datenträger für Paläoklimainformationen

Anzeiger für arides Klima (Beispiele)

Fossile Dünen sind Indikatoren für ein arides Klima und weitgehend konstante Windrichtungen.

Redbeds (Rotsedimente) sind Anzeiger für warme und trockene Gebiete, heute zwischen 40°N und 40°S zu finden;

Evaporite (Eindampfungsgesteine) sind in den Subtropen zwischen 15 -30°, z.T. auch im Inneren der Kontinente niederer und hoher Breiten anzutreffen.

Calcrete (Caliche) sind durch Verdunstung entstandene Kalkkrusten auf ariden Böden.

Carneole sind durch Verdunstung entstandene Kieselsäureausfällungen auf ariden Böden.

Karbonate (Kalkgesteine) gelten als Anzeiger für flachmarine Bereiche in einem warmtrockenen Klima. (Man kennt mittlerweile auch Kaltwasser-Karbonate.)

Anzeiger für humides Klima (Beispiele)

Laterite (Fe und Al reiche Roterde) und Bauxite (Al reiche Erde) sind Verwitterungsprodukte bei warm-humidem Klima am Festland.

Kohlen sind Anzeiger für humides Klima von den Tropen bis in kühl gemäßigte Zonen. Kohle bildet sich aus Landpflanzen, die seit dem Silur vorkommen.

Nachdem die Oberfläche der Erde sich ausreichend abgekühlt hatte, bildete sich durch Differenziation aus dem Mantel eine dauerhafte Kruste (Kontinente) und die Ozeane regneten aus der Atmosphäre ab. Nun konnte viel CO_2 physikalisch und chemisch im Ozean gelöst werden. Zusätzlich wurde durch den nun einsetzenden Silikat-Karbonat-Kreislauf über die Verwitterung und Kalkbildung sehr viel CO_2 gebunden und auf der kontinentalen Kruste abgelagert und damit dem Recycling über die Subduktion entzogen. Allmählich machte sich auch die Primärproduktion der Bakterien bemerkbar und erhöhte zusätzlich den CO_2-Verbrauch (Eriksson et al 1998; Schidlowski 2001; Oschmann et al 2002).

Diese früheste Phase der Erdgeschichte ist nicht bzw. nur sehr dürftig überliefert. Die ältesten Minerale sind etwa 4,3 Milliarden, die ältesten Gesteine etwa 4 Milliarden Jahre alt. Informationen aus der Zeit davor stammen von Meteoriten, unseren benachbarten Himmelskörpern und theoretischen Überlegungen. Älteste Nachweise des Verwitterungskreislaufs (und damit von flüssigem Wasser) gehen auf mindestens 4 Milliarden Jahre zurück. Die mutmaßlich ältesten Bakterien sind 3,5 Milliarden Jahre alt (zur kontroversen Diskussion siehe: Schopf & Packer1987, Schopf et al. 2002, Brasier et a. 2002). Wahrscheinlich gehen flüssiges Wasser und bakterielles Leben auf der Erde viel weiter in die Erdgeschichte zurück, vermutlich deutlich jenseits von 4 Milliarden Jahren (zur kontroversen Diskussion siehe z. B.: Eriksson et al. 1998; Schidlowski 2001, Oschmann et al. 2002; Zuilen et al. 2002; Abb. 8).

Die erste große Eiszeit (2,5 bis 2,3 Milliarden Jahre)

Die Phase der langsamen Abkühlung und des stetigen CO_2-Verbrauchs hielt bis etwa 2,5 Milliarden Jahre vor heute an. Schließlich unterschritt das Energiebudget der Erde den kritischen Wert und die erste große Eiszeit, die etwa 200 Millionen Jahre dauerte, setzte ein (Jenkins 1991; Kasting 1992a, b; Kasting et al. 1992; Walker 2000). (Zum Vergleich, das Zeitalter der Dinosaurier war mit 135 Millionen Jahren deutlich kürzer.) Sehr wahrscheinlich handelt es sich nicht um eine durchgehende Eiszeit, sondern um mehrere sich mit Warmzeiten abwechselnde Vereisungsphasen. Wenn die organische Produktion und die Rate der chemischen Verwitterung hoch waren, wurde viel CO_2 verbraucht und die Erde vereiste. Dadurch kam die bakterielle Produktion und die chemische Verwitterung weitgehend zum Erliegen und der CO_2-Wert stieg wieder an. Als Folge hörte die Vereisung wieder auf. Dieser Wechsel wiederholte sich, bis die Solarstrahlung, die inzwischen auf etwa 85% des heutigen Wertes gestiegen war, den Mangel an CO_2 kompensierte. Am Ende der Eiszeitperiode treten die ersten Rotsedimente auf, die ihre Farbe durch sedimentäre Mineralbildungen mit 3-wertigem Eisen bekommen. Zur Bildung dieser Minerale muss in der Atmosphäre freier Sauerstoff vorhanden gewesen sein. Die zunehmende Bedeutung des biogenen Kreislaufs ($CO_2 + H_2O \bullet CH_2O + O_2$) wird dadurch deutlich (Eriksson et al 1998; Schidlowski 2001; Oschmann et al 2002; Abb. 8).

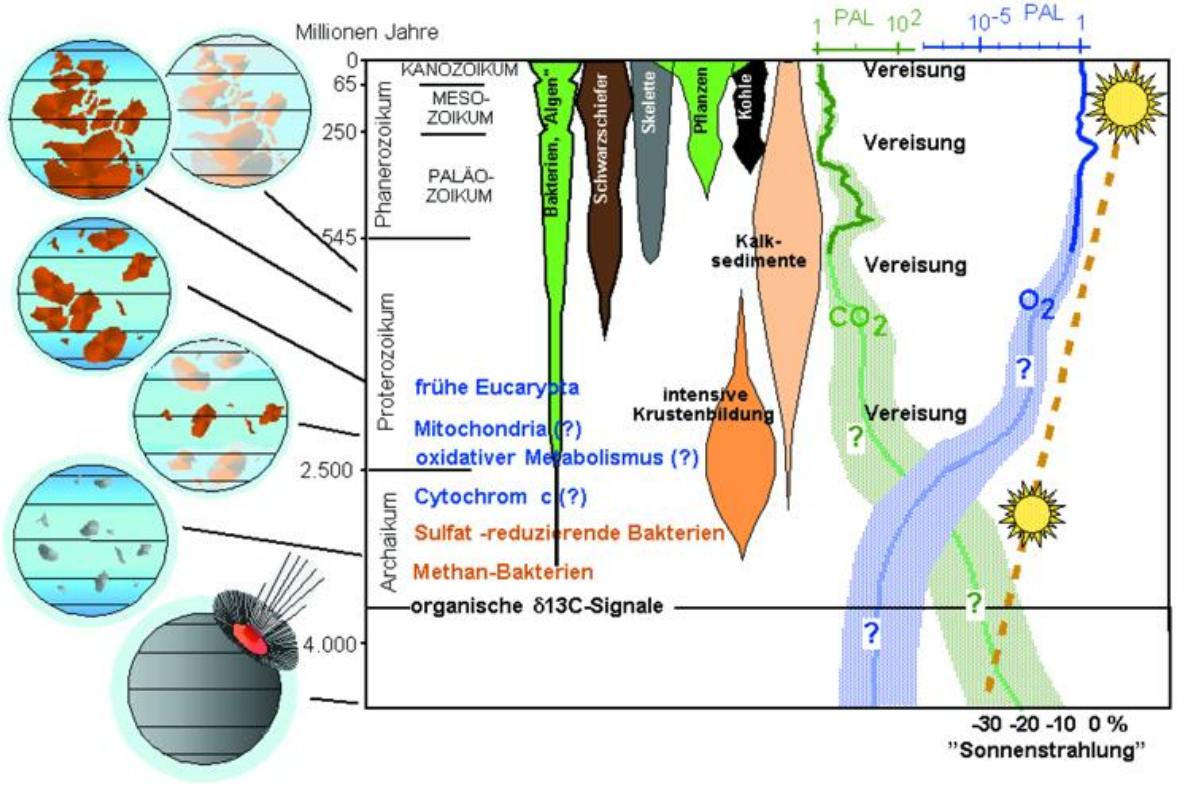


Abb. 8 Zusammenfassende Darstellung der Evolution und der klimarelevanten Faktoren der Erdgeschichte. Die geringere Stahlung der jungen Sonne wird durch die hohen CO_2-Werte in einer Venus-ähnlichen Atmosphäre kompensiert. Allmählich wird durch die Verwitterung und die Primärproduktion der CO_2-Gehalt stark erniedrigt. In der Folgezeit ereignen sich immer wieder Eiszeitperioden. Die vier größten sind hier verzeichnet.

Der Planet der Bakterien und Einzeller (2,5 bis 0,9 Milliarden Jahre)

Bakterien sind in großer Vielfalt auf der Erde präsent und halten durch ihre Stoffwechsel den CO_2-Wert etwa auf einem Vielfachen (eventuell 20 fachen) des heutigen Wertes. Der Sauerstoffwert in der Atmosphäre und im Oberflächenwasser der Ozeane stabilisierte sich auf etwa 0,5 bis 1% des heutigen Wertes, und ließ damit vielfältige anoxische und oxische, autotrophe und heterotrophe Stoffwechselwege zu. Die Bakterien entwickelten die Fähigkeit sich zu vielzelligen, aber überwiegend undifferenzierten Aggregaten zusammen zu lagern. Den entscheidenden Impuls für die Höherentwicklung gab aber die Inkorporation von kleinen oxischen, heterotrophen und autotrophen Bakterien als funktionale Einheiten in andere Bakterien. Durch diese Endosymbiose entstanden vor etwa 2,3 Milliarden Jahren tierische und pflanzliche Eucariota (Einzeller mit echtem Zellkern) mit deutlich stabileren Zellwandstrukturen als bei den Bakterien. In der Folgezeit wurde durch eine gesteigerte organische Produktion und die Einbettung der zersetzungsresistenten Zellwandstrukturen in die Lithosphäre, der Atmosphäre erneut viel CO_2 entzogen (Abb. 8). Verstärkt wurde dieser Trend zusätzlich durch die, vor etwa 1,5 Milliarden Jahren auftauchenden, mehrzelligen Organismen (Kandler 1994, Grasshoff & Gudo 2002, Oschmann et al. 2002).

Die zweite große Eiszeit (900 bis 600 Millionen Jahre)

Diese Eiszeitperiode war durch viele längere Warmphasen unterbrochen und wird deshalb heute oft in mehrere separate Vereisungen unterteilt. Hier wird sie als ein Ereignis behandelt, weil die Ursachen der Vereisungen mit der hohen Bakterien- und Planktonproduktion, sowie mit dem langsamen Aufblühen der mehrzelligen Algen zusammenhängen. Vermutlich war es die gravierendste Vereisungsperiode, die es je auf der Erde gab, bei der selbst niedrige Breiten bis in die Äquatorregion betroffen waren. Man spricht deshalb auch in dieser Zeit vom "Schneeball Erde" (Abb. 8, Jenkins 1991, Hoffmann 1998).

Das Aufblühen der marinen Vielzeller (570 bis 440 Millionen Jahre)

Nach Abklingen der extremen Eiszeit erreichte die Sonnenstrahung etwa 96 % des heutigen Wertes. Der CO_2-Gehalt der Atmosphäre lag vermutlich 15- bis 20-mal höher als heute. Damit herrschte auf der Erde ein bis in hohe Breiten ausgeglichenes Klima (Berner 1991). Der Sauerstoffgehalt der Atmosphäre erreichte einige Prozent und erlaubte vielfältiges pflanzliches und tierisches Leben (Abb. 9). In diese Phase fiel auch die Entwicklung der Hartteile (Knochen und Kalkschalen, sowie pflanzlicher Stützgewebe), die in der Folgezeit eine starke Zunahme der Diversität und der Individuengröße der Organismen förderte.

Die dritte Eiszeit (460 bis 430 Millionen Jahre)

Diese Vereisungsphase war nicht so gravierend und auf die Südpolregion beschränkt, die im Bereich der heutigen Sahara lag (Abb. 7 und 9). Die Ursache lag wahrscheinlich in der Entstehung der Landpflanzen, die in diesem Zeitintervall begannen, sich am Festland zu etablieren. Der CO_2-Gehalt der Atmosphäre sank auf etwa den 10-fachen heutigen Wert (Berner 1991; Crowley & North 1991; Frakes Francis & Syktus 1992).

Die Entwicklung der Waldökosysteme (430 bis 330 Millionen Jahre)

Bereits relativ kurze Zeit nach der ersten Besiedlung des Festlands durch Pflanzen entstanden verholzte Gewächse, die bald Bäume und nach und nach richtige Waldökosysteme bildeten. Dadurch wuchs die Biomasse auf Kosten des atmosphärischen CO_2. Die aus Lignin und Zellulose bestehenden Stützgewebe der Bäume wurden zum Teil in der Lithosphäre gebunden. Vor etwa 360 Millionen Jahren kam es zu einer regional begrenzten Vereisung in Südamerika, das damals in der Südpolregion lag (Abb. 7 und 9). Der Sauerstoffgehalt der Atmosphäre näherte sich den heutigen Werten (Berner 1991, 1997; Crowley & North 1991; Frakes et al. 1992).

Die vierte Vereisungsphase (320 bis 270 Millionen Jahre)

Die vierte Vereisungsphase betraf weite Teile des großen Südkontinents Gondwana (Abb. 7 und 9). Betroffen waren vor allem Südamerika, das südliche Afrika, die Antarktis, Indien und Australien. Durch Kontinentkollisionen formte sich der Superkontinent Pangaea. Die plattentektonische Aktivität kam dadurch vorübergehend zum Stillstand und der CO_2-Ausstoß durch Vulkanismus verringerte sich. Zusätzlich breiteten sich die Waldökosysteme aus und erreichten erstmals globale Dimensionen. Auf Kosten des atmosphärischen CO_2 wuchs der Anteil des biogen gebundenen und in der Lithosphäre gespeicherten Kohlenstoffs stark an. Die CO_2-Werte lagen, bei geringerer Sonnenstrahlung, in der gleichen Größenordnung wie heute. Der atmosphärische Anteil an Sauerstoff lag wahrscheinlich höher als heute (Crowley et al. 1989; Crowley & Baum 1992; Kutzbach & Gallimore 1989; Berner 1991, 1997; Crowley & North 1991; Frakes et al.1992).

Das warme Mesozoikum (270 bis 35 Millionen Jahre)

Vom ausgehenden Paläozoikum bis in das frühe Tertiär herrschte auf der Erde ein Klima ohne großflächige Vereisungen. Mit der Entwicklung der Landtierwelt (Amphibien, Reptilien, Insekten usw.) im ausgehenden Paläozoikum übernahmen heterotrophe Organismen eine wichtige Rolle beim Recycling des organischen Materials und somit als CO_2-Produzenten. Zusätzlich wirkte sich die Zunahme der Sonnenenergie, und das Zerbrechen von Pangaea mit der verbundenen Erhöhung des vulkanischen CO_2 -Ausstoßes auf das Klima aus (Abb. 9).

Solange Pangaea existierte (bis etwa 190 Millionen Jahre) war das Klima extrem kontinental geprägt mit riesigen innerkontinentalen Wüstengebieten und einer starken, saisonal wechselnden, meridionalen Zirkulation (Kutzbach & Gallimore 1989; Parrish 1993; Röhl et al. 2001; Oschmann 2002). Nach dem Zerbrechen von Pangaea stellten sich global warm-humide Bedingungen ein, die bis in hohe Breiten reichten (z. B. Parrish & Spicer 1988; Spicer & Parrish 1990). Vor etwa 100 Millionen Jahren erreichte diese Warmperiode ihren Höhepunkt mit ungewöhnlich hohen Temperaturen im tiefen Ozean von 14 bis 16 °C (Crowley & North 1991; Frakes et al. 1992). Etwa zu dieser Zeit setzten sich neue Phytoplanktontypen im Ozean durch und auf dem Festland wurden die Blütenpflanzen dominant. Der Anteil der Biosphäre erhöhte sich damit noch einmal auf Kosten des atmosphärischen CO_2-Anteils.

Die fünfte Vereisungsphase (35 Millionen Jahre bis heute)

Die letzte große Eiszeitperiode begann vor etwa 35 Millionen Jahren mit der Vereisung der Antarktis, die sich seit dieser Zeit als isolierter, relativ kleiner Kontinent in zentraler Südpolposition befindet. Sie wird durch eine ringförmige Wind- und Wasserzirkulation vom Austausch mit den wärmeren, niederen Breiten abgeschirmt. Dadurch kühlte das Wasser um die Antarktis ab und sank in die Tiefen der Ozeane. Durch diesen Prozess sind die Weltmeere heute 12 bis 14° kälter als vor 70 Millionen Jahren. Seit etwa 3 Millionen Jahren ist auch die Nordpolarregion permanent vereist. Seit

etwa einer Million Jahre gab es 10 Phasen ausgedehnter Kontinentvereisung auf der Nordhemisphäre. Die Eisschilde von mehreren Kilometer Dicke reichten in Nordamerika bis zu den Großen Seen und von Skandinavien bis nach Mitteleuropa. Auch unser heutiges Klima gehört zu dieser Eiszeit, auch wenn wir gegenwärtig in einer eher wärmeren Zwischenphase leben (Wolfe 1978; Douglas & Woodruff 1981, Berner 1991, 1997; Crowley & North 1991; Frakes et al. 1992).

Die Ursache dieser jüngsten Eiszeit liegt in der Entstehung neuer Phytoplanktonorganismen, die heute die marine Primärproduktion bestimmen, und vor allem im Aufkommen der Blütenpflanzen vor etwa 100 Millionen Jahren, die den biogenen Kohlenstoffanteil nochmals auf Kosten des atmosphärischen CO_2 erhöhten (Abb. 8 und 9). Obwohl die Sonnenenergie auch in den letzten 100 Millionen Jahren weiterhin leicht zugenommen hat, konnte dadurch das CO_2-Defizit nicht ausgeglichen werden.

Abb. 9 Zusammenfassende Darstellung der klimarelevanten Faktoren der jüngeren Erdgeschichte und die wesentlichen evolutiven Erneuerungen. Als steuernder Faktor tritt die terrestrische Primärproduktion immer stärker in den Vordergrund (siehe Klappkarte).

Abb. 10 Darstellung von 4,5 Milliarden Jahren Erd- und Lebensgeschichte anhand einer Zeitspirale mit der Gliederung in der Erdzeitalter und Systeme. Aus der Frühphase der Erde, dem Hadäikum, gibt es auf der Erde keine Überlieferungen. Archaikum und Proterozoikum sind die Zeitalter der Bakterien und Einzeller. Bereits in diesen Zeiten steuert die Biosphäre entscheidend das Klima der Erde. Erst mit Beginn des Phanerozoikums gibt es Makrofossilien mit Hartteilen. In der Folgezeit verläuft die evolutive Entwicklung und mit ihr gekoppelt die Klimaentwicklung sehr rasch (siehe Klappkarte).

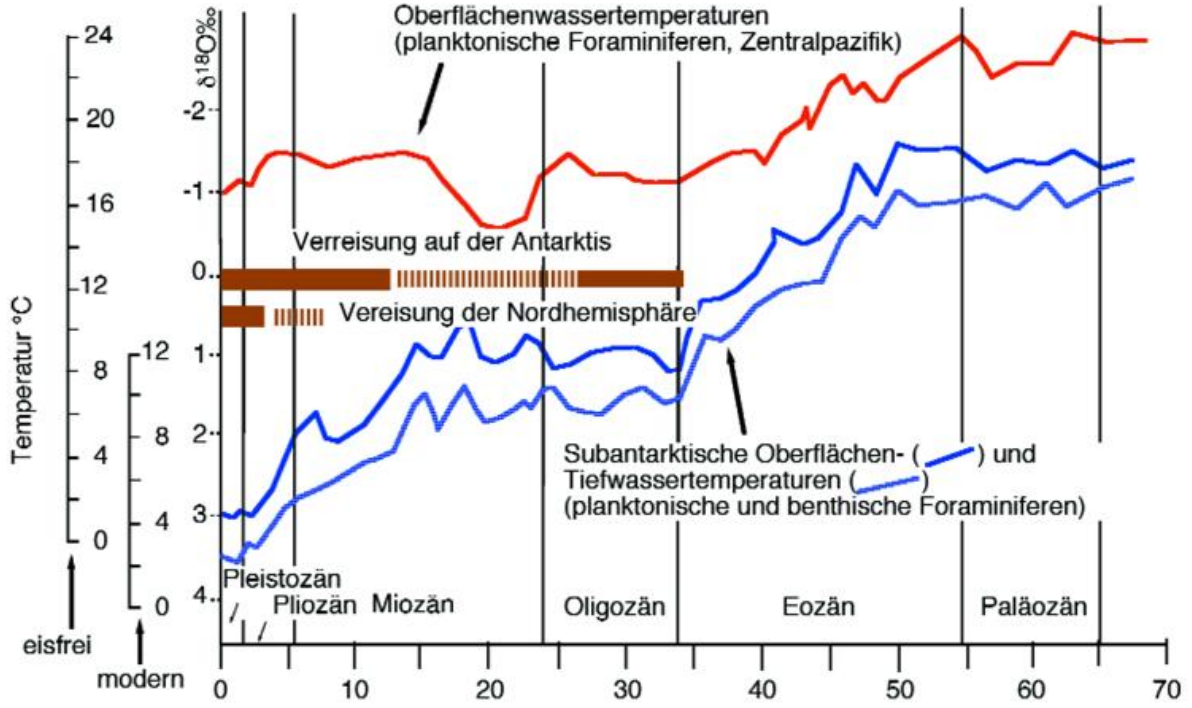


Abb. 11 Über die Sauerstoffisotopie der Schalen kleiner Einzeller lässt sich die Wassertemperatur zu Lebzeiten dieser Organismen bestimmen. Die Schalen planktonischer und benthischer Einzeller (Foraminiferen) aus dem subantarktischen Meeresbereichen zeigt, dass die Wassertemperatur an der Oberfläche und in großer Tiefe seit 70 Millionen Jahren etwa im gleichen Umfang um 12 bis 14°C abgenommen hat. Planktonischer Foraminiferen aus dem subäquatorialen Pazifik zeigen, dass die tropisch-subtropischen Regionen im gleichen Zeitraum nur um 4 bis 6°C abkühlten. Am Meeresboden der tiefen Ozeane ist das Wasser heute relativ einheitlich etwa 2° kalt.

Wenn man die Klimageschichte Revue passieren lässt, ist es faszinierend zu sehen, wie das Zusammenspiel der verschiedenen Faktoren seit 4 Milliarden Jahren die Erde im "vitalen Fenster" hält und damit die Entstehung des Lebens und die Evolution immer komplexerer Organismen und Ökosysteme ermöglicht hat.

Als Prognose für die nahe Zukunft (Dekaden bis Jahrhunderte) zeichnet sich ein CO_2-Überschuss ab. Dabei spielt vor allen die Waldrodung eine Rolle, wobei die Biosphäre als Verbraucher und Speicher von CO_2 reduziert wird. Von noch größerer Bedeutung ist der Verbrauch der fossilen Brennstoffe, was die Rolle der Geosphäre als Langzeitspeicher aufhebt. Über Jahrmillionen als Kerogen gespeicherter Kohlenstoff wird in wenigen Jahrhunderten als CO_2 wieder freigesetzt.

Die Prognose für die ferne Zukunft (10^6 bis 10^9 Jahre) läßt aufgrund der bisherigen erdgeschichtlichen Klimaentwicklung eher ein CO_2-Defizit erwarten. Die Biosphäre wird als Speicher und Verbraucher weiter der Atmosphäre CO_2 entziehen. Der plattentektonische Zyklus als Motor des Silikat-Karbonat-Kreislaufs wird langsamer, wodurch der CO_2-Verbrauch die Nachlieferung übersteigen wird. Im gleichen Zeitrahmen wird aber die Strahlungsintensität der Sonne weiter zunehmen. Ob und welche Rolle der Mensch in solchen Zeitskalen spielen wird ist nicht vorhersehbar.

Literatur

Barron, E. J. & Peterson, W. H. (1991). „The Cenozoic ocean circulation based on ocean General Circulation Model results." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 83: 1-28.

Barron, E. J. (1992). „Lessons from past climates." Nature, 360: 533.

Barron, E. J., Fawcett, P. J. & Peterson, W. H. (1995). A simulation of mid-Cretaceous climate. Paleooceanography 10(5): 953-962.

Berner, R. A. (1997): The Rise of Plants and Their Effetc on Weathering and Atmospheric CO2, Science, Vol. 276.

Berner, R. A. (1991). „A model for atmospheric CO2 over time." American Journal of Science 291: 339-376.

Berner, R. A., Lasaga, A. C., & Garrels, R. M. (1983). The Carbonate-Silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric Carbon Dioxide over the past 100 million years. American Journal of Sience, 283, 641-683.

Bond, G. C. D., Kominz, W. J., Beavan, M. A. & McManus, J. (1993). „Evidence of astronomical forcing of the Earth's climate in Cretaceous and Cambrian times." Tectonophysics 222: 295-315.

Gilliland, R. L. (1989): Solar evolution. Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecol. (Global Planet. Change Sect.), 75: 35-55.

Caputo, M. V. & Crowley, T. J. (1985). Migration of glacial centers across Gondwana during the Paleozoic era.- Geol. Soc. Am. Bull. 96, 1020-1036.

Crowley, T. J. & Baum (1992). Modeling late Paleozoic glaciation. Geology, 507-510.

Crowley, T. J., Hyde, W. T., & Short, D. A. (1989). Seasonal cycle variations on the supercontinent of Pangaea. Geology, 17, 457-460.

Crowley, T. J. & North, G. R. (1991). Paleoclimatology. Oxford University Press; S. 171-182.

Douglas, R. G.; Woodruff, F. (1981): Deep sea benthic foraminifera.- in: Emiliani, C. (ed.): The oceanic lithosphere. The sea, 7, New York, Wiley.

Dalziel, I. W. D. (1991): Pacivic margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjuncted rift pair. Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent.- Geology, 19: 598-601.

Eriksson, P. G., Condie, K. C., Tirsgaard, H., Mueller, W. U., Altermann, W., Miall, A. D., Aspler, L. B., Catuneanu, O., Chiarenzelli, J.R. (1998): Precambrian clastic sedimentation systems. In: Eriksson-P-G, Tirsgaard-H., Mueller-W-U (eds.): Precambrian clastic sedimentation systems. Sedimentary Geology. 120: 5-53.

Frakes, I. A., Francis, J. E. & Syktus, J. I. (1992). Climate Modes of the Phanerozoic. Cambridge: Cambridge University Press, 274 pp.

Gyllenhaal, E. D., Engberts, C. J., Markwick, P. J., Smith, L. H., & Patzkowsky, M. E. (1991). The Fujita- Ziegler model: a new semi-quantitative technique for estimating paleoclimate from paleogeographic maps. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 86, 41- 66.

Hay, W. W., Barron, E. J., & Thompsen, S. L. (1990). Results of global atmospheric circulation experiment on earth with a meridional pole-to-pole continent. Journal Geological Society London, 147, 385-392.

Hay, W. W., Barron, E. J.; Thompson, S. L. (1990). „Global atmospheric circulation experiments on an earth with polar and tropical continents." Journal Geological Society London 147: 749-757.

Hofmann, P. F., Kaufmann, A. J., Halverson, G. P. & Schrag, D. P. (1998): A neoproterozoic Snowball earth.- Science 281: 1342-1346.

Imbrie, J. (1985). A theoretical framework for Pleistocene ice ages. Journal Geological Society London 142: 417- 432.

Jenkins, R. J. F. (1991): The early environment.- In: Bryant, C. (ed.): Metazoan life without oxygen. p. 38-64; London.

Kandler, O. (1994): The early diversification of life.- In: Bengtson, S. (ed.): Early life on earth. 152-160, Columbia University Press; New York.

Kasting, J. F. (1992a). Paradox lost and paradox found. Nature, 676-677.

Kasting, J. F. (1992b). Proterozoic climates: the effect of changing Atmospheric Carbon Dioxide Concentration. In Schopf J. W. & Klein C. (Eds.), The Proterozoic biosphere -a multidisciplinary study (pp. 165-168). Cambridge, University Press.

Kasting, J. F., Holland, H. D., & Kump, L. R. (1992). Atmospheric Evolution: the rise of oxygen. In: Schopf J. W.& Klein C. (Eds.): The Proterozoic biosphere -a multidisciplinary study (pp. 159-163). Cambridge University Press.

Kutzbach, J. E., & Gallimore, R. G. (1989). Pangean climates: Megamonsoons of the megacontinent. Journal of Geophysical Research, 94, 3341-3357. (Washington, D.C.)

Milankovitch, M. (1939): Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen.- Handbuch der Klimatologie; Berlin

Newman, M. J. & Rood, r. T. (1977): Implications of the solar evolution for the earth`s early atmosphere. Science, 198: 1035-1037.

Oschmann,W. 1990: Environmental cycles in the late Jurassic northwestern European epeiric basin: interaction with atmospheric and hydrospheric circulations.- In: Aigner,T. & Dott,R.H. (eds.): Sedimentary Geology, 69: 313-332, Amsterdam.

Oschmann, W. (2002): Fossilfundstelle und Rohstoff - Der Posidonienschiefer (Toarcium, Unterer Jura) in Süddeutschland .- In: Junge, A. (Hrsg.): Geowissenschaften in Frankfurt.- Kleine Senkenbergreihe 43: 97-109; Stuttgart.

Oschmann, W., Grasshof, M. & Gudo, M. (2002): The early evolution of the planet earth and the origine of life. In: Gudo, M., Gutmann, M & Scholz, J. (eds.): Funktional, engineering and constructional morphology: biomechanical approaches on fossil and recent organisms.- Senckenbergiane lethaea 82: 285 – 294, Frankfurt.

Grasshof, M. & Gudo, M. (2002): The origine of metazoa and the main evolutionary lineages of the animal kingdom: the galertoid hypothesis in the light of modern research.- In: Gudo, M., Gutmann, M & Scholz, J. (eds.): Funktional, engineering and constructional morphology: biomechanical approaches on fossil and recent organisms.- Senckenbergiane le thaea 82: 285 – 294, Frankfurt.

Parrish, J. T. & Curtis, D. L. (1982). Atmosphere circulation, upwelling and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras. Palaeogeogr.; Palaeoclimat.; Palaeoecol.; 40, 31-66; Amsterdam.

Parrish, J. T. & Spicer, R. A. (1988). Late Cretaceous terrestrial vegetation: a near polar temperature curve. Geology, 16, 22-25; Tulsa.

Parrish, J. T. 1993. Climate of the supercontinent Pangaea.- Journal of Geology, 101, 215-233. Parrish, J. T., Ziegler, A. M., & Scotese, C. R. (1982). Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Meso zoic and Cenozoic. Palaeogeogr., Palaeoclimatol. Palaeoecol., 40, 67-101; Amsterdam.

Röhl H.-J., Schmid-Röhl A., Oschmann W., Frimmel A. & Schwark L. 2001 - The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Ger - many: An oxygen depleted ecosystem controlled by sea level and palaeoclimate. Palaeogeography, Palaeoclimatolo - gy, Palaeoecology, 165: 27-52.

Schidlowski, M. (1988): A 3,800-million-year isotopic record of life from carbon in sedimentary rocks. Nature, 333, 313-318.

Schidlowski, M. (1993): The initiation of biological processes on earth. Summary of empirical evidence.- In: Engel, M. H. & Macko, S. A. (eds.): Organic geochemistry. 639-655, Plenum Press; New York.

Schidlowski, M. (2001): Carbon isotopes as biogeographical recorders of life over 3.8 Ga of earth history: evolution of a concept.- Precambrian Research 106: 117-134.

Zuilen, M. A., Lepland, A. & Arrhenius, G. (2002): Reassessing the evidence for the earliest traces of life.- Nature 418, 627-629.

Schopf, J.W. & Packer, B. M. (1987): Early archean (3.3- billion to 3.5-billion year old) microfossils from Warrawoona Group, Australia.- Science, 237; 70-73.

Schopf, J.W., Kudryavtsev, A. B., Agresti, D. G. Wdowiak, T. & Czaja, A. D. (2002): Laser-Raman imagery of earths earliest fossils.- Nature 416: 73-76.

Brasier, M.D., Green, O. R.; Japhcoat, A. P., Kleppe, A., K., van Kranendonk, M., J., Lindsay, J. F., Steele, A. & Grssineau, N. V. (2002): Questioning the evidence of earths oldest fossils.- Nature, 412: 76-81.

Smoluchowski, R. (1989): Das Sonnensystem. Ein G2-V-Stern und seine neun Planeten. Heidelberg

Spicer, R. A. & Parrish, J. T. (1990). Late Cretaceous - early Tertiary palaeoclimats of northern hihg latitudes: a quantitative v iew.- Journal Geological Society London, 147, 329-341.

Vlaar, N. J. (2000): Continental emergence and growth on a cooling Earth. In: Sylvester, P. J. (ed.): Continent formation, growth and recycling. Tectonophysics. 322; 1-2, pp. 191-202.

Walker, J. C. G. (1990). Precambrian evolution of the climate system. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Global and Planetary Change Section), 82, 261-289; Amsterdam

Wolfe, J. A. (1978): American Scientist 66: 694-703.

Scotese, C. R. S., W.W. (eds.) (1988). „Mesozoic and Cenozoic plate reconstructions." Tectonophysics 155: 1-399, Amster - dam.Ziegler, A. M., C. R. Scotese, et al. (1979). „Palaeozoic palaeogeographiy." Am. Rev. Earth Planet. Sci. 7: 473-502.

Klimaentwicklung in Europa während der letzten Warmzeit (126.000 – 115.000 Jahre vor heute)

T. Litt

In der gegenwärtigen Diskussion um natürliche und/oder menschlich beeinflusste Klimaveränderungen spielt die Paläoklimatologie eine wichtige Rolle, denn kontinuierliche meteorologische Messreihen existieren erst seit über 100 Jahren. Demgegenüber sind mittlerweile nicht nur marine, sondern auch lange kontinentale Profilfolgen mit hoher zeitlicher Auflösung verfügbar, deren Signalanalyse die Klimavariabilität des letzten Interglazial-Glazialzyklus dokumentiert (Abb. 1). Diese geologischen Archive zeigen in hoher Übereinstimmung, wie dynamisch die Klimaentwicklung gewesen, aber auch wie stark die Klimageschichte auf dem europäischen Kontinent mit dem Nordatlantik verbunden ist. Nach einer etwa 11.000 Jahre andauernden voll entwickelten Warmzeit (vor 126 ka – 115 ka) überwogen mehr als 100.000 Jahre lang instabile kaltzeitliche Bedingungen, die durch abrupte Klimaschwankungen mit hoher Frequenz und Amplitude gekennzeichnet waren. Derartige Interglazial-Glazial-Zyklen lassen sich für die letzten Jahrhunderttausende gut belegen. Im gesamten Eiszeitalter (sog. Quartär) sind aber die klimatisch optimalen Interglaziale offenbar nur kurze Episoden.

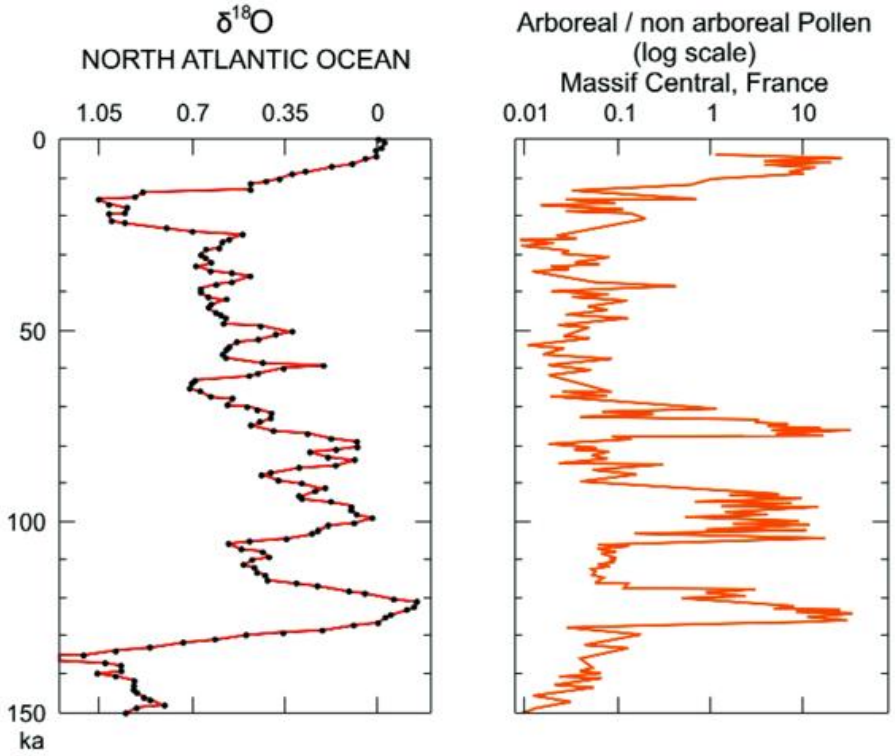


Abb. 1 Vergleich der Klimasignale der letzten 150.000 Jahre aufgrund mariner und kontinentaler Daten. Links dargestellt wurden die an Kalkschalen von Foraminiferen gemessenen stabilen Sauerstoffisotope aus einem Bohrkern im Nordatlantik und rechts das Verhältnis von Baumpollen und Krautpollen als Ausdruck der klimatisch bedingten Vegetationsveränderung aus dem Maarsee-Profil Lac du Bouchet im französischen Zentralmassiv (nach Thouveny 1999).

Wir leben gegenwärtig in einer Warmzeit, die bereits seit über 11.500 Jahren anhält. Für das Verständnis der rezent ablaufenden Prozesse im Klimasystem ist der Vergleich mit dem letzten Interglazial hilfreich, denn es lässt sich nicht nur der Beginn und Verlauf, sondern auch das Ende dieser Warmzeit komplett erfassen. Darüber hinaus spielte der Mensch damals eine zu vernachlässigende Rolle. Die Klimaentwicklung wurde also ausschließlich durch natürliche Ursachen gesteuert.

Wie lässt sich die Klimageschichte der letzten Warmzeit auf dem europäischen Kontinent nicht nur qualitativ, sondern auch quantitativ rekonstruieren? Ein Schlüssel für die terrestrische Paläoklimatologie ist die Vegetation, die nachweislich sehr empfindlich auf Parameter des bodennahen Klimazustandes reagiert. In zunehmendem Maße gewinnen deshalb paläobotanische Befunde als Proxydaten an Bedeutung. Dies betrifft insbesondere den Zeitraum des letzten Interglazial-Glazial-Zyklus, da zum einen entsprechende Daten zeitlich und räumlich zahlreich verfügbar, zum anderen die durch Pollen- und Großrestanalyse (zur Methode siehe Infobox) nachgewiesenen Pflanzen zum Großteil mit heute noch lebenden Arten identisch sind. Somit dürfen zumindest für diesen Zeitraum gleiche oder sehr ähnliche ökologische Ansprüche der entsprechenden Pflanzenarten, u.a. auch an das Klima, angenommen werden.

Paläobotanische Methoden

Die **Pollenanalyse** untersucht den fossilen Blütenstaub. Pollenkörner (Abb. 2, links) beinhalten die männlichen Keimzellen von Pflanzen. Sie werden passiv durch Wind oder Insekten auf die weibliche Blüte übertragen. Die schützende Außenhülle ist widerstandsfähig gegenüber mechanischen und chemischen Einflüssen. In geeigneten Ablagerungen (z.B. am Seegrund oder in Mooren) werden sie massenhaft eingebettet und bleiben bei weitgehender Abwesenheit von Luftsauerstoff erhalten. Durch Bohrungen werden Proben gewonnen und im Labor chemisch aufbereitet. Die mit Pollen angereicherte Restsubstanz wird unter dem Mikroskop analysiert. Anhand der Gestalt der fossilen Pollenkörner lässt sich eine Zuordnung zu bestimmten Pflanzen vornehmen (in der Regel auf Gattungsniveau, seltener bis zur Art). Die Zählergebnisse werden in prozentualen Pollenspektren erfasst und in einem Pollendiagramm (Abb. 3) dargestellt.

Die **Analyse pflanzlicher Großreste** konzentriert sich auf die Identifikation von Früchten und Samen (Abb. 2, rechts) sowie Blatt- und Holzresten. Häufig ist eine Zuordnung bis auf das Artniveau möglich. Allerdings sind pflanzliche Großreste seltener als Pollen in entsprechenden Ablagerungen vorhanden. Überdies werden durch die Milieubedingungen in Seen und Mooren oft nur Reste von Wasser- und Sumpfpflanzen erfasst. Im Gegensatz zur Pollenanalyse lässt sich somit meist kein Einblick in die regionale Vegetation der trockenen Standorte gewinnen. Eine Kombination beider Methoden ist deshalb für die paläoökologische bzw. paläoklimatische Interpretation sinnvoll.

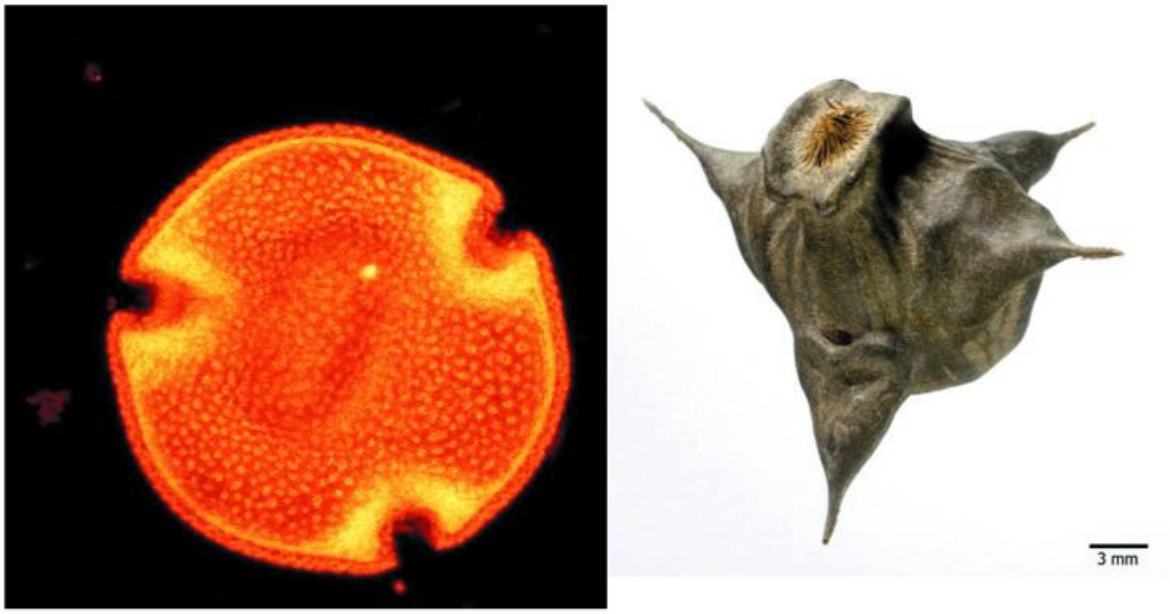


Abb. 2 Paläobotanische Mikro- und Makroreste. Während Pollenkörner sich nur mit einem guten Mikroskop identifizieren lassen (links: Pollenkorn der Linde, ca. 30 µm), sind Früchte und Samen bereits mit dem bloßen Auge zu erkennen (rechts: Frucht der Wassernuss, ca. 3 cm).

In Europa ist das letzte Interglazial (sog. Eem-Interglazial, benannt nach einem Fluss in den Niederlanden) die am besten bekannte und untersuchte Warmzeit des Quartärs überhaupt. Allein im nördlichen Mitteleuropa, das durch die nordischen Vereisungen geprägt wurde, wobei viele Seebecken entstanden, sind weit über 100 Lokalitäten aus dieser Warmzeit paläobotanisch detailliert bearbeitet und dokumentiert (Aalbersberg & Litt 1998). Die Pollenanalysen zeigen eine erstaunlich gute Übereinstimmung in den Grundzügen der Vegetationsentwicklung. Die Waldgeschichte der Eem-Warmzeit, die deutlich von anderen Interglazialen des Quartärs zu unterscheiden ist, besitzt eine charakteristische Reihenfolge bei der Einwanderung und Ausbreitung der Bäume, nachdem die vorangegangene Eiszeit beendet war (Abb. 3). Nach einer anfänglichen Birken-Kiefern-Zeit wandern Ulme und Eiche als erste wärmeliebende Gehölze aus Südeuropa ein. Es folgen Esche und Hasel, wobei letztere sich zeitweise massenhaft ausbreitet. Nach der Einwanderung von Erle, Eibe und Linde entwickeln sich dichte und dunkle Hainbuchenwälder mit Fichte. Die Tanne wandert relativ spät im nordmitteleuropäischen Tiefland ein. Am Ende der Eem-Warmzeit breiten sich erneut Birken-Kiefern-Wälder aus. Die Waldgeschichte setzt also mit einer borealen Vegetation ein, verläuft über warm-temperate Laubwälder und kühl-temperate Laubmischwälder bis hin zu einer abschließenden borealen Phase, worauf dann die letzte Eiszeit beginnt.

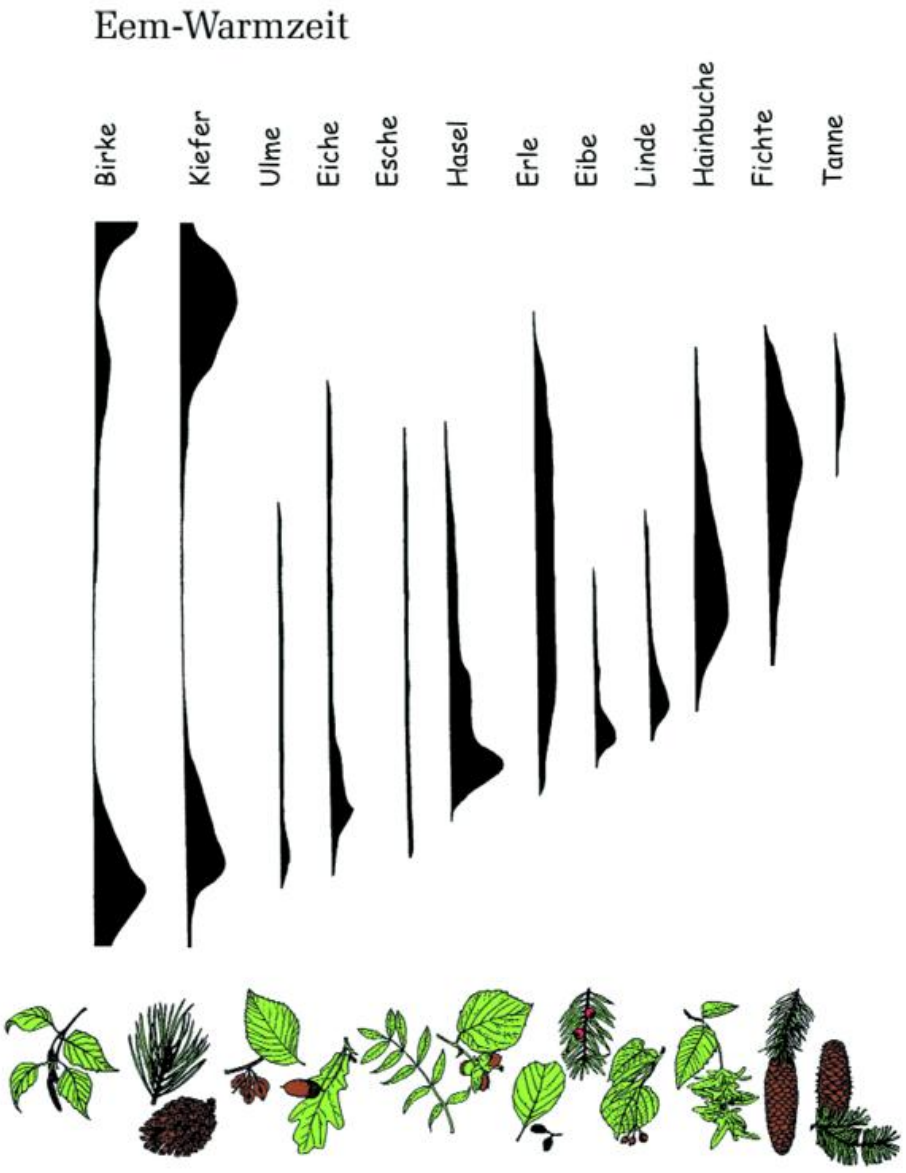


Abb. 3 Schematisiertes Pollenprozentdiagramm zur Illustration der Waldgeschichte in Nordwestdeutschland während der letzten Warmzeit (Eem-Interglazial, 126.000 bis 115.000 Jahre vor heute).

Zur Erfassung der Variabilität des Klimas ist eine möglichst exakte Zeitbestimmung unabdingbar. Über die Dauer der Eem-Warmzeit sind wir durch jährlich geschichtete Seesedimente informiert. Zählungen dieser in Europa sehr seltenen Ablagerungen ergaben Größenordnungen zwischen 10.000 und 11.000 Jahren. Eine Verknüpfung mit der „absoluten Chronologie" wird über physikalische Datierungsverfahren wie der Thorium/Uran-Methode sowie durch den Vergleich mit der Chronologie langer mariner Folgen erreicht. Somit ergibt sich der Zeitraum zwischen ca. 126.000 und 115.000 Jahren vor heute.

Die Korrelation der zahlreichen paläobotanischen Profile erlaubt eine flächenhafte Rekonstruktion der Landschaft in bestimmten Zeitscheiben (Abb. 4). Sie verdeutlicht, dass große Teile von Europa während des letzten Interglazials dicht bewaldet waren.

Dies betrifft auch das mediterrane Gebiet. Überdies waren die Gürtel der temperaten Wälder sowie die boreale Waldgrenze im Vergleich zu heute weiter nach Norden verschoben. Der globale Meeresspiegel lag in der Eem-Warmzeit etwas höher als in der Gegenwart, was sich weniger im Bereich der Nordsee, viel stärker jedoch in der baltischen Region ausgewirkt hat. Geologische Untersuchungen belegen marine Ablagerungen zwischen der Ostsee und dem Weißen Meer, so dass Skandinavien zeitweise eine Insel gewesen sein muss.

In den zurückliegenden 10 Jahren wurde über die Klimaentwicklung des letzten Interglazials kontrovers diskutiert. Bislang war man aufgrund der zahlreichen paläobotanischen Befunde von einem relativ ausgeglichenen Temperaturverlauf (Erwärmungsphase, optimale Phase und Abkühlungsphase) ausgegangen, der nicht durch abrupte Schwankungen mit hoher Amplitude unterbrochen wurde. Dieses Bild wurde infrage gestellt durch Untersuchungen stabiler Sauerstoffisotope im Rahmen von Bohrungen im grönländischen Eis (GRIP, Dansgaard et al. 1993). Der fragliche Abschnitt des Eiskerns, der als Bereich des letzten Interglazials interpretiert wurde, weist starke Schwankungen und Einbrüche im Isotopensignal auf, die teilweise nur in der nachfolgenden Kaltzeit erreicht werden (Abb. 5). Allerdings findet dieses Signal in der Form weder eine Entsprechung in einem weiteren Eiskern aus Grönland (GISP, Grootes et al. 1993) noch in Untersuchungen mariner Sedimente im Nordatlantik (McManus et al. 1994). Mittlerweile wird in Erwägung gezogen, dass gerade dieser fragliche Abschnitt des GRIP-Eiskerns, bedingt durch seine basale Lage, aufgrund von Gletscherbewegungen stark gestört wurde.

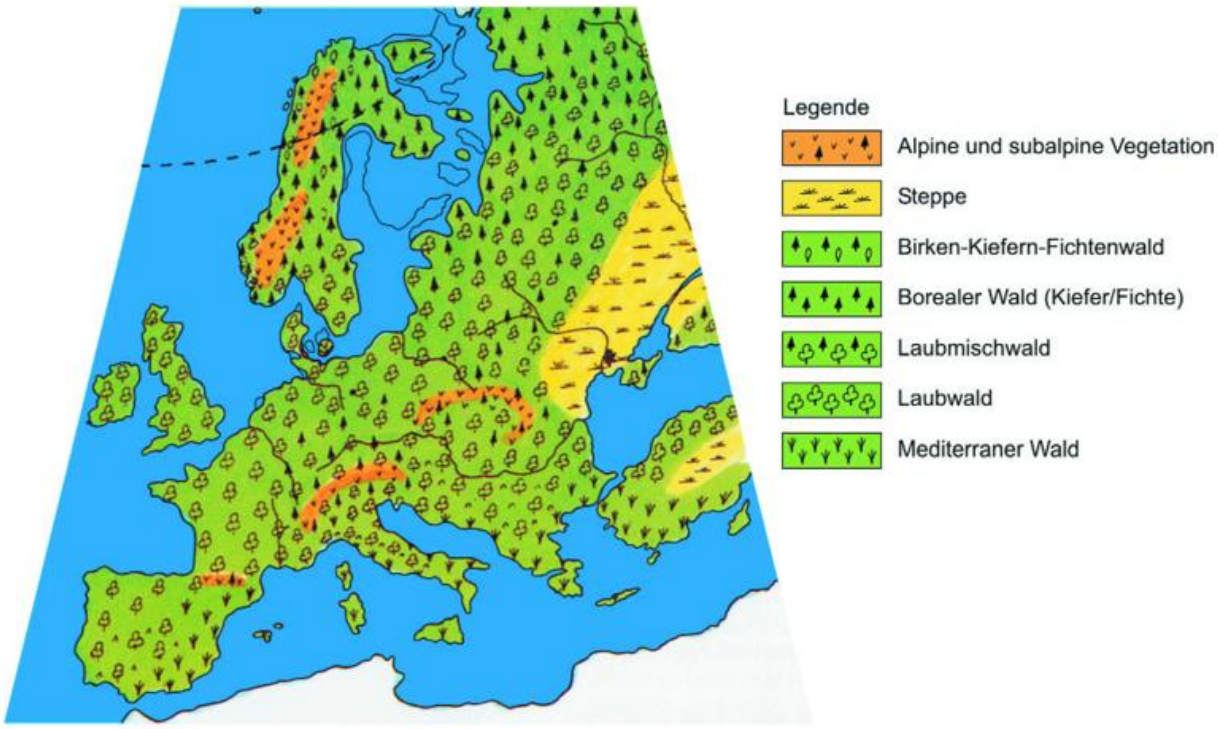


Abb. 4 Landschaft Europas während der letzten Warmzeit, vor ca. 124.000 Jahren (nach Andersen & Borns 1994)

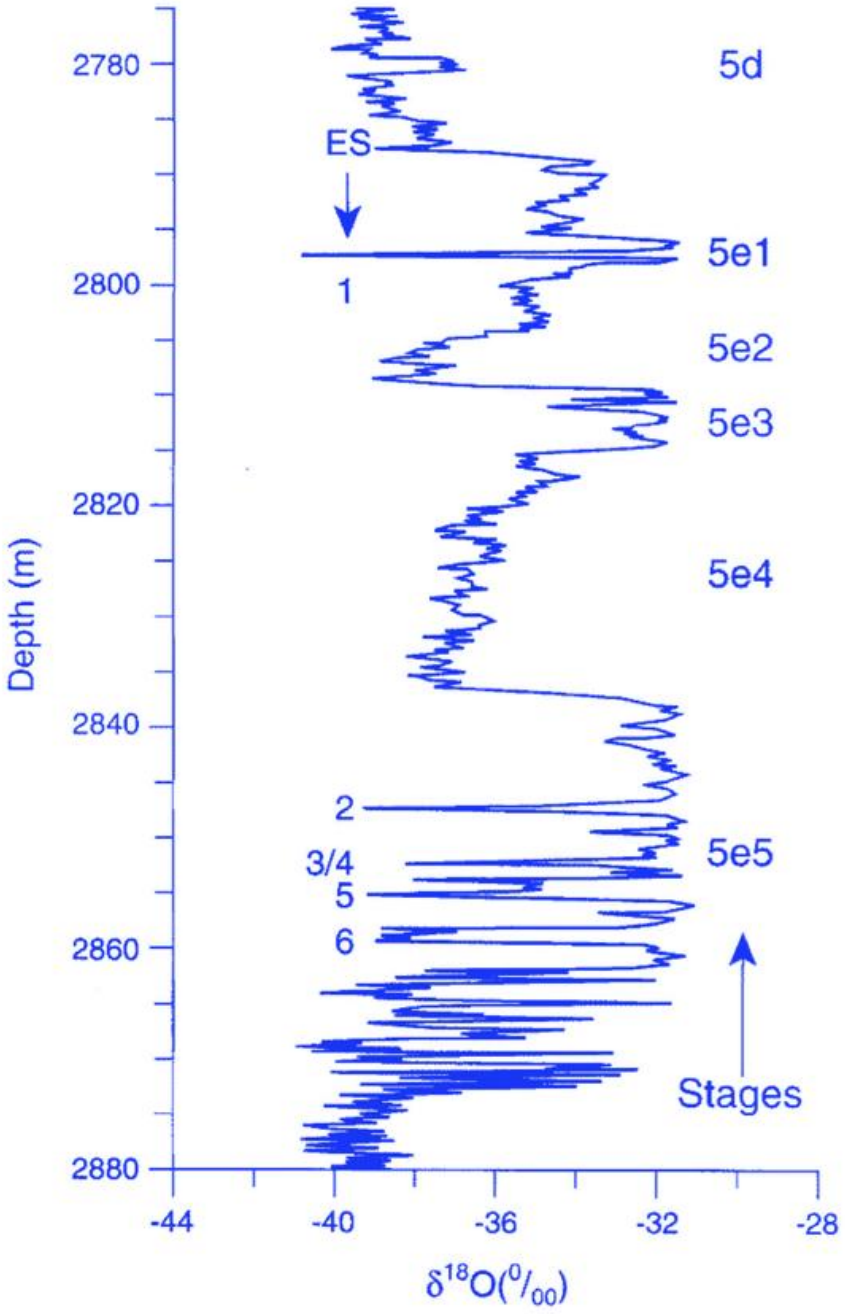


Abb. 5 Kurve der stabilen Sauerstoffisotopenverhältnisse aus einem Bereich des GRIP-Eisbohrkerns aus Gönland, der dem letzten Interglazial entsprechen soll (Stages 5e1 - 5e5, nach Johnsen et al. 1997). Die starken Fluktuationen werden als Instabilität des Klimas gedeutet und werfen Fragen auf über den Temperaturverlauf während der Eem-Warmzeit in Europa.

Diese Diskussion hat die terrestrische Paläoklimatologie stimuliert, verstärkte Anstrengungen bei der Anwendung quantitativer Methoden zur Klimarekonstruktion des Eem-Interglazials zu unternehmen. Eine entscheidende Frage ist die, wie sich die paläobotanischen Proxydaten in Parameter des bodennahen Klimazustandes transferieren lassen. In der Zwischenzeit stehen verschiedene Ansätze, Neuentwicklungen und Modifikationen zur Verfügung, um botanisch-klimatologische Transferfunktionen zu beschreiben und diese für die Paläoklimarekonstruktionen zu nutzen (siehe Infobox). Deutliche Fortschritte wurden nicht zuletzt dann erzielt, wenn die Paläobotanik eng mit der Meteorologie zusammengearbeitet hat.

Quantitative Paläoklima-Rekonstruktion

Die **Klimaindikatorarten-Methode** basiert auf Beobachtungen der aktuellen Geobotanik, wonach rezente Verbreitungsareale bzw. Arealgrenzen ausgewählter Pflanzenarten von bestimmten Klimaparametern abhängig sein können. Diese Zusammenhänge werden auf die Vergangenheit mittels Nachweise fossiler Pollen und pflanzlicher Großreste übertragen. Das klassische Verfahren nach Iversen (1944) ist inzwischen wesentlich erweitert und durch rechnergestützte statistische Methoden modifiziert worden, wobei in die Rekonstruktion lediglich die Information Art vorhanden/nicht vorhanden eingeht:

Die **Mutual Climatic Range-Methode** wurde zunächst auf fossile Käfer-, später auch auf fossile Pflanzenreste angewendet (Atkinson et al. 1987, Sinka & Atkinson 1999), wobei der geometrische Überlappungsbereich der Klimaareale zahlreicher Arten im Klimaraum eine bessere Näherung des Paläoklimas ergeben soll. Das Problem hierbei liegt jedoch in der unzureichenden statistischen Grundlage, denn es wird nur die geometrische Schnittmenge der rezenten Exsistenzbereiche der einzelnen Arten im Klimaraum ermittelt.

Die sog. **pdf-Methode** (pdf – probability density function) verwendet für die Rekonstruktion bedingte Wahrscheinlichkeits-Dichtefunktionen (Kühl et al. 2002, Kühl & Litt 2003), wobei eine hochauflösende globale Klimatologie (New et al., 1999) mit Verbreitungsarealen der Pflanzenarten verknüpft werden (Abb. 6). Der statistische Ansatz liefert durch die Kombination (Multiplikation) der pdf´s mehrerer Arten, die gemeinsam in einem fossilen Probenspektrum vorkommen, ein wahrscheinlichstes Klima (Maximum der resultierenden pdf) mit einem Unsicherheitsbereich (z.B. ein 90% Konfidenzintervall um das Maximum der pdf).

Bei der sog. **modern analogue technique** geht das gesamte Pollenspektrum mit den Häufigkeitsveränderungen in die Klimarekonstruktion ein (Overpeck et al. 1985, Guiot et al. 1989, Cheddadi et al. 1998). Für die Transferfunktion werden rezente Pollenspektren in Beziehung zu heutigen Klimadaten über Wetterstationen gebracht. Die Klimarekonstruktion basiert dann auf der größten Ähnlichkeit zwischen modernen und fossilen Pollenspektren. Kritisch anzumerken ist, dass Häufigkeitsveränderungen im Pollendiagramm nicht nur durch Klima, sondern auch durch Einwanderung und Ausbreitung von Gehölzen sowie durch Standort- und Konkurrenzverhältnisse, in jüngerer Zeit auch durch menschliche Einflüsse, verursacht werden. Darüber hinaus steht und fällt die Methode mit der Verfügbarkeit moderner Analogien für die fossilen Pollenspektren, die gerade für Zeiträume älter als die Nacheiszeit mitunter schwer zu belegen ist. In dieser Beziehung ist z.B. die pdf-Methode robuster.

Die Rekonstruktionsergebnisse werden in ihrer Aussagesicherheit wesentlich erhöht, wenn sie mit paläobotanisch unabhängigen Parametern verifiziert werden können, wie dies am Beispiel der eemzeitlichen Fundstelle bei Gröbern in Mitteldeutschland demonstriert werden kann (Abb. 7). Die pollenanalytischen Daten wurden durch botanisch-klimatologische Transferfunktion mittels pdf-Methode (siehe Infobox) in Temperaturwerte umgewandelt und mit den Sauerstoffisotopenmessungen am selben Profil verglichen (Kühl & Litt 2003). Die Kurvenverläufe zeigen unabhängig voneinander ähnliche Trends. Dramatische Klimaschwankungen mit sehr hohen Amplituden innerhalb der letzten Warmzeit, wie sie anhand des GRIP-Bohrkerns postuliert wurden, lassen sich hier nicht bestätigen. Am Beginn des Interglazials steigen die Sommer- und Wintertemperaturen recht schnell an und schwanken mit geringerer Amplitude bis zur deutlichen Abkühlungsphase am Ende der Warmzeit. Die pdf-Methode wurde an weiteren europäischen Eemvorkommen getestet (Kühl & Litt 2003). Auch in diesen Fällen deuten die Ergebnisse eher auf relativ stabile Klimaverhältnisse, abgesehen vom Beginn und Ende der Warmzeit. Die Anwendung alternativer Transferfunktionen wie der sog. modern analogue technique (siehe Infobox) auf zahlreiche Eemfolgen aus Frankreich und Polen zeigen ebenfalls keine extremen Klimarückschläge in den Rekonstruktionsergebnissen (Cheddadi et al. 1998, Rioual et al. 2001).

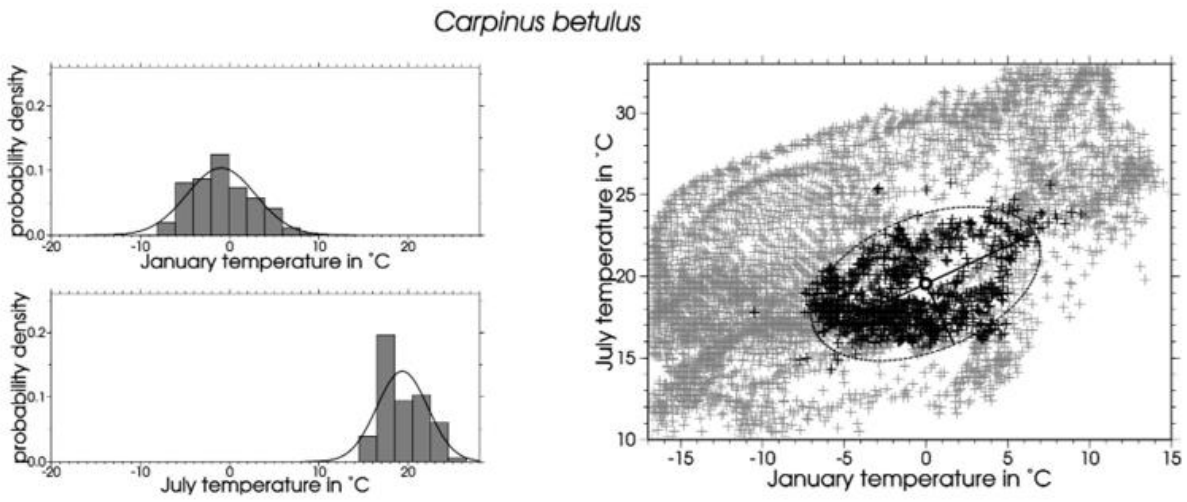


Abb. 6 Wahrscheinlichkeits-Dichtefunktion (pdf - probability density function, Erläuterung siehe Infobox) zur Beschreibung der Beziehung zwischen Pflanzenareal und Temperatur. Rechts: Januar- und Juli-Temperaturwerte der Gitterpunkte innerhalb der verwendeten hochauflösenden Klimatologie, in denen die Hainbuche (Carpinus betulus) nicht vorkommt (graue Kreuze) und vorkommt (schwarze Kreuze). Die Ellipse umfasst das 90%-Integral unter der pdf, an ihrem Mittelpunkt besitzt die berechnete pdf ihr Optimum bzw. Maximum. Links: Schätzungen der eindimensionalen pdf (Histogramm und Normalverteilung). (Aus Kühl et al. 2002).

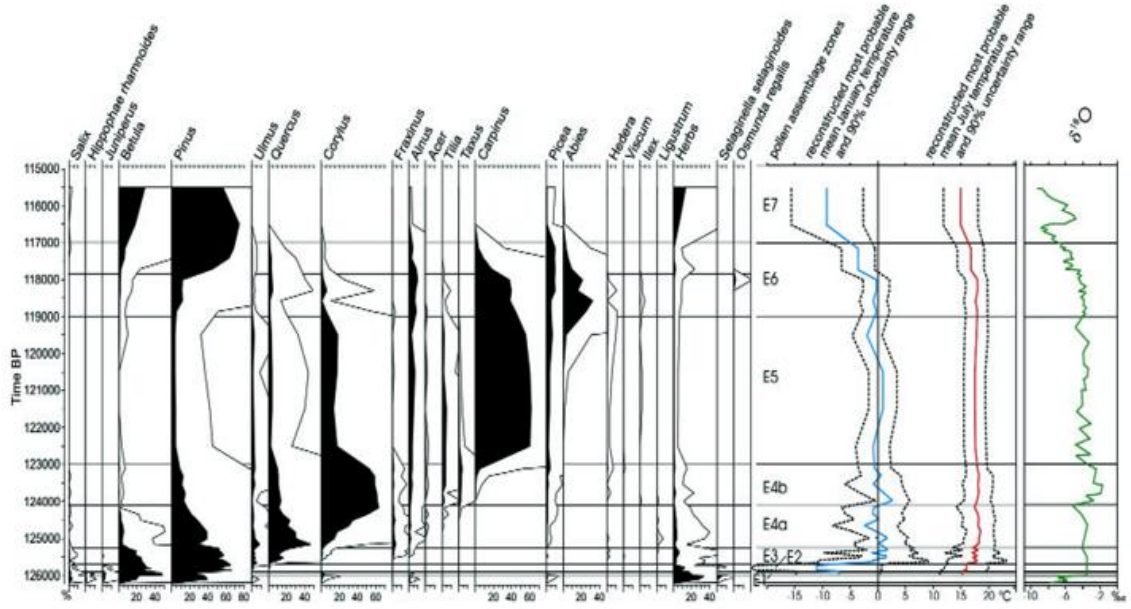


Abb.7 Rekonstruierte Januar- und Julitemperaturen der Eem-Warmzeit mittels pollenanalytischer Daten im Vergleich zu Messungen der stabilen Sauerstoffisotope ($\delta^{18}O$) am Beispiel von Gröbern. Für die Paläoklimarekonstruktion wurde die pdf-Methode verwendet (Kühl et al. 2002). Pollenanalytische und isotopengeochemische Daten nach Litt et al. (1996). (Aus Kühl & Litt 2003).

In Zusammenarbeit zwischen Meteorologie und Paläobotanik ist es im Rahmen eines Dissertationsprojektes in Bonn gelungen, ein variationelles Verfahren anzuwenden, das durch Interpolation der durch die paläobotanischen Daten lokal gewonnenen Punktrekonstruktionen zu einer Rekonstruktion räumlich kohärenter Temperaturfelder führt (Gebhardt 2003). Im mittleren Abschnitt der Eem-Warmzeit (sog. Hainbuchenphase) deuten die rekonstruierten Temperaturfelder beispielsweise auf ozeanische Verhältnisse in Europa hin (Abb. 8). Die rekonstruierten Januar-Anomalien haben positive Werte über weite Teile von Mittel-, Nord- und Osteuropa mit steigender Tendenz in Richtung Baltikum. Dies ist durchaus plausibel, wenn die veränderte Land-Meer-Verteilung in diesem Raum berücksichtigt wird (Abb. 4). Demgegenüber treten negative Anomalien verstärkt in Südosteuropa auf. Allerdings ist die Datengrundlage in Mittel- und Nordeuropa wesentlich dichter.

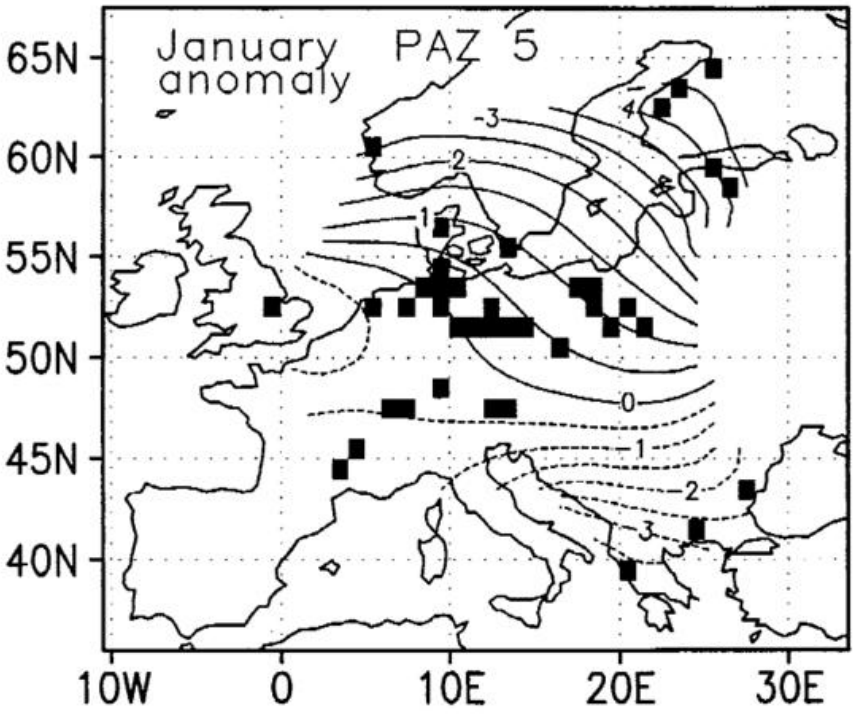


Abb. 8 Rekonstruierte Januar-Anomalien für den mittleren Abschnitt der Eem-Warmzeit (sog. Hainbuchenphase, PAZ 5). Die schwarzen Gridzellen markieren Bereiche, aus denen paläobotanische Daten vorliegen und die für die lokalen Temperaturrekonstruktionen genutzt wurden (aus Gebhardt 2003).

Die terrestrische Paläoklimatologie verfügt also mittlerweile über ein breites Methodenspektrum, um die zeitliche Variabilität des Klimas während der letzten Warmzeit quantitativ zu erfassen. Überdies erlauben die Paläodaten die Rekonstruktion räumlicher Muster (Temperaturgradienten) in bestimmten Zeitscheiben des Eem-Interglazials. Quantitative Paläoklimarekonstruktionen auf der Grundlage von paläobotanischen Datensätzen sind somit hervorragend geeignet, nicht nur Aussagen zur natürlichen Klimavariabilität über lange Zeitreihen zu treffen, sondern auch numerische Modelle zu validieren, die Klimaprozesse über große Zeit- und Raumskalen simulieren. Dieser Ansatz wird gegenwärtig im Rahmen des Deutschen Klimaforschungsprogramms DEKLIM (gefördert durch das BMBF) weiter verfolgt.

Literatur

Aalbersberg, G., Litt, T. (1998). Multi-proxy climate reconstructions for the Eemian and Early Weichselian. Journal of Quaternary Science, 13, 367-390.

Andersen, B.G., Borns, H.W. (1994). The Ice Age World. Scandinavian University Press, Oslo.

Atkinson, T.C.; Briffa, K.R., Coope, R. (1987). Seasonal Temperatures in Britain during the past 22,000 years, reconstructed using beetle remains. Nature 325, 87-592.

Cheddadi, R., Mamakowa, K., Guiot, J., De Beaulieu, J.-L., Reille, M., Andrieu, V., Granoszewski, W., Peyron, O., (1998). Was the climate of the Eemian stable? A quantitative climate reconstruction from seven European pollen records. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 143, 73-85.

Gebhardt. C. (2003). Variational reconstruction of Quaternary temperature fields using mixture models as botanical-climatological transfer functions. Bonner Meteorologische Abhandlungen 60, 205 S.

Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S., Jouzel, J. (1993). Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. Nature, 366, 552-554.

Guiot, J.; Pons, A.; Beaulieu, J.L. de, Reille, M. (1989). A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. Nature 338, 309-313.

Iversen, J. (1944) Viscum, Hedera and Ilex as climate indiccators. Geologiska Föreningens Förhandlingar 66, 463-483.

Johnsen, S., Clausen, H.B., Dansgaard, W. et al. (1997). The ?18O record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climate instability. Journal of Geophysical Research-Oceans 102, 26.397-26.410.

Kühl, N., Gebhardt, G., Litt, T., Hense, A. (2002). Probability Density Functions as Botanical-Climatogical Transfer Functions for Climate Reconstruction. Quaternary Research, 58, 381-392.

Kühl, N., Litt, T. (2003). Quantitative time series reconstruction of Eemian temperature at tree European sites using pollen data. Vegetation history and Archaeobotany 12, 205-214.

Litt, T., Junge, F., Böttger, T. (1996). Climate during the Eemian in north-central Europe - a critical review of the palaeobotanical and stable isotope data from central Germany. Vegetation History and Archaeobotany 5: 247-256.

McManus, J.F., Bond, G.C., Broecker, W.S., Johnsen, S., Labeyrie, L., Higgins, S. (1994). High-resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial. Nature, 371, 326-329.

New, M.G., Hulme, M., Jones, P.D. (1999). Representing 20th century space-time climate variability. Journal of Climate, 12, 829-856.

Overpeck, J.T., Webb III, T., Prentice, I.C. (1985). Quantitative Interpretation of Fossil Pollen Spectra: Dissimilarity Coefficients and the Method of Modern Analogs. Quaternary Research, 23, 87-108.

Rioual, P., Andrieu-Ponel, V., Rietti-Shati, M., Battarbee, R.W., de Beaulieu, J.-L., Cheddadi, R., Reille, M., Svobodova, H., Shemesh, A. (2001). High-resolution record of climate stability in France during the last interglacial period. Nature, 413, 293-296.

Sinka, K.L., Atkinson, T.C. (2000). A mutual climate range method for reconstructing palaeoclimate from plant remains. Journal of Geological Society 156, 381-396.

Thouveny, N. (1999). A 300,000 Year Record from Lac du Bouchet, France. PAGES Newsletter 99-3, 8.

Das Klima der letzten 11.000 Jahre

R. Schneider, G. Lohmann

Einführung

Dieser Beitrag befaßt sich mit dem Klimaabschnitt des Holozäns, der letzten Warmzeit von vor etwa 11.000 kalendarischen Jahren bis heute, die auf den letzten starken Klima-Rückschlag in Richtung glazialer Bedingungen, der Jüngeren Dryas, folgt (Abb. 1). Er beschreibt vor allem die Klimaentwicklung auf Zeitskalen von Jahrhunderten bis Jahrtausenden und geht nicht detailliert auf kurzzeitigen Schwankungen der letzten 1000 Jahre (siehe Beitrag Glaser) und nicht auf die, aus historischen Aufzeichnungen abgeleiteten, kurzzeitigen Klimaschwankungen ein.

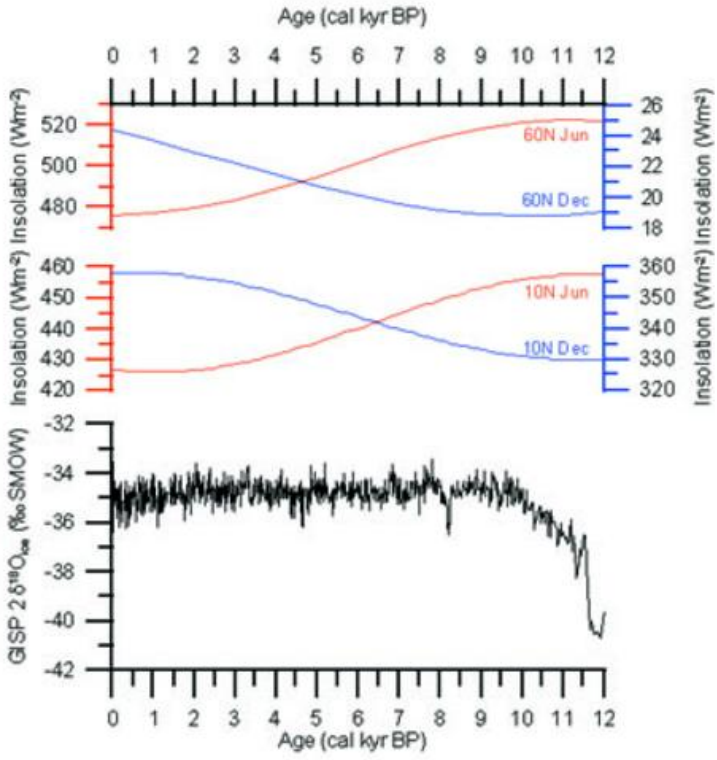


Abb. 1 GISP Eiskern Sauerstoffisotopen-Kurve und saisonale Einstrahlungs-Änderungen in W/m² bei 60° und 10°N für das Holozän. (Quelle: J.-H. Kim, Bremen, Daten aus NGDC NOAA Boulder, Colorado, USA).

Obwohl die Klimaentwicklung während des Holozäns entscheidend zur Entwicklung und Ausbreitung der modernen menschlichen Gesellschaft und Kultur beigetragen hat, ist überraschend wenig über die räumlichen und zeitlichen Muster der Klimaentwicklung im Kontext von externen Antriebsmechanismen und internen Rückkopplungsprozessen auf den entsprechenden Zeitskalen bekannt. Bis in die neunziger Jahre lagen nur wenige Klimakurven mit hinreichender zeitlicher Auflösung vor. Deshalb wurde das Holozän lange Zeit als eine Klimaperiode ohne starke globale Klimaschwankungen mit relativ konstanten Gehalten an Treibhausgasen in der Atmosphäre betrachtet (Abb. 2). Zu dieser Betrachtungsweise trugen vor allem die Sauerstoffisotopen-Kurven der polaren Eisbohrkerne Grönlands bei (Abb. 1), die im Gegensatz zu den aufsehenerregenden kurzzeitigen glazialen Klimaschwankungen, auch bekannt als Dansgaard/Oeschger-Zyklen, auf nur geringe Klimavariabilität während der letzten etwa 11.000 Jahre hindeuteten. So gab es zwar auch Klimakurven aus unterschiedlichen terrestrischen und marinen Archiven, wie Baumring-Kurven, Zeitserien von Pollenvariationen oder von organisch/anorganischen Bestandteilen aus Bodenprofilen und Seesedimenten sowie von Dickenwachstum und Sauerstoffisotopen-Kurven von Korallen oder von marinen Mollusken, die Interpretationen hatten jedoch oft nur lokale Aussagen zur Folge.

Zudem reichte entweder die Länge dieser Zeitserien nicht für die Betrachtung des gesamten Holozäns oder die zeitliche Auflösung erlaubte in den meisten Fällen keine Aussagen zu möglichen Klimazyklen oder zu Trends über einige tausend Jahre hinaus. Auch galt das akademische Interesse vieler Paläoklimatologen zumeist den außerordentlich ausgeprägten Eiszeitzyklen, die in allen Archiven und den entsprechen Klimakurven mit hinreichender Signifikanz dokumentiert waren, so dass eine Fülle von Klimakurven zur Verfügung stand, um sich mit den Kollegen und in Publikationen mit den Antriebs- und Rückkopplungs-Mechanismen auseinanderzusetzen. Über mögliche Antriebsmechanismen für holozäne schnelle Klimawechsel während der letzten 11.000 Jahre gab es nur wenige Informationen. Die Schwankungen der Einstrahlung aufgrund der Veränderung in den Erdbahnparametern, vor allem die holozänen Änderungen in Präzession und Schiefe der Erdrotationsachse waren gegenüber den Schwankungen während des Pleistozäns so gering, dass aufgrund der geringen Abnahme in der Nordsommer-Einstrahlung und der gleichzeitigen Zunahme der Wintereinstrahlung für die Nordhemisphäre nur ein langanhaltender Trend einer langsamen Abkühlung erwartet wurde (Abb. 1). Diese Annahme entsprach dem Zeugnis vieler holozäner Klimakurven mit nur geringer zeitlicher Auflösung, die in irgendeiner Weise alle auf eine „Verschlechterung" des Klimas in Richtung kälterer, trockenerer, und/oder windigerer Bedingungen hinwiesen. Über die Veränderungen der solaren Aktivität und deren Klimaeinfluß auf Zeitskalen von Jahrhunderten bis Jahrtausenden gab es nur wenig Informationen, entsprechendes galt und gilt heute noch über die Auswirkungen von Vulkanausbrüchen und deren Aschen und Staubemissionen in die Atmosphäre. Zwar waren und sind deren Klimawirkung relativ unbestritten, aber es fehlten systematische Kenntnisse für die letzten 11.000 Jahre.

Aus Mangel an Ressourcen und der Möglichkeit, physikalische Prozesse in Atmosphäre und Ozean gekoppelt zu simulieren, beschränkte sich die Modellierung des Klimas in der Vergangenheit zunächst auf Experimente für bestimmte Klimazustände zu einem bestimmten „geologischen" Zeitpunkt, z.B. glaziales Maximum oder holozänes Klimaoptimum. So waren bestimmte Klimazustände während des Holozäns (The Cooperative Holocene Mapping Project, COHMAP 1988) oder die Simulation für afrikanische Vegetationsänderungen mit den vielen Hinweisen auf eine grüne Sahara vor 7.000 bis

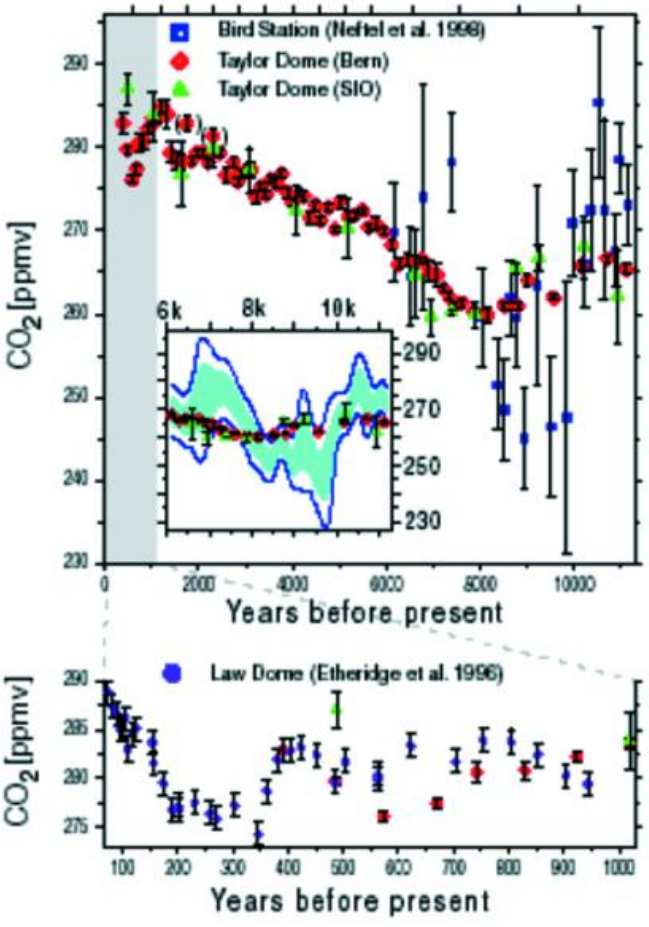


Abb. 2 Änderungen im atmosphärischen CO_2-Gehalt über die letzten 11.000 Jahre gemessen an arktischen und antarktischen Eisbohrkernen (Indermühle et al. (1999), Quelle: Bildersammlung PAGES)

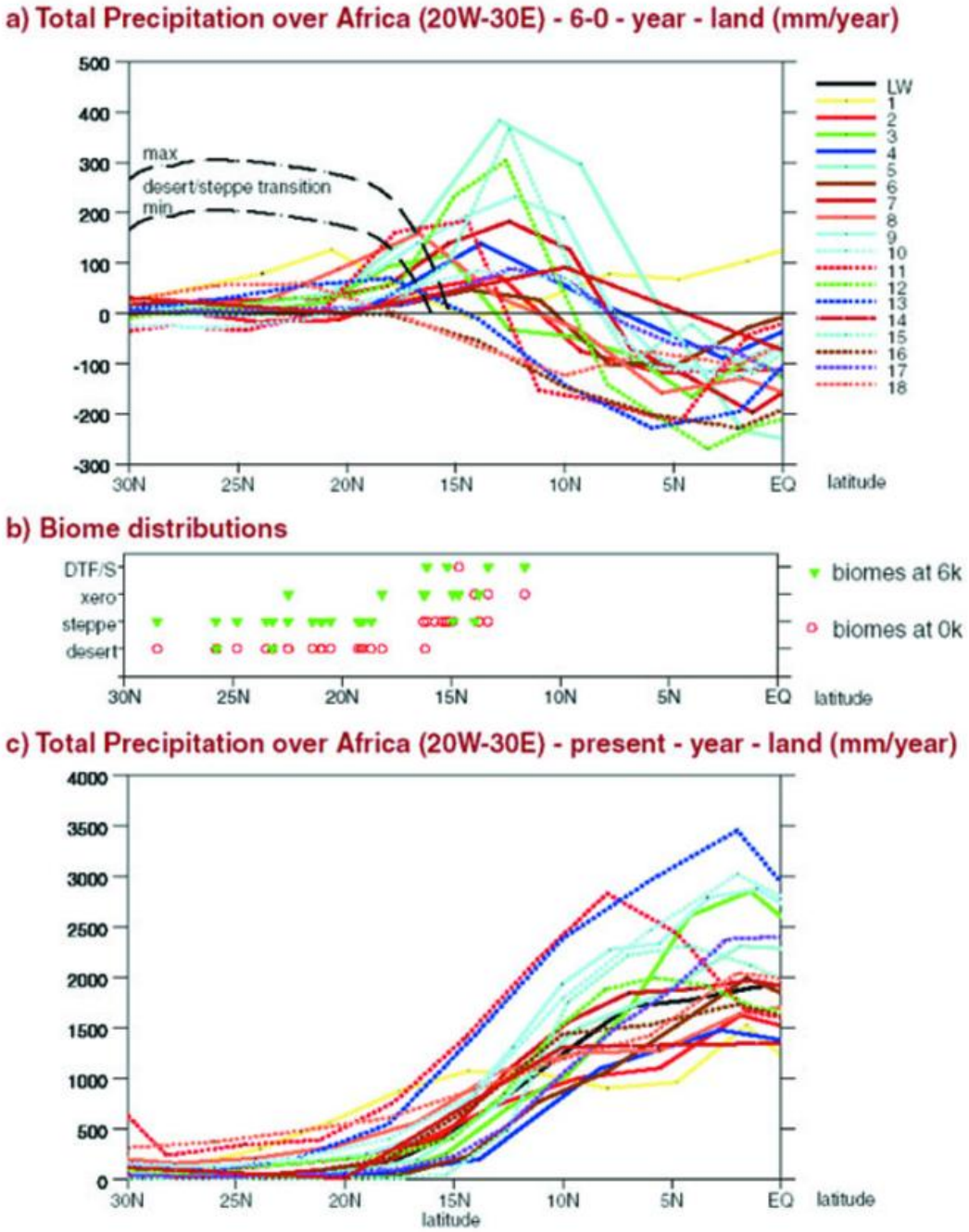


Abb. 3 BIOME 6000 Rekonstruktionen für die Ausbreitung der Steppenvegetation in der südlichen Sahara im mittleren Holozän (b) und die Verschiebung der Zone der höchsten Niederschlagsmengen vor 6000 Jahren (a) gegenüber der heutigen Situation (c) in unterschiedlichen Klimamodellen (PMIP 6000, www-lsce.cea.fr/pmip/). Der Vergleich zwischen Vegetationsdaten und Modellergebnissen zeigt deren Diskrepanz in Bezug auf die größte nördliche Ausbreitung
(Joussaume et al. (1999), Quelle: Bildersammlung PAGES)

6.000 Jahren vor heute (BIOME 6000, www.bgc.mpg.de/ bgc_prentice/projects/biome6000/ index.html) Ziel vieler Modellexperimente (Abb. 3). Die ersten globalen Klimarekonstruktionen und Klimasimulationen widmeten sich vor allem dem Ansatz, durch gut datierte Paläoklimadaten und durch atmosphärische Zirkulationsmodelle die Gründe und Mechanismen für Unterschiede zwischen bestimmten Klimazuständen für bestimmte Zeitpunkte, z.B. vor 18-, 15-, 12-, 9-, 6- und 3.000 Jahren vor heute (COHMAP 1988) zu beschreiben. War dieser Ansatz für das glaziale Maximum

noch einigermaßen nachvollziehbar und der Zeitpunkt dieses Zustandes relativ einfach zu fixieren (z.B. Diskussion in Mix et al. (2001) für 21.000 Kalenderjahre bzw. 18.000 Radiokarbon-Jahre vor heute), so wurde schnell deutlich, dass eine Festlegung des holozänen Klimaoptimums sich sehr schwierig gestaltet. Je nach betrachtetem Mechanismus, z.B. Meeresspiegel-Hochstand und stärkster Rückzug kontinentaler Eiskappen, Niederschlagshäufigkeit, Oberflächentemperatur oder Intensität der atmosphärischen Zirkulation, war der Zeitpunkt für „optimale" klimatische Verhältnisse einer Warmzeit im Holozän irgendwann zwischen 11.000 und 5.000 Jahren vor heute. Eine weitere Schwierigkeit bei der Modellierung war der Einsatz gekoppelter Atmosphäre-Ozean-Biosphäre Modelle für paläoklimatische Fragestellung. So wurde bis vor wenigen Jahren die Simulation mit heutigen fest vorgeschriebenen Ozeantemperaturen und Vegetationsverteilungen durchgeführt.

Heute kommt der holozänen Klimaentwicklung und der Erforschung dieser nur etwa 11.000 Jahre umfassenden, jüngsten aller geologischen Zeitstufen eine besondere Bedeutung zu, weil sie sich durch einen einzigartigen Unterschied gegenüber den vorhergehenden etwa 4 Milliarden Erdgeschichte auszeichnet. Dies ist die Erkenntnis, dass erstmals eine Gemeinschaft von Lebewesen in der Lage zu sein scheint, die zukünftige globale Klimaentwicklung entscheidend beeinflussen zu können und dies vielleicht mit noch regionalen Auswirkungen schon seit mehreren tausenden von Jahren getan hat. Gerade die Erforschung dieses letzten Aspektes, was sind menschlich beeinflußte Veränderungen und welche wurden von Prozessen, die nicht dem anthropogenen Einfluß unterliegen, bewirkt, ist eine der umstrittensten Fragen bei vielen Untersuchungen mit regionalem oder globalem Charakter. Zusätzlich angetrieben von der aktuellen Diskussion über die möglichen Konsequenzen der anthropogenen Emissionen fossiler Brennstoffe und der Erhöhung der Treibhausgas Konzentrationen in der Atmosphäre steht die Erforschung der holozänen Klimavariabilität unter besonderer Beobachtung der Öffentlichkeit und politischer Entscheidungsgremien. Dies ist insbesondere der Fall, wenn es darum geht, die möglicherweise von den durch Menschen beeinflußten Klimaschwankungen in historischer Zeit (die letzten etwa 2000 Jahre und hier vor allem die letzten 150 Jahre seit Beginn der industriellen Entwicklung mit enormen Energieverbrauch) von denen zu unterscheiden, die seit mehreren tausenden von Jahren wirksam waren.

Dieser Beitrag soll deshalb einen kurzen Überblick über die wichtigsten Erkenntnisse der letzten Jahre zur Klimavariabilität des Holozäns geben, auch aus der Sicht der marinen Paläoklimaforschung. Die Klimazeugen aus dem marinen Bereich und aus tropischen und polaren Eiskappen sind außerordentlich gut für die Untersuchung der natürlichen Klimavariabilität geeignet, weil hier für die letzten Jahrtausende der Einfluß menschlicher Aktivitäten auf die untersuchten Klimaarchive relativ sicher auszuschließen ist. Auch würde eine entsprechende Darstellung der Vielzahl der neuen Erkenntnisse aus den Klimaarchiven der einzelnen Kontinente weit über den Rahmen dieses Artikels hinausführen. Für die neuesten Erkenntnisse zur kontinentalen Klimaentwicklung des Holozäns in Europa sei der interessierte Leser auf die neuesten Ergebnisse des Verbundvorhabens KIHZ verwiesen (Fischer et al. 2004), welches gerade im Januar 2004 sein Abschlußkolloquium durchgeführt hat. Darüber hinaus kann dieser Artikel keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben, da nahezu monatlich eine oder mehrere Publikationen zu dieser Thematik in internationalen Fachzeitschriften (z.B. The Holocene, Nature, Science, Paleoceanography, Geophysical Re-

search Letters, Climate Dynamics, etc) erscheinen. Ein weiteres Anliegen dieses Beitrages ist es, offene Fragen, methodische Schwierigkeiten und neue Ansätze darzustellen, die sich bei der Interpretation von Klimaarchiven und Modellergebnissen ergeben. Es werden Argumente für eine stärkere Verzahnung der Erforschung von Klimaarchiven und Klimamodellierung geliefert, welche eine neue Dimension in der Betrachtung des vergangenen, heutigen und zukünftigen Klimas und der holozänen Umweltbedingungen eröffnet.

Klimaarchive

Seit Beginn der intensiven Diskussion um die zukünftige Klimaentwicklung vor etwa 20 Jahren und den vielfachen Hinweisen auf eine fortschreitende Zunahme der mittleren Oberflächentemperatur, gekoppelt mit einer stetigen Zunahme der Kohlendioxidkonzentration und anderer Spurengase in der Atmosphäre (IPCC, 1994, 2000, 2001), wurden vielfache Anstrengungen unternommen, um detaillierte Erkenntnisse zur Klimaentwicklung während des Holozäns zu gewinnen. Diese sollten dann eine bessere Abschätzung der Geschwindigkeit, der Größenordnung sowie der Häufigkeit und Regularität bzw. Irregularität von natürlichen Klimavariationen in einer Warmzeit erlauben. Um diesen Zielen gerecht zu werden, war die Exploration von besonderen terrestrischen und marinen Klimaarchiven notwendig geworden. Die Archive mußten möglichst die Rekonstruktion kontinuierlicher Zeitserien von Klimaindikatoren zulassen, die in hoher zeitlicher Auflösung von einzelnen Jahren bis Jahrhunderten (entsprechend den historischen Klimakurven aus Aufzeichnungen) bis 11.000 Jahre vor heute zurück reichen oder mindestens Abschnitte von mehreren Jahrhunderten oder Jahrtausenden aus bestimmten markanten Klimaphasen des Holozäns abdecken. Aus diesem Anspruch heraus ist die Zahl und Art der holozänen Klimaarchive für systematische regionale und überregionale Rekonstruktionen relativ eingeschränkt, es gibt aber einzelne Archive auf den Kontinenten und in den Ozeanen die sogar jährliche Auflösung zulassen (Abb. 4).

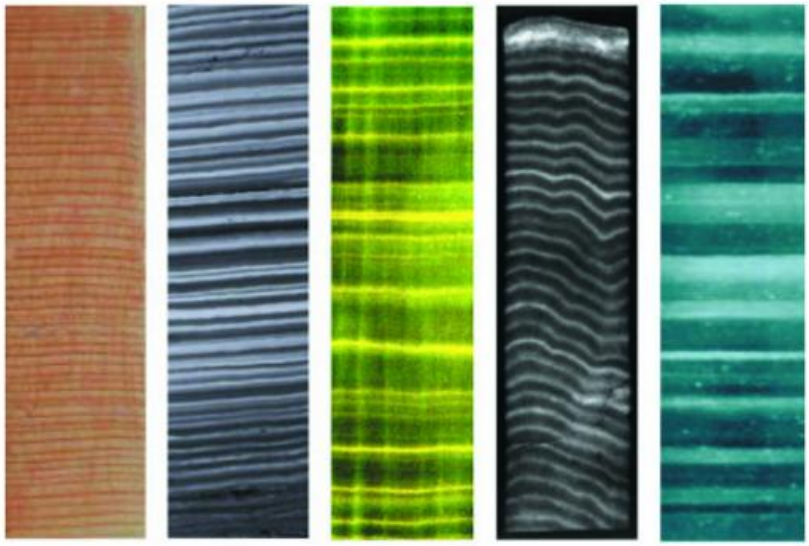


Abb. 4 Kontinentale und marine Klimaarchive mit Jahresschichtung oder –wachstum. Von links nach rechts: Baumringe (Pinie Tasmanien, E. Cook), Laminierte Seesedimente (Maarsee Eifel, B. Zolitschka), Speleotheme (Stalagmit Norwegen, J. Kihle), Korallen- (Papua Guinea, S. Thudhope) und Eisbohrkern (GISP Grönland, A. Gow). (Quelle: PAGES Newsletter Oktober 2003, Abbildung zusammengestellt durch ESF HOLIVAR Projekt http://www.esf.org/holivar).

Für kontinentale und globale Klimarekonstruktionen sind die Eiskerne aus den polaren und montanen Eiskappen einzigartig. Durch die Erhaltung von Jahreslagen der

Schnee- und Aerosolakkumulation über die letzten 11.000 Jahre liefern sie das Grundgerüst der heutigen Erforschung des holozänen Klimas für die Variationen von Gasen, Staub, Feuchte und Intensität der Zirkulation in der Atmosphäre (z.B. Majewski et al. 1994, Indermühle et al. 1999, Petit et al. 1981, Thompson 2000). Darüber hinaus werden für die Rekonstruktion der holozänen Klimavariationen auf den Kontinenten vor allem Baumringe und Seesedimente (Warven) verwendet. Durch die überlappende Kombination von Baumring-Profilen aus unterschiedlichen fossilen Baumstämmen konnte eine 11.000 Jahre zurückreichende Baumring-Chronologie zusammengestellt werden (Kromer et al. 2001). Als Klimazeugen aus Bäumen werden vor allem das Dickenwachstum und die Kohlenstoffisotopen-Zusammensetzung verwendet, wobei aber die Einflußgrößen auf Dickenwachstum und stabile Kohlenstoffisotope nicht eindeutig geklärt sind. Es werden vor allem Variationen der Temperatur und die Niederschlagsmengen für beide Parameter als steuernde Einflüsse verantwortlich gemacht. Eine mit den Baumringen und Eiskernen vergleichbare zeitliche Auflösung von einzelnen Jahren liefern gewarvte Seesedimente. Hier stehen seit einigen Jahren auch kontinuierliche Klimakurven für die gesamten letzten 11.000 Jahre vor allem aus europäischen vulkanischen Kraterseen zur Verfügung (z.B. Negendank et al. 1999, Brauer et al. 2000). Weiterhin dient heute weltweit eine Vielzahl von Seen, Bodenprofilen aus Tagebauen und Flußterrassen sowie von Löß-Profilen (äolische Sedimente) der Untersuchung von holozänen Klimavariationen. Diese erreichen aber zumeist nicht die Jahresauflösung und die Abdeckung des gesamten Holozäns. Als Klimaindikatoren aus den Seesedimenten, Bodenprofilen, Fluß- und Windablagerungen dienen vor allem biogene und mineralogische Bestandteile, wie Pollen und andere Pflanzenreste, karbonatische und organische Bestandteile von limnischen planktischen und benthischen Organismen, sowie Korngrößen- und Elementverteilungen in der abiogenen Fraktion. Eine zunehmende Bedeutung in der Rekonstruktion des kontinentalen Klimas gewinnen in letzter Zeit auch die Wachstumsprofile von Stalagmiten aus Karsthöhlen. Hier stehen nun erste hochauflösende holozäne Zeitserien für zur Verfügung (z.B., Lee-Thorp et al. 2001, siehe auch Abb. 5). Als Klimaindikator wird vor allem das Sauerstoffisotopensignal aus den einzelnen Anwachsstufen des aus dem Grundwasser gefällten Karbonats verwendet. Dies geschieht unter der Annahme, dass dieser Parameter Phasen hoher und niedriger Niederschlagstätigkeit oder Variationen der Bodentemperatur anzeigt.

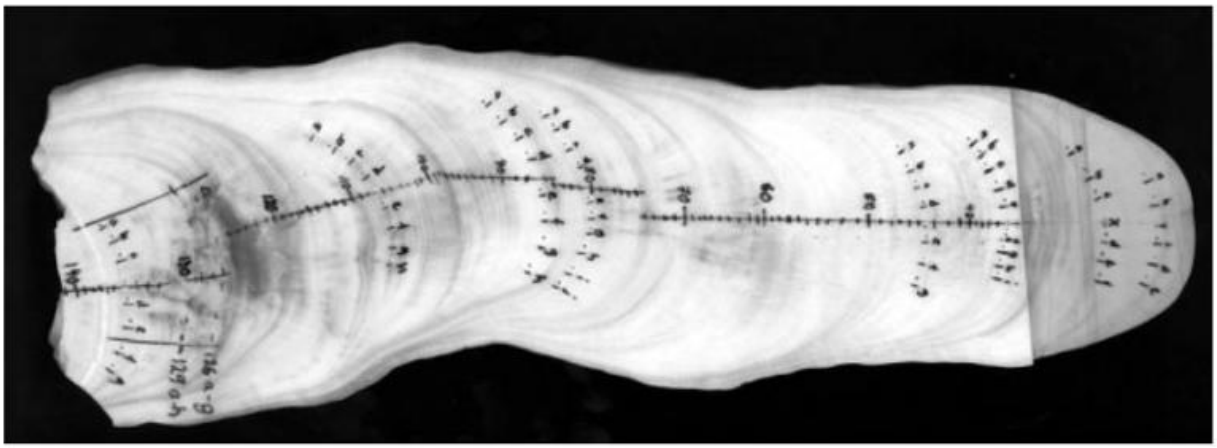


Abb. 5 Speleotheme als neue Klimaarchive. Stalagmit Probe aus dem Makapansgat Tal, Südafrika, mit aufgezeichneten Beprobungslinien für Sauerstoffisotopen-Messungen (Quelle: K. Holmgren, Stockholm).

Als marine Klimaarchive dienen vor allem Korallen, laminierte Sedimente aus anoxischen Becken in abgeschnürten Nebenmeeren und schnell akkumulierende Sedimentkörper an den Kontinentalrändern. Letztere finden sich vor allem in Bereichen mit hohem terrigenen Sedimenteintrag vor den Kontinenten sowie mit hoher biologischer Produktivität und hohen Flussraten biogener mariner Partikel zum Meeresboden. Solche Bereiche finden sich auf Sedimentfächern großer Flüsse, unter den Hochproduktionszonen der küstennahen Auftriebsgebiete von nährstoffreichen tiefen Wassermassen und in Meeresgebieten mit starkem Staubeintrag. Darüber hinaus wurden in den letzten Jahren auch sogenannte Driftsedimente zunehmend auf ihre Eignung als hochauflösende Klimaarchive vor allem für Veränderungen in der tiefen Ozeanzirkulation und in Meeresgebieten weit entfernt von den obengenannten schnell akkumulierenden Sedimenten an den Kontinentalrändern untersucht. Die einzigen marinen Archive, die holozäne Klimasignale in jährlicher Auflösung aufzeichnen, sind Korallen und wenige anoxische Becken, in denen Warven, also nicht durch benthische Organismen durchwühlte Jahresschichtungen, nachgewiesen sind. Es stehen aber bisher nur sehr wenige kontinuierlichen Klimakurven aus diesen für marine Verhältnisse sehr exponierten Archiven aus Flachwasser- und Schelfgebieten oder abgeschnürten Becken zur Verfügung, die mehr als einige Jahrzehnte oder wenige Jahrhunderte umfassen. So sind denn auch nur wenige Klimakurven aus subrezenten Korallenstöcken für Zeitabschnitte im mittleren Holozän verfügbar. Um marine Klimaschwankungen in hoher zeitlicher Auflösung für die vielen unterschiedlichen Klimazonen und Ozeanbecken nachweisen zu können, sind deshalb Sedimentkerne die einzigen Archive zur Rekonstruktion holozäner Variationen in der Ozeantemperatur, im Salzgehalt, in den Strömungsverhältnissen und in der biologischen Produktion. Dabei ist die zu erreichende zeitliche Auflösung in erster Linie abhängig von der jährlichen Akkumulationsrate der Sedimente am Meeresboden. Erhöhte Raten finden sich oft in Flußdeltas, Fjorden oder tiefen Becken nahe zu Kontinenten (Schelfdepressionen, Riftbecken, Nebenmeere mit sehr hohem Flußeintrag und biologischer Produktion) und sind kaum im offenen Ozean zu finden.

Die Entwicklung und Anwendung von neuen Meßinstrumenten, die die Analyse sedimentphysikalischer Eigenschaften der Sedimentkerne und geochemischer Variationen in deren Bestandteilen sowie die Messung feinster Nuancen in der Sedimentfarbe erlauben, brachte weitere Fortschritte für die holozäne Klimarekonstruktion. Diese sogenannten Scanner-Verfahren erlauben zerstörungsfreie Aufnahmen an der Oberfläche eines aufgeschnittenen Sedimentkerns für höchstauflösende Zeitserien mit kleinsten Variationen in den Sedimenteigenschaften, die sich über sogenannte „Kalibrationen“ mit klassischen Labormessungen, in Klimainformationen übersetzen lassen. Aber auch die zunehmende Verbesserung der geochemischen und massenspektrometrischen Analytik mit immer höherem Automatisierungsgrad und mit immer geringeren Nachweisgrenzen und Bedarf an Sedimentvolumen zur Bestimmung von klimaindikativen Parametern hat in den letzten Jahren entscheidend zur hochauflösenden Untersuchung mariner und lakustriner Sedimente beigetragen. So können heute in wenigen Monaten Klimakurven von Parametern wie Sauerstoffisotopen- und Spurenelement-Verteilung von Foraminiferenschalen, organische Komponenten, mineralogische Zusammensetzung des Sediments oder Korngrößen-Verteilung in hundertfacher Anzahl für einen holozänen Sedimentkern von etwa 5 bis 10 Meter Länge erzeugt werden. Mit den Scannerverfahren können in wenigen Tagen sogar mehrere tausende von Messungen an einem Sedimentkern durchgeführt werden. Hier ist ein

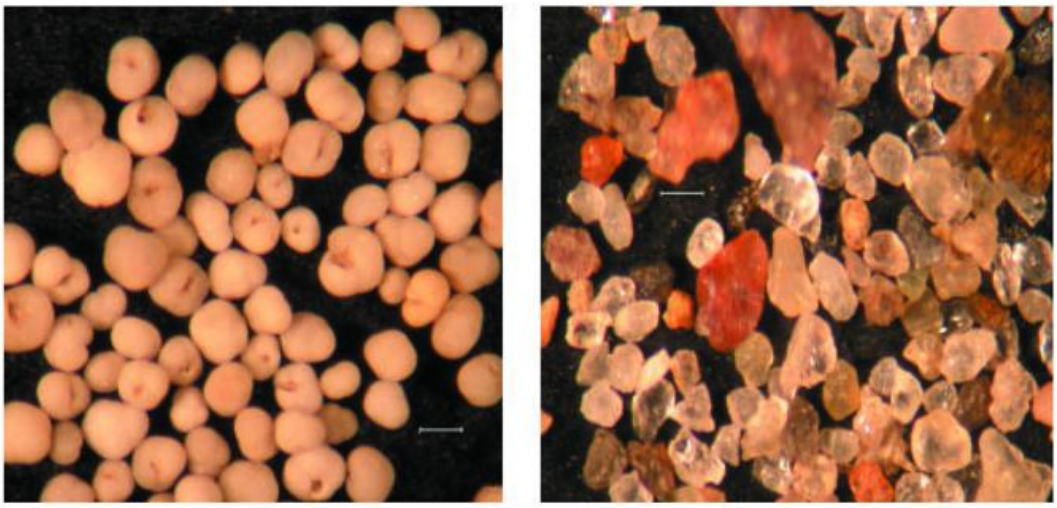


Abb. 6 Beispiele für marine Klimasignal-Träger. Links als Mikrofossilien Foraminiferenschalen, deren Artenzusammenverteilung und chemischen Zusammensetzung der Schalen Rückschlüsse auf Ozeanzirkulation, Temperatur, Salinität oder biologische Produktion erlauben. Rechts feines Sand/Siltgemisch aus Quarz und Feldspatkörnern mit rötlichen Eisenoxidhäutchen, die als Anzeiger für den Eintrag für Staub oder den Transport mit Eisbergen benutzt werden. (Maßstab 200 Mikrometer).

riesiges Potential für die marine und terrestrische Paläoklima-Forschung entstanden, die, neben den Schwierigkeiten der technischen Verarbeitung und der wissenschaftlichen Interpretation dieser großen Datenmengen, zu einem völlig neuen Problem geführt hat, nämlich der Verfügbarkeit von Sedimentkernen mit ausgezeichneter Qualität und hohen Sedimentationsraten aus den klimasensitiven Regionen des Weltozeans. So haben sich den auch die beiden großen internationalen Programme der geologischen Meeresforschung, das IMAGES (http://www.images-pages.org) und das IODP (http://iodp.tamu.edu/) Programm, in den letzten Jahren u. a. intensiv mit der Suche und Bohrung von Sedimentkernen aus Meeresgebieten mit höchsten Sedimentationsraten befasst und werden dies auch in Zukunft weiter versuchen. Ähnliches gilt für das ICDP (http://www.icdp-online.de/) welches Kampagnen für tiefe Bohrungen in großen Seen plant und unterstützt.

Datierungen und Altersmodelle

Die sicherste Methode für die Datierung holozäner Klimaarchive ist natürlich die Zählung von Jahreslagen in Eisbohrkernen oder in gewarvten, lakustrinen und marinen Sedimenten, für die kontinuierliche Zählungen bis 11.000 Jahre zurück vorliegen. Darüber hinaus sind es die Baumringe und Korallenskelette, deren jährlichen Wachstumsstrukturen (Abb. 4) Altersmodelle durch Auszählen der Jahreslagen ermöglichen. Diese bieten sozusagen das kalendarische Altersmodell für viele andere Klimastudien für das Holozän, die über einen lokal oder regional sehr klimasensitiven Parameter durch eine Korrelation mit den Klimakurven dieser „Master" Eiskerne oder Seesedimente das Altersmodell dann übertragen. Die Grundannahme bei dieser Korrelation ist immer die zeitliche Übereinstimmung von markanten schnellen Klimaänderungen in den Polargebieten mit z.B. denen im tropischen Ozean. Dieses Prinzip versagt leider in dem Moment, wo in den zu datierenden Archiven Klimaänderungen nachgewiesen werden, die in den Eiskernen nicht vorhanden sind. Darüber hinaus wäre auch aus wissenschaftlichen Gründen eine von den Eiskernen unabhängige

Datierung zu wünschen, die nicht a priori festlegt, dass bestimmte Klimaereignisse in allen Erdteilen und Ozeanen zeitgleich aufgetreten sind. Für die Atmosphäre mag diese Annahme aufgrund der sehr kurzen weltweiten Durchmischung innerhalb von wenigen Jahren noch akzeptiert werden. Für den Ozean mit dem Wärmetransport über Tiefenwasser- Zwischenwasser- und Oberflächenzirkulation sowie für die Klimaänderungen auf den Kontinenten mit Vegetationsänderungen und Verwitterungsprozessen können Zeitverschiebungen signifikanter Klimaereignisse zwischen Ozean und Kontinenten oder zwischen unterschiedlichen Klimazonen von mehreren hundert Jahren im Holozän durchaus plausibel sein. Aus diesem Grund und dem Umstand entsprechend, dass nur wenige Archive Jahreszählungen für das Holozän zulassen, wird vor allem auf die radiometrische ^{14}C Radiokarbonmethode zurückgegriffen. Die Halbwertszeit der ^{14}C Zerfallsrate von 5730 Jahren (5558 Jahre, Libby et al. 1955) und die Verbesserung der Beschleuniger-Massenspektrometrie erlauben heute eine relative sichere Datierung von nur 0.5 mg reinem Kohlenstoff für das Holozän. Damit sind fast alle Archive auch mit nur geringen Mengen an organischem Kohlenstoff oder Kalkschalen von Mikrofossilien datierbar. Im Prinzip wären somit auch sehr detaillierte Altersmessungen an den Sedimentarchiven möglich. Leider ist die Unsicherheit der Radiokarbonmethode aufgrund der natürlichen Variationen in der atmosphärischen ^{14}C Produktion in Abhängigkeit der kosmischen Protonenstrahlung in Bezug auf wirkliche kalendarische Alter relativ hoch. Dazu beeinflussen Variationen von solarer Aktivität und Intensitätsänderungen des Erdmagnetfelds diese Strahlung und damit ebenfalls die natürliche ^{14}C Produktion. Schwankungen in der natürlichen ^{14}C Produktion können im Holozän deshalb zu Abweichungen vom kalendarischen Alter führen. Im Ozean tritt zusätzlich das Problem von Altersunsicherheiten in der Radiokarbonmethode durch dessen 60 mal größeres Kohlenstoff-Reservoir gegenüber dem der Atmosphäre auf. Durch Schwankungen in der Tiefenwasserzirkulation, in der Bildungsrate und/oder im Auftrieb von Tiefenwasser nahe zur Oberfläche kann der Kohlenstoffaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre variieren und so auch die ^{14}C Gehalte in der Atmosphäre und im Oberflächenwasser verändern, da der tiefe Ozean aufgrund der langen Verweilzeit der Tiefenwassermassen unter Abschluß von der Atmosphäre sehr viel „alten" Kohlenstoff enthalten kann. Die möglichen Abweichungen der ^{14}C Konzentration in der Atmosphäre von der mittleren Produktionsrate sind aber durch die Eichung des ^{14}C Kalenders anhand von Baumring- und Warven-Chronologien sowie anhand von absoluten U/Th Altersbestimmungen an Korallen sehr gut bekannt (Stuiver et al. 1998). Die ^{14}C-Kalibration mittels vorhandener Eichkurven berücksichtigt jedoch bislang nur die regionalen hydrographischen Verhältnisse unter heutigen und konstanten Klimabedingungen. Eine weitere Möglichkeit, die Unsicherheiten in den ^{14}C Altern abzuschätzen, bietet deshalb die Modellierung der Zirkulation inklusive des Kohlenstoff-Kreislaufs durch die Bestimmung von Reservoir-Altern (Butzin et al. 2003, 2004) in verschiedenen vorgegebenen Paläoszenarien. Diese Möglichkeit muss in Zukunft noch stärker ausgeschöpft werden.

Klimamodelle und ihre Anwendungen auf holozäne Klimavariationen

In der Diskussion über die Frage, wie zukünftige Klimaänderungen die Umwelt beeinflussen, ergibt sich das ernste Problem, ob die Zunahme der Treibhausgaskonzentrationen das Klima der Erde bereits signifikant erwärmt hat. Um diese Frage angehen

zu können, sind detaillierte Kenntnisse der Amplituden und Frequenzen der natürlichen Variabilität von Temperatur und temperaturabhängigen Umweltgrößen im Ozean, über den Kontinenten und in der Kryosphäre notwendig. Ein geeigneter Weg dorthin wäre die Untersuchung historischer Zeitserien direkter Temperaturmessungen oder der Dokumentation solcher Umweltbeobachtungen. Unglücklicherweise liegen Aufzeichnungen von Temperaturmessungen, die eine Aussage über globale Klimaänderungen erlauben würden, nur für die jüngste Vergangenheit vor. Zudem fallen sie in die Zeit, in der bereits ein deutlicher Einfluss der menschlichen Aktivitäten auf die natürlichen Bedingungen stattfand. Informationen über weiter zurück liegende Zeiten kann man neben der Benutzung von Stellvertreterdaten, den sogenannten Proxy-Parametern aus den oben genannten Archiven in denen vergangene Klimazustände und Umgebungsbedingungen gespeichert vorliegen, durch Klimasimulationen gewinnen.

Die zur Verfügung stehenden Klimamodelle sind in der Lage, ein breites Spektrum von Phänomenen zu simulieren. Jedoch sind diese Modelle von der Vorgabe der Änderungen von externen Antrieben abhängig, die bislang nur teilweise bekannt sind. Weiterhin bedürfen sie noch der Überarbeitung in Bezug auf ihre Verlässlichkeit auf langen Zeitskalen. Die Daten des Paläoklimas sind deshalb ein unverzichtbarer Test für diese Modelle, weil sie Informationen über Klimavariationen enthalten, die in der Vergangenheit tatsächlich stattgefunden haben. Die Rekonstruktion von längeren Zeitserien z.B. der Temperatur an der Erdoberfläche mit adäquaten Proxy-Methoden der Geochemie oder der Paläobiologie würde eine quantitative Abschätzung von Klimaänderungen erlauben. Die Informationen über das Paläoklima sind aber, wie vorher beschrieben, nicht für alle notwendigen Zeiten und geographischen Regionen verfügbar. Ein Ziel der Modellierung ist es deshalb, die Raum-Zeit Muster zu identifizieren, die am sensitivsten auf Antriebe reagieren und die für einen Vergleich mit den Proxydaten herangezogen werden können. Für solch ein Verfahren sind sowohl angetriebe wie Kontrollexperimente nötig. Der Vergleich der Simulationen mit vorgegebenem Antrieb mit dem Kontrollexperiment ohne äußeren Antrieb kann eine Abschätzung der Einflußfaktoren auf die Klimavariabilität ermöglichen und für die Abschätzung des Signal-zu-Rauschverhältnisses benutzt werden (z.B. Tett et al. 1999).

Vergleiche zwischen rekonstruierten und modellgestützten, holozänen Datensätzen werden durch die grundverschiedene Struktur der zu untersuchenden Datensätze erheblich erschwert. Simulierte Daten globaler Modelle sind meist wenig verläßlich bei kleinskaligen Phänomenen, während viele holozäne Proxy-Zeitserien nur für lokal eng begrenzte Orte repräsentativ sind. Für einzelne Datenpunkte können Modellergebnisse für einen Gitterpunkt herangezogen werden, die jedoch unrealistische Varianz oder spektrale Charakteristika enthalten können. Zuverlässigere Informationen können durch den Einsatz von statistischem „Downscaling“ (Wilby et al. 1998) erwartet werden, welches lokale Klimagrößen aus der vom globalen Modell besser simulierten großräumigen Zirkulation ableitet. Diese Methode muß für die Bestimmung von lokaler Variabilität aus derjenigen der großräumigen Strömung angepaßt werden. Für den Vergleich von Variabilität einer Region in Paläo- und Modelldaten werden zur Zeit verschiedene Methoden verwendet:

- „Upscaling“ der Paläodaten, basierend auf Regressionsmethoden, auf die Skalen und Größen, die vom Modell zuverlässig simuliert werden können

(Mann et al. 1999, Rimbu et al. 2003). Dies beinhaltet auch die Rekonstruktion der atmosphärischen Zirkulation und der zugehörigen Indizes wie des NAO. Diese können dann mit den aus Simulationen berechneten Indizes verglichen werden.

- Zusammenstellen von Modellresultaten ausschließlich aus solchen Lokationen, für die Paläorekonstruktionen vorliegen (Jones et al. 1998). Dort, wo die Datendichte groß genug ist, können aus größeren Regionen Mittelwerte berechnet und kalibriert werden, die anschließend mit den regionalen Mittelwerten der Modellergebnisse verglichen werden können.
- Der Einsatz gekoppelter Atmosphäre-Ozean Zirkulationsmodelle als Werkzeug zur dynamisch konsistenten Interpretation von Proxydaten (Datenassimilation, Einschränkung des Phasenraums)
- „Downscaling" und die Erzeugung von „synthetischen" Proxydaten aus den GCM-Ergebnissen, die mit aktuell gemessenen Proxies vergleichen können (z.B. Reichert et al., 1999).

Darüber hinaus sind die Modellergebnisse bei der Interpretation der Paläodaten unerlässlich. Die Simulationen ermöglichen eine Trennung des extern angetriebenen Klimasignals von der internen Variabilität in dem Rahmen, in dem Signal und Rauschen voneinander zu trennen sind. Dieses ist durch die Auswertung von Paläodaten alleine nicht möglich. So können die Modellsignale dazu benutzt werden, die Paläoklimarekonstruktionen im Verhältnis zu den natürlichen Variationen zu interpretieren. Hierzu müssen vorhandene gekoppelte Atmosphäre-Ozean Zirkulationsmodelle für Simulationen des Paläoklimas aus Rechenzeitgründen angepaßt (z.B. Lorenz und Lohmann 2004, Lohmann et al. 2004) oder Erdsystemmodelle mittlerer Komplexität (z.B. Claussen et al. 2002) verwendet werden.

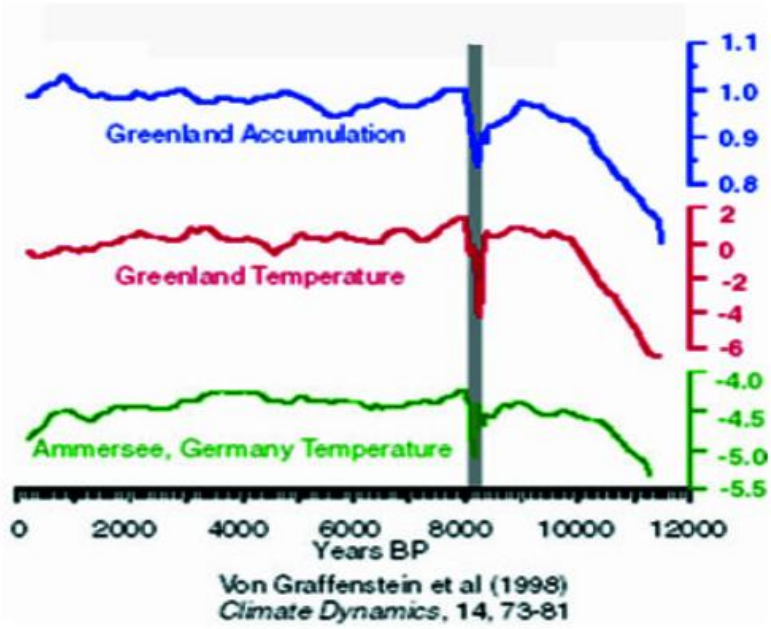


Abb. 7 Abkühlungsereignis bei 8.200 Jahren vor heute, nachgewiesen in Eisbohrkernen und Klimakurven aus kontinentalen und marinen Archiven (siehe auch Abb. 10).
(Quelle: Bildersammlung PAGES)

Beispiele zur Klimavariabilität des Holozäns und mögliche Antriebsmechanismen

Durch die entscheidenden Fortschritte bei der Dendrochronologie, der Radiokarbon-Datierung und dessen Eichung auf kalendarische Alter sowie durch die verbesserten methodischen Verfahren zur Analyse von Paläoklima-Proxydaten gibt es heute eine große Anzahl von holozänen Klima-Kurven für eigentlich alle Kontinente und Ozeane, die die ganzen 11.000 Jahre abdecken. Die damit verbundenen Unter-

suchungen widmeten sich bisher vor allem der Darstellung von sich in den Paläoklimakurven signifikant abzeichnenden Ereignissen zu einem bestimmten Zeitpunkt. Ein Beispiel hierfür ist eine starke kurze Abkühlung bei etwa 8.200 Jahren vor heute (Abb. 7), die in vielen Klimakurven nachgewiesen ist (Alley et al. 1997, von Grafenstein et al. 1998) und mit einem Schmelzwasserereignis im nördlichen Atlantik durch das Auslaufen des „Lake Agassiz" in Verbindung gebracht wird (Barber et al. 1999). Simulationen mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphäre Model haben gezeigt, dass sich ein solches Schmelzwasser-Ereignis innerhalb von wenigen Jahrzehnten weltweit auswirken kann (Renssen et al. 2002). Auch wurde versucht für unterschiedliche Regionen, Kontinente, Ozeane oder Klimazonen, den Zeitpunkt des Klimaoptimums mit den höchsten holozänen Oberflächentemperaturen oder den stärksten Niederschläge festzustellen. Ausgehend von der Milankovitch Theorie, dass vor allem die Veränderungen der borealen Sommereinstrahlung bei etwa 65°N der Schrittmacher für die globalen Klimavariationen im Zuge der spätpleistozänen Vereisungs- und Warmzeitzyklen sind, wurde postuliert, dass das holozäne Klimaoptimum etwa vor 6000 Jahren erreicht wurde, also etwa 5000 bis 6000 Jahre nach dem Maximum in der Sommereinstrahlung bei 11.000 Jahren vor heute. Diese Theorie stimmte überein mit der Beobachtung, dass auch der postglaziale Meeresspiegel-Hochstand und somit der größtmögliche Vereisungsrückgang zu diesem Zeitpunk erreicht war. Die Studien zum Klima des Holozäns galten also vornehmlich der Erstellung von neuen Klimakurven, die eine langsame Klimaverbesserung in Richtung 6000 Jahre vor heute und eine sich daran anschließende langsame Abkühlung, eine sogenannte Neoglaziation nachwiesen.

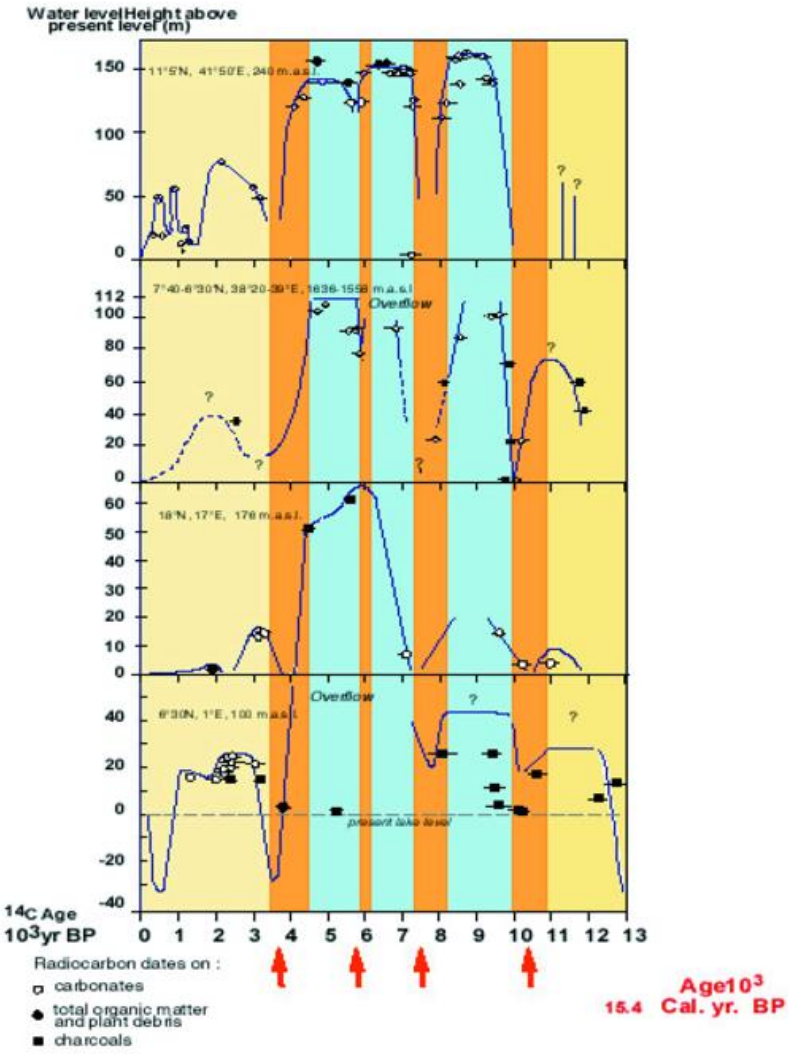


Abb. 8 Afrikanische Seespiegel-Variationen. Quelle: F. Gasse, Aix-en-Provence.

Schon bald wurde jedoch deutlich, dass für bestimmte Regionen in den Subtropen und tropischen Klimazonen, die optimalen Klimabedingungen, also höchste Niederschläge und wärmste Temperaturen nicht nur zu einem Zeitpunkt auftraten sondern sich auch im Holozän mehrfach Klimaschwankungen mit größerer Amplitude ereignet hatten. Dies gilt vor allem für

die Gebiete in Afrika und Asien, die dem Monsunklima ausgesetzt sind und deshalb viel schneller auf Änderungen in der Einstrahlung reagieren. Im Zuge weiterer Untersuchungen wurden dann auch schnell festgestellt, dass es in vielen afrikanischen Seen nicht nur einen holozänen Hochstand gab, sondern eher eine 5 bis 6 tausend Jahre lang anhaltende feuchte Klimaperiode, die durch starke Rückschläge hin zu trockenen Klimabedingungen unterbrochen war und vor etwa 5000 Jahren abrupt endete. (z.B. Gasse et al. 2000, de Menocal et al. 2000, Arz et al. 2003) (Abb. 8 und 9). Ähnliche Anzeichen für starke Wechsel zwischen trockenen und feuchten Klima-

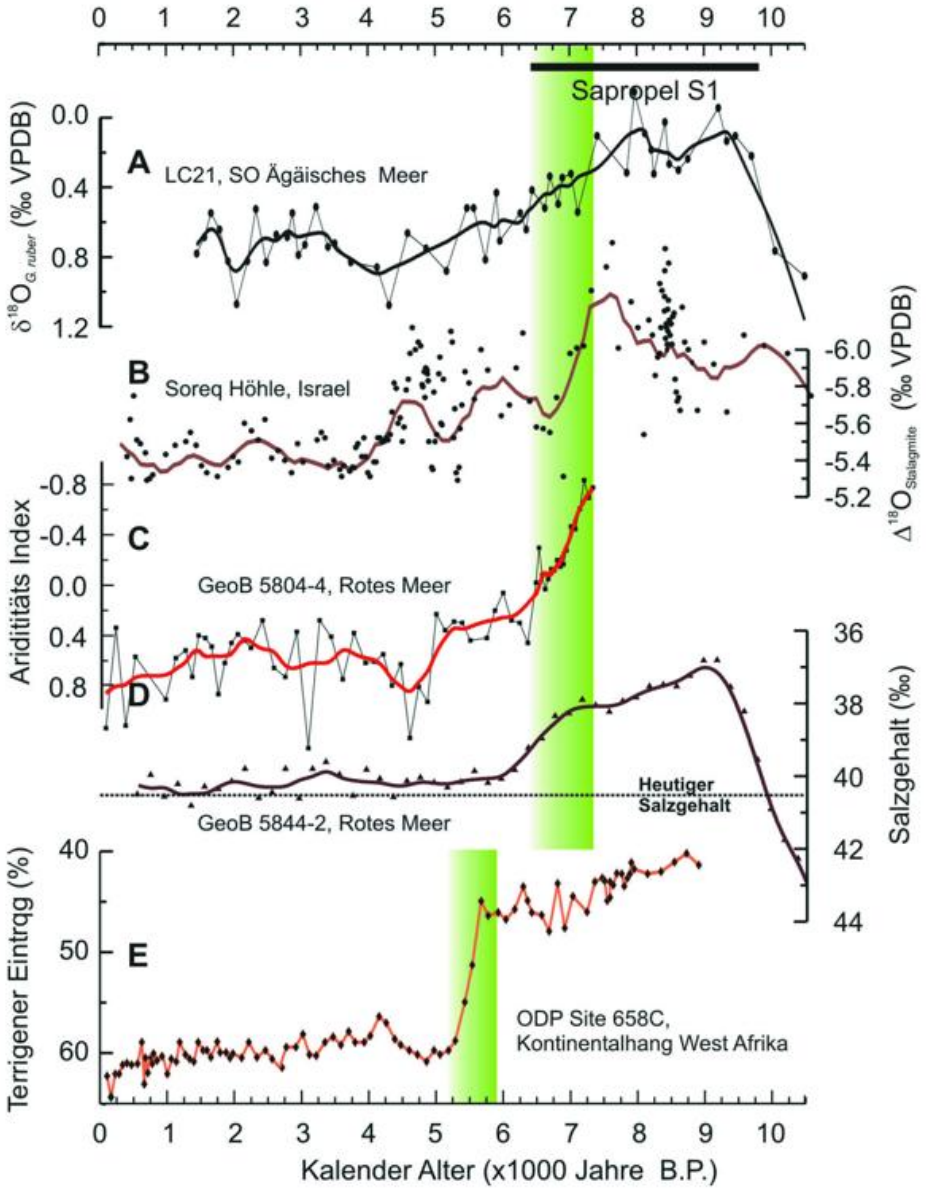


Abb. 9 Plötzliches Ende der früh- bis mittelholozänen humiden Phase innerhalb von etwa 500 Jahren über Ost- und Westafrika. Vergleich der Klimakurven aus Speleothemen in Israel, planktischen Foraminiferen aus dem östlichen Mittelmeer und dem Roten Meer, sowie mit der Zunahme des windtransportierten, erodierten terrigenen Materials in das Rote Meer und in den Atlantik (Arz et al. 2004): Alle Klimakurven deuten auf die schnelle Abnahme der Niederschlagshäufigkeit über dem suptropischen Afrika zwischen 7000 und 5000 Jahren hin, die in Ostafrika aber ca. 1000 Jahre früher als in Westafrika abgelaufen sind. Dies wird auf unterschiedliche Quellen für die Feuchte in der Atmosphäre zurückgeführt: Atlantik für das Westafrikanische Monsunsystem und östliches Mittelmeer für das nördliche Ostafrika. Quelle: H. Arz, Potsdam.

phasen wurden für das asiatische Monsunsystem beschrieben. Derartige abrupte und starke Klimaschwankungen können aber nicht allein aus den sehr schwachen und langsam ablaufenden Änderungen in der sommerlichen Sonneneinstrahlung gesteuert durch die Erdbahnparameter resultieren.

Für die schnelle Abnahme der afrikanischen Niederschlagsmengen im mittleren Holozän machen Claussen et al. (1999) deshalb interne Rückkopplungsmechanismen

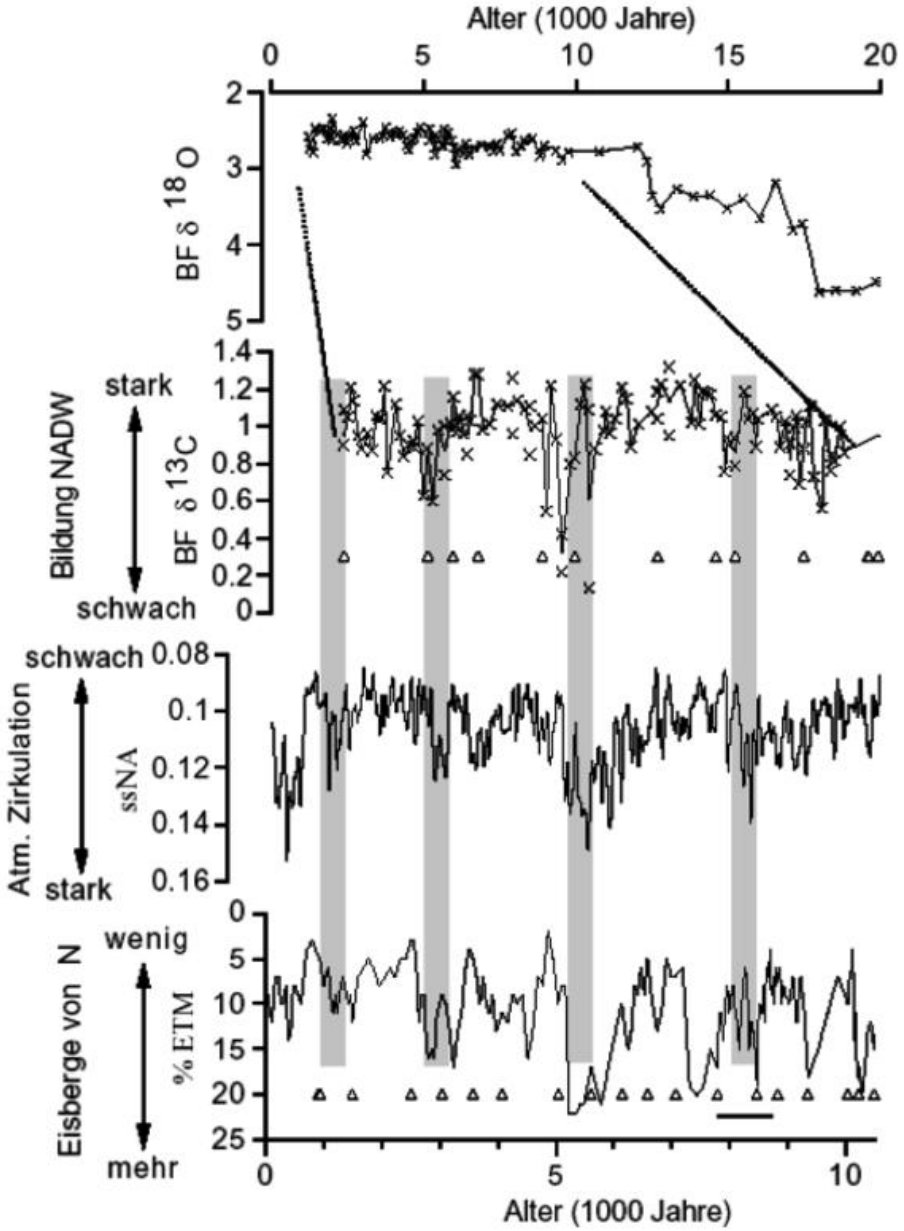


Abb. 10 Holozäne Schwankungen in der Bildung von nordatlantischem Tiefenwasser (Oppo et al. 2003). Ereignisse (graue Balken) mit niedrigen d13C Werten benthischer Foraminiferen (BF) weisen auf Perioden mit geringerer Tiefenwasser-Bildung und schwächerer thermohaliner Zirkulation im Nordatlantik hin. Diese Ereignisse korrelieren mit periodischen Schwankungen in der Natriumkonzentration (ssNA: sea salt sodium) in den grönländischen Eisbohrkernen als Indikator für die Intensität der atmosphärischen Zirkulation (O´Brien et al. 1995) und mit den Schwankungen von Eis-transportiertem Material (ETM, siehe auch Abb. 6) in Sedimenten des Nordatlantiks (Bond et al. 2002). Quelle: D. Oppo, Woods Hole, USA.

zwischen dem Feuchtegehalt in der Atmosphäre und der Vegetationsdecke in den Subtropen verantwortlich. Erst nachdem die Vegetationsbedeckung einen bestimmten Schwellenwert unterschritten hatte, kam es zur dramatischen Reduzierung der Regenfälle im subtropischen Westafrika. Weiterhin konnten Arz et al. (2003) mit Klimakurven aus dem nördlichen Roten Meer zeigen, dass die Feuchtigkeitsquelle für das Niederschlagsmaximum im frühen Holozän im östlichen Nordafrika wahrscheinlich das östliche Mittelmeer war. Dies könnte dann auch ein früheres Ende der pluvialen Phase in Ostafrika erklären (Abb. 9).

Durch den Zugang zu immer hochauflösenderen Klimaarchiven mit Warven, Korallen- und Baumringen, sowie den Klimakurven aus dem Cariaco und St. Barbara Becken mit ihren anoxischen Sedimenten und den Driftsedimenten aus dem Nordatlantik konnten noch kurzzeitigere und auch zyklische Klimaschwankungen im Holozän auf Zeitskalen von wenigen Dekaden bis Jahrhunderten festgestellt werden. Auch gibt es nun für das gesamte Holozän Hinweise auf regelmäßige Klimaschwankungen in der Zirkulation im Nordatlantik und in der Atmosphäre in Abständen von 1500 bis 3000 Jahren (Abb. 10). Diese relativ schnellen Klimaschwankungen sind nicht durch orbital gesteuerte periodische Schwankungen in der Einstrahlung verursacht worden, sondern durch Schwankungen der solaren Aktivität. So konnten Bond et al. (2002) zeigen, dass in nordatlantischen Sedimentkernen Variationen im Gehalt von Eisberg-transportierten Sand- und Siltkörnern (Abb. 6 rechts) mit holozänen Schwankungen der ^{14}C Produktionsraten in der Atmosphäre korrelieren und somit einem externen Antrieb unterliegen. Diese Variationen in der Ausdehnung von Meereis- und Eisbergdrift scheinen mit Schwankungen in der Bildungsrate

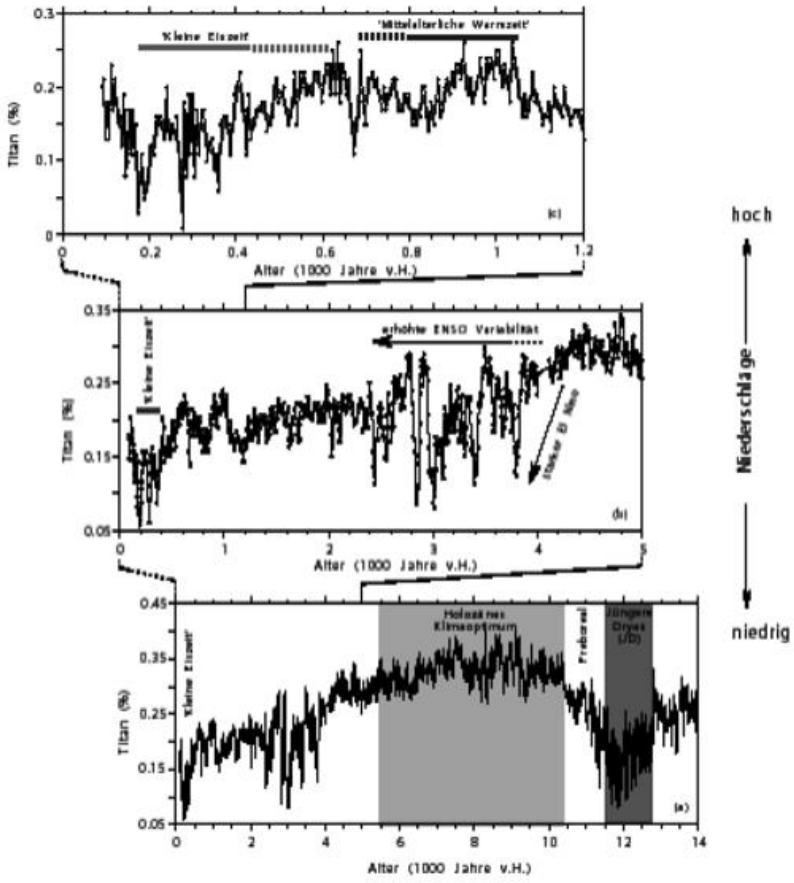


Abb. 11 Schwankungen in den Niederschlägen über dem tropischen Südamerika abgeleitet aus dem Flusseintrag von Schwermineralen (hier Ti Prozentanteile) in die laminierte Sedimenten des Cariaco Beckens (Haug et al. 2001). Die starken Schwankungen im Ti-Gehalt und damit in der Niederschlagsmenge werden vor allem auf Nord- bzw. Südverlagerungen der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) zurückgeführt, die mit Klimaschwankungen in den nördlichen hohen Breiten (z.B. Jüngere Dryas, Mittelalterliche Warmzeit, Kleine Eiszeit) und mit dem ENSO Phänomen über dem östlichen Pazifik eng verzahnt sind. (Quelle: G. Haug, Potsdam).

des nordatlantischen Tiefenwassers und in der Intensität der atmosphärischen Zirkulation über der Nordhemisphäre im direkten Zusammenhang zu stehen (Bond et al. 1997, O'Brien, Oppo et al. 2003).

Eines der eindrucksvollsten Beispiele für sehr schnelle Klimawechsel liefern die Klimakurven für Schwankungen in den Niederschlägen über dem nördlichen Südamerika (Abb. 11), die mit Verlagerungen der Innertropischen Konvergenzzone in Zusammenhang gestellt werden (Haug et al. 2001). Die zeitlichen Korrelationen bestimmter Klimaereignisse in den Tropen mit vergleichbaren Ereignissen, die im Nordatlantik und auf dem europäischen Festland eindeutig nachgewiesen wurden (z.B. kleine Eiszeit, Mittelalterliche Warmzeit), lassen vermuten, dass sich die tropische Klimavariationen eng gekoppelt mit denen in den hohen Breiten abgespielt haben. Es gibt aber auch Hinweise, dass tropen-interne Wirkungsmechanismen wie das tropische ENSO Phänomen einen starken Einfluss auf die holozäne Klimavariabilität weltweit hatten.

Die vorgestellten Ergebnisse zeigen beispielhaft, dass es eine viel größere Klimavariabilität im Holozän gegeben hat, als es lange angenommen wurde. Außerdem weist die Vielzahl neuer regionaler Klimastudien für das Holozän einerseits auf große regionale Unterschiede zwischen einigen markanten Klimaänderungen hin, wie das Ende der humiden Phase in Afrika oder der Beginn starken Niederschlagsänderungen über Südamerika im Zuge der Verstärkung des pazifischen ENSO Phänomens. Andererseits gibt es aber auch Belege für großskalige Ereignisse, die auf der gesamten Nordhalbkugel oder sogar weltweit nachgewiesen sind, wie das Abkühlungsereignis bei 8.200 Jahren vor heute oder die 1.500 Jahre Schwankungen im Nordatlantik, die mit quasi-periodischen Variationen in der solaren Aktivität in Zusammenhang gebracht werden. Diese Klimamoden stellen heute eine der größten Herausforderungen an die Untersuchungen der holozänen Klimavariabilität dar. Nur die Unterscheidung von globalen und regionalen Ereignissen kann wichtige Hinweise auf die klimarelevanten Prozesse und damit die Untersuchung der Antriebsmechanismen für die natürliche Klimavariabilität geben.

Die heutige Erforschung der Klimavariabilität des Holozäns umfasst deshalb die faszinierende Entwicklung neuer Thesen zu externen Klimaantriebsmechanismen und internen Klima-Moden sowie deren Veränderung während des Holozäns. Diese Entwicklung wird zudem begünstigt von der zunehmenden Kapazität und Leistung von gekoppelten Klimamodellen, die die Wechselwirkungen Ozean-Atmosphäre, Atmosphäre-Vegetation immer detaillierter abbilden und Simulationen für immer längere Zeiträume im gekoppelten Modus rechnen. So können jetzt auch rekonstruierte Klima- oder Niederschlagskurven für das Holozän mit Ergebnissen aus Modelexperimenten verglichen werden, die z.B. regionale Ausdehnungen oder Einschränkungen in der Niederschlagsverteilung gegenüber den heutigen Bedingungen zeigen. Dabei spielen sowohl hochkomplexe Klimamodelle, als auch Modelle reduzierter Komplexität eine besondere Rolle (Claussen et al., 2002).

Durch neue statistische Untersuchungen umfangreicher historischer Datensätze, die Schwankungen sowie die Einflußgrößen und Prozesse wie NAO/AO, ENSO, Monsun, atlantischer Dipol, etc. beinhalten, gibt es neue Ansätze für die Paläoklimaforschung. In ersten Arbeiten ist es uns gelungen lokale Klimakurven mit Klimamustern

in Einklang zu bringen, die vorher nicht unbedingt mit den externen Antriebsmechanismen erklärbar waren. Statistische Analysen der historischen und rekonstruierten Klimadaten bringen neue Interpretationsmöglichkeiten der Klimadaten und damit auch des Klimasystems in die Diskussion. Angewandt auf über mehrere tausend Jahre verlaufende Klimatrends konnten räumliche Muster in der holozänen Temperatur-Abnahme bzw. Zunahme festgestellt werden (Abb. 12), die heutigen NAO/AO Verteilungsmustern in der Atmosphäre entsprechen (z.B. Rimbu et al. 2001, 2003, Felis et al. 2004). Eine große Einschränkung für derartige Ableitungen sind aber bis heute immer noch die sehr unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen zwischen den historischen Datensätzen mit jährlicher, monatlicher, manchmal sogar wöchentlicher Auflösung über Zeiträume von Jahren, Jahrzehnten oder wenigen Jahrhunderten hinweg,

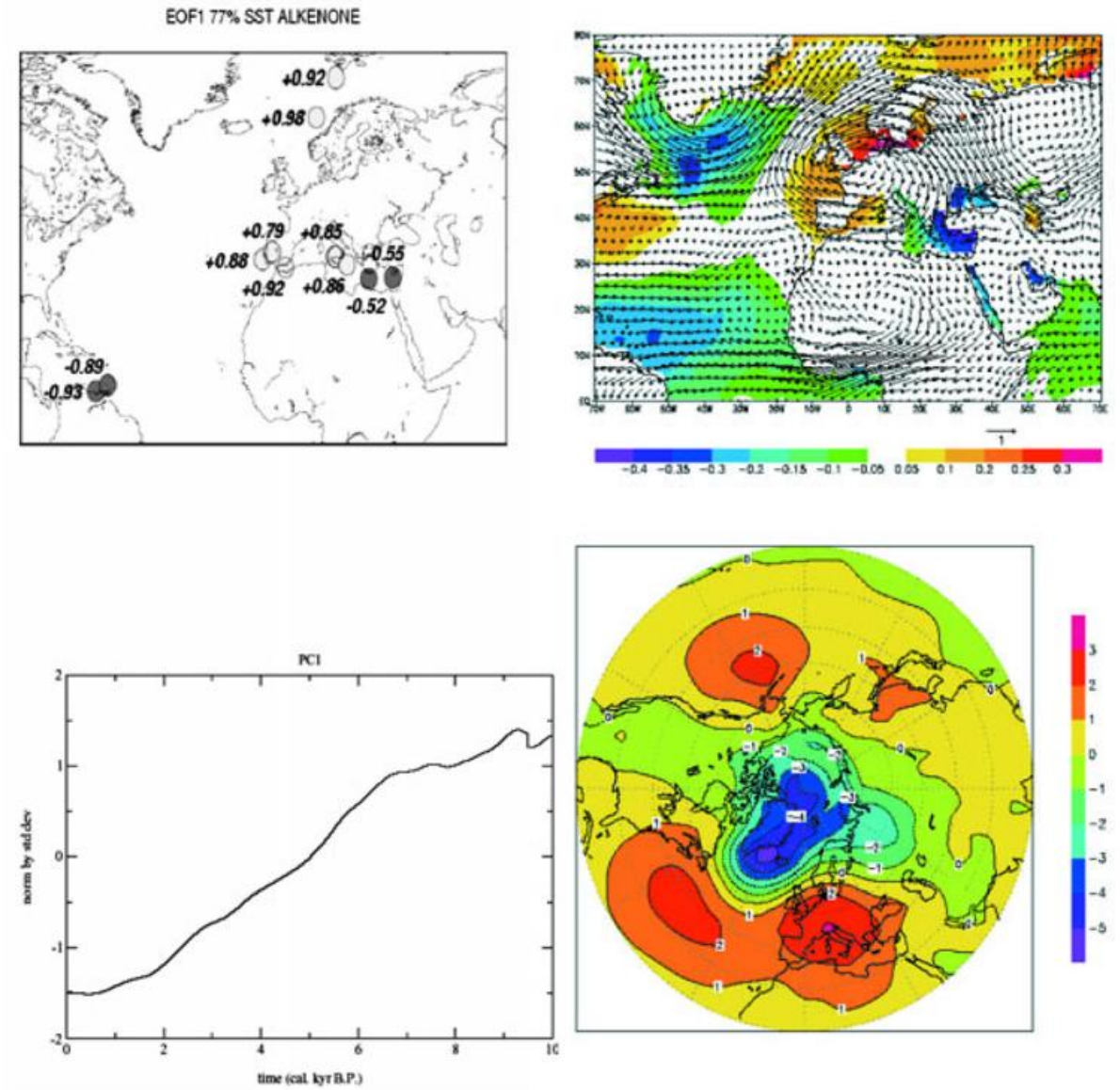


Abb. 12 Holozäne Klimatrends über 7000 Jahre extrahiert über eine EOF Analyse aus rekonstruierten SST Kurven (links unten). Ein positiver Korrelationskoeffizient für PC1 im Ostatlantik und im westlichen Mittelmeer kennzeichnet einen Abkühlungstrend, gegenüber einem negativen Korrelationskoeffizienten, der einen Erwärmungstrend über die letzen 7000 Jahre im östlichen Mittelmeer und im tropischen Atlantik anzeigt (links oben). Gleichartige gegensätzliche räumliche Verteilungen finden sich in historischen Daten assoziiert mit der NAO/AO Signatur in Temperatur- (rechts oben) und Druckverteilungen (rechts unten) (Rimbu et al. 2003, Einheiten in °C, m/s und hPa),. Quelle: N. Rimbu und J.-H. Kim, Bremen.

gegenüber den Klimakurven des Holozäns mit zeitlichen Auflösungen von mehreren Jahrzehnten, eher Jahrhunderten, und mit Datierungsfehlern im Bereich auch von Jahrzehnten bis wenige hundert Jahre. In diesem Bereich gilt es, die Zeitreihen der Proxydaten für die natürliche Klimavariabilät durch weitere Anstrengungen in der Zukunft zu verbessern. Nur so kann die Kombination von historischen Klimadaten, Paläoklimadaten und Klimasimulationen in dem Zeitbereich vorangetrieben werden, der auch für Klimavorhersagen im Bereich von Jahrzehnten und Jahrhunderten die Grundlagen natürlicher Klimavariabilität liefert.

Ausblick

In den letzten 5 Jahren wurden durch gezielte technologische Entwicklungen in der Bearbeitung von marinen und lakustrinen Sedimenten, durch zerstörungsfreie Skannerverfahren für Messungen in Millimeterabständen, durch weitere Verbesserung der Datierungen, durch Erstellung von regionalen oder sogar globalen Datensätzen (Harmonisierung und Qualitätsüberprüfung) und in der Erdsystem-Modellierung enorme Fortschritte bei der Rekonstruktion und Simulation des holozänen Klimas gemacht.

Konzertierte Aktionen durch gezielte Klimaforschungsprogamme der EU, aber auch die nationale Förderung für den Ausbau der Rechnerkapazitäten am deutschen Klimarechenzentrum DKRZ Hamburg und am MPI für Biogeochemie in Jena, der Einrichtung eines Forschungszentrums für Ozeanränder an der Universität Bremen, die deutschen jüngsten Klimaforschungsprogramme DEKLIM, KIHZ, etc. führten zu neuen strategischen Konzepten und zur Verbesserung der Kommunikation zwischen Klimamodellierern und Paläoklimatologen, die sich gezielt mit Ursachenforschung zu den schnellen Klimawechseln, wie sie nun weltweit aus den Klimaarchiven dokumentiert werden, befassen. Die Klimasimulationen für das Holozän ermöglichen die Erkennung von Ähnlichkeiten in den raum-zeitlichen Mustern von Modellergebnissen und den aus den Klimaarchiven gewonnenen Proxydaten. Die Analyse von Modellläufen des Holozäns samt der jüngeren Periode mit anthropogen verursachter Erhöhung der Konzentration der Treibhausgase erlaubt den Vergleich der Klimavariabilität unter natürlichen und unter anthropogen beeinflussten Bedingungen. Dieser Ansatz wird helfen, die Mechanismen der natürlichen Klimavariabilität und des von Menschen verursachten Klimawandels zu verstehen und die Klimavorhersagen für die nähere Zukunft zu verbessern. Hierzu sollten Grundlagenforschung und anwendungsorientierte Forschung, z.B. für die regionale oder globale Prognose zukünftiger Klimavariabilität, in gleichen Anteilen beitragen. Gerade die Erfolge in DEKLIM und KIHZ haben gezeigt, dass eine Trennung von wissenschaftlichen Arbeiten zur Klimavorhersage von denen zum besseren Verständnis der Klimavariationen und deren Antriebsmechanismen in der Vergangenheit aus wissenschaftlichen, technischem und finanziellem Aufwand nicht ratsam ist. Unsicherheiten und Prognosefähigkeit von Klimamodellen sind nur anhand von Paläoklimadaten im Vergleich mit entsprechenden Simulationen festzustellen. Aus der eher deskriptiven Erforschung des holozänen Klimas ist deshalb eine auf Prozesse orientierte Paläoklimaforschung entstanden, die mit verschiedenen Techniken versucht, das hochkomplexe System mit ihren Ursache- und Wirkungsmechanismen besser nachzuvollziehen. Dabei gewinnt insbesondere die Untersuchung von holozänen Klimaänderungen und deren mögliche Auswirkungen auf die menschliche Bevölkerungs- und Kulturentwicklung, sowie als Migra-

tions- und Risikofaktor eine immer größere Bedeutung. Hierfür ist die Ermöglichung weiterer kostenintensiver Beprobungsprogramme und Auswerteprogramme sowie neuer Langzeit-Simulationen mit gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Vegetationsmodellen in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung unabdingbar, um den nun eingeschlagen Pfad der gemeinsamen Datensynthese und Modellierung des Klimas der Vergangenheit weiter gehen zu können.

Literatur

Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., and Clark, P.U., 1997: Holocene Climatic Instability- a prominent, widespread event 8200 yr ago. Geology, 25, 483-486.

Arz, H., Lamy, F., Pätzold, J., Müller, P.J., and Prins, M., 2003: Mediterranean moisture source for early to mid-Holocene humid period in the northern Red Sea. Science, 300, 118-124.

Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southons,J., Morehead, M.D., and Gagnon, J.-M., 1999: Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. Nature, 400, 344-348, doi:10.1038/22504

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., and Bonani, G., 1997: A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. Science, 278, 1257-1266.

Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., and Bonani, G., 2001: Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. Science, 294, 2130-2136.

Brauer, A., Endres, C., Negendank, J.F.W, and Zolitschka, B., 2000: Late glacial and Holocene AMS radiocarbon and warve chronology from annually laminated sediment record of Lake Meerfelder Maar,Germany. Radiocarbon, 42/3, 355-368.

Butzin, M., Prange, M., and G. Lohmann, 2004: Simulations of oceanic radiocarbon at the Last Glacial Maximum. Paleoceano graphy (accepted).

Butzin, M., Prange, M., and Lohmann, G., 2003: Studien zur C-14-Verteilung im glazialen Ozean mit einem globalen Ozeanzirkulationsmodell. Terra Nostra 6, 86-88.

Claussen, M., Kubatzki, C., Brovkin, V., Ganopolski, A., Hoelzmann, P., Pachur, H.-J., 1999: Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. Geophysical Research Letters, 24 (14), 2037–2040.

Claussen, M., Mysak, L.A., Weaver, A.J., Crucifix, M., Fichefet, T., Loutre, M.-F., Weber, S.L., Alcamo, J., Alexeev, V.A., Berger, A., Calov, R., Ganopolski, A., Goosse, H., Lohmann, G., Lunkeit, F., Mokhov, I.I., Petoukhov, V., Stone, P., and Wang, Z., 2002: Earth System Models of Intermediate Complexity: Closing the Gap in the Spectrum of Climate System Models. Climate Dynamics 18, 579-586

COHMAP Members, Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations, Science, 241, 1043-1052, 1988.

deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., and Yarusinsky, M., 2000: Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. Quaternary Science Reviews, 19, 347-361.

Felis, T., G. Lohmann, H. Kuhnert, S. Lorenz, D. Scholz, J. Pätzold, S. A. Al-Rousan, S. M. Al-Moghrabi, 2004: Coral and model evidence for North Atlantic Oscillation modulation of seasonal climate on orbital time scales. Nature (in press).

Fischer, H., G. Flöser, T. Kumke, G. Lohmann, H. Miller, J.F.W. Negendank, and H. von Storch (Eds.), 2004: The climate in historical times: Toward a synthesis of Holocene proxy data and climate models, 512 Pages, 166 Figures, and 11 Tables, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, ISSN 1437-028; ISBN 3-540-20601-9.

Gasse, F., 2000: Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. Quaternary Science Reviews, 19, 189-211.

Grafenstein, von, U., Erlenkeuser, H., Müller, J., Jouzel J., and Johnsen, S., 1998: The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. Climate Dynamics, 14, 73-81.

Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U. 2001: Southward Migration of the Intertropical Convergence-Zone through the Holocene. Science, 293, 1305-1308.

Indermühle A., Stocker T.F., Joos F., Fischer H., Smith H.J., Wahlen M., Deck B., Mastroianni D., Tschumi J., Blunier T., Meyer R., and Stauffer B., 1999: Holocene carbon-cycle dynamics based on CO2 trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. Nature, 398, 121-126.

IPCC 1994: Technical Guidelines for Assessing Climate Change Impacts and Adaptations, Prepared by IPCC working group II, Carter T.R., Parry M.L., Harasawa H., and Nishioka S. (eds.) and WMO/UNEP: University College, London, UK, and Center for Global Environmental Research, Tsukuba, Japan.

IPCC, 2000: Special Report on Emission Scenarios. A Special Report of IPCC Working Group III. Edited by N. Nakicenovic and R. Swart. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.

IPCC, 2001: Climate Change 2001, The Scientific Basis. IPCC Working Group I contribution to the Third Assessment Report. Edited by Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., and Xiaosu, D. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.

Jones P.D., Briffa K.R., Barnett T.P., and Tett S.F.B., 1998: High-resolution paleoclimatic records for the last millennium: interpretation. integration and comparison with General Circulation Model control run temperature. The Holocene, 8, 467-471.

Joussaume, S., et al. Monsoon Changes for 6000 Years ago: Results of 18 Simulations from the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP). Geophysical Research Letters, 26, 859-862. 1999.

Kromer, B., Friedrich, M., and Spurk, M.,2001: Natürliche Klimavariationen im Spätglazial und Holozän im Spiegel von Baumringserien. Nova Acta Leopoldina NF 88(331): 151-159

Landsberg H. E., Groveman B. S., and Hakkarinen I. M., 1978: A simple method for approximating the annual temperature of the Northern Hemisphere, Geophys. Res. Lett., 5, 505-506.

Libby, W.F., 1955 (2nd edition), Radiocarbon Dating, University of Chicago Press, Chicago

Lohmann, G., Lorenz, S., and M. Prange, 2003: Northern high-latitude climate changes during the Holocene as simulated by circulation models. AGU Monographs, Bjerknes book about the Nordic Seas (in press).

Lee-Thorp, J.A., Holmgren, K., Lauritzen, S.E., Linge, H., Moberg, A., Partridge, T.C.,Stevenson, C., and Tyson, P., 2001: Rapid climate shifts in the southern African interior throughout the mid to late Holocene. Geophysical research Letters, 28, 4507-4510.

Lorenz, S., and Lohmann, G., 2004: Acceleration technique for Milankovitch type forcing in a coupled atmosphere-ocean circulation model: method and application for the Holocene. Climate Dynamics (accepted).

Mann M. E., Bradley R. S., and. Hughes M. K, 1998: Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries, Nature 392, 779-787.

Mann, M. E., Bradley R. S., and Hughes M. K., 1999: Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations, Geophys. Res. Lett. 26, 759-762.

Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Whitlow,S., Twickler, M.S., Morrison, M.C., Grootes, P.M., Bond, G.C., Alley, R.B., Meese, D.A., Gow, A.J., Taylor, K.C., Ram, M. and Wumkes, M., 1994: Changes in atmospheric circulation and ocean ice cover over the North Atlantic during the last 41,000 years, Science 263: 1747-1751.

Mix, A.C., Bard, E., and Schneider, R.R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, ocean, glaciers (EPILOG). Quat. Sci. Rev., 20(4): 627-657.

Negendank, Jörg F. W., B. Zolitschka, B. Rein, A. Brauer, C. Brüchmann, A. Sanchez & H. Vos(1999): Varve and solar variability (Lake Holzmaar, Eifel, Germany). Bull. Soc. Belge de Geol., T106, 53-61.

O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S. and Whitlow, S.E., 1995: Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. Science, 270, 1962-1964.

Oppo, D.W., McManus, J.F., and Cullen, J.L., 2003: Centennial-millennial deepwater variability in the Holocene. Nature, 422, 277-278.

Petit, J.R. Briat, M. and Royer, A., Ice age aerosol content from East Antarctic ice core samples and past wind strength, Nature 293:391–394, 1981.

Reichert B. K., Bengtson L., and Akesson O., 1999: A statistical modelling approach for the simulation of local paleoclimatic proxy records using general circulation model output, J. Geophys. Res., 104, 19071-19083.

Renssen, H., Goosse, H. and Fichefet, T., 2002: Modeling the effect of freshwater pulses on the early Holocene climate: the influence of high-frequency climate variability. Paleoceanography, 17 (2), doi 10.1029/2001PA000649.

Rimbu, N., Lohmann, G., Felis, T., and Pätzold, J., 2001: Arctic Oscillation signature in a Red Sea coral. Geophysical Research Letters, 28 (15), 2959-2962.

Rimbu, N., Lohmann, G., Kim, J.-H., Arz, H. W., and Schneider, R., 2003: Arctic/North Atlantic Oscillation signature in Holocene sea surface temperature trends as obtained from alkenone data. Geophysical Research Letters Vol. 30, No. 6, 1280, doi: 10.1029/2002GL016570.

Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., v.d. Plicht J., and Spurk, M. 1998: „INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration." Radiocarbon 40(3), 1041-1083

Thompson, L.G., 2000: Ice core evidence for climate change in the Tropics: implications for our future Quaternary Science Reviews 19, 19-35.

Tett S.F.B., Stott FA., Allen M.R., Ingram W.J., and Mitchell J.F.B., 1999: Causes of twentieth century temperature change near the Earth's surface, Nature 399, 569-572.

Wilby R.L., Wigley T.M.L., Conway D., Jones P.D., Hewitson B.C., Main J, and Wilks D.S., 1998: Statistical downscaling of general circulation model output: a comparison of methods. Water Resources Res. 34, 2995-3008.

Zur Temperatur- und Hochwasserentwicklung der letzten 1000 Jahre in Deutschland

R. Glaser, Ch. Beck, H. Stangl

Der vorliegende Beitrag verdeutlicht, welche Potenziale historische Aufzeichnungen, frühe instrumentelle Messungen aber auch Illustrationen, Hochwassermarken und andere indirekte Klimadaten für die Klima- und Hochwasserrekonstruktion der letzten 1000 Jahre eröffnen.

Kapriolen des Klimas zwischen Hochwasserkatastrophe und Hitzesommer?

Eine dramatische Inszenierung hätte besser nicht sein können: Dem extremen und folgenschweren Hochwasser 2002 folgte 2003 ein Hitzesommer in weiten Teilen Mitteleuropas, dem zumindest bei Betrachtung der für die letzten etwa 100 bis 200 Jahre verfügbaren instrumentellen Messreihen Einmaligkeit zukommt. Seit Beginn der 1990er Jahre trugen mehrfach auftretende schwere Hochwässer in verschiedenen Flusseinzugsgebieten aber auch die katastrophalen Auswirkungen von Sturmereignissen wie Vivian, Wiebke und Lothar dazu bei das Bild einer in jüngster Zeit auffälligen Häufung sogenannter „Jahrhundertereignisse“ zu prägen.

Das Auftreten solch außergewöhnlicher Ereignisse bedingt regelmässig zum einen eine Anfachung der Diskussion um die menschliche Einflussnahme auf das Klimasystem und zum anderen die Frage nach dem historischen Äquivalent des aktuellen Ereignisses und damit nach Einordnung des rezenten Geschehens in den Kontext langzeitlicher Klimavariabilität.

Um eine diesbezügliche Beurteilung vornehmen zu können, sind möglichst lange Zeitreihen der verschiedenen klimatischen und hydrologischen Größen unabdingbar. Etwa seit Ende des 18. Jahrhunderts liegen für zahlreiche Flussgebiete erste instrumentelle Pegel- oder Durchflussmessungen vor und auch die Aufnahme der regelmäßigen und standardisierten Erfassung von Klimaelementen wie Temperatur und Niederschlag begann in verschiedenen Regionen Mitteleuropas vor etwa 200 Jahren. Aus der Analyse dieser langen instrumentellen Zeitreihen ergeben sich die bekannten säkularen Trends. So ist im Einzugsgebiet des Rheins eine Zunahme des Winterniederschlags um etwa 30% zu verzeichnen - einhergehend mit einer entsprechenden Zunahme des jährlichen Hochwasserabflusses am Pegel Köln seit 1891 (Mendel et al. 1997). Zwischen 1891 und 1990 wurde ferner eine markante Erhöhung der Temperaturen in Mitteleuropa registriert: in jahreszeitlicher Auflösung betrug die Erwärmung mancherorts über 1 °C (Schönwiese et al. 1993). Und auch die Folgen des vor allem seit den 1970er Jahren ablaufenden Klimawandels sind mittlerweile unübersehbar: Neben Rückschmelztendenzen alpiner Gletscher (Maisch et al. 2000) ist so in den vergangenen 30 Jahren beispielsweise eine Verlängerung der Vegetationsperiode um bis zu 12 Tage zu beobachten.

So eindrucksvoll diese Ergebnisse auch sein mögen, der den verschiedenen Analysen zugrunde liegende Untersuchungszeitraum von bis zu 200 Jahren ist recht kurz bemessen, um die Variabilität unseres Klimasystems und seiner Folgewirkungen zu erfassen. Eine Einordnung der rezent beobachteten klimatischen Entwicklungen in einen umfassenderen Kontext natürlicher Klimavariabilität erfordert die Betrachtung längerer, über die letzten beiden - zunehmend durch anthropogene Einflussnahme geprägten - Jahrhunderte hinausgehende Zeitreihen. Nur so lässt sich beurteilen, ob sich die genannten, über die letzten 100 bis 200 Jahre zu beobachtenden Entwicklungen in das Bild langzeitlicher natürlicher Klimadynamik einfügen oder aber davon abweichende Strukturen aufweisen, die als Auswirkungen menschlicher Eingriffe in das Klimageschehen interpretiert werden müssen.

Die Historische Klimatologie zielt auf der Basis von primär schriftlichen Quellen auf die Erstellung und Analyse langer Zeitreihen von Temperatur, Niederschlag und zirkulationsdynamischen Parametern sowie von Extremereignissen ab, die über den Zeitraum der amtlichen instrumentellen Beobachtungsperiode hinaus in die Vergangenheit reichen. Dabei nutzt dieser Forschungszweig eine Vielfalt von Datentypen, deren Interpretation eine breite methodische Vielfalt und insbesondere die Integration naturwissenschaftlicher und sozialwissenschaftlich-historischer Ansätze erforderlich macht.

Historische Klimaaufzeichnungen zwischen subjektiver Wahrnehmung und objektivierbarer Realität

Historische Klimaaufzeichnungen besitzen eine spezifische Struktur: Ein immer wieder zu erkennendes Charakteristikum ist der Quellentrend. Verschiedene Faktoren wie das generelle Bevölkerungswachstum und das ansteigende allgemeine Bildungsniveau aber auch technische Innovationen wie die Erfindung des Buchdrucks oder die Verfügbarkeit von Papier und schließlich der mit Annäherung an die Gegenwart kürzer werdende Weg durch die Wirren der Geschichte bringen es mit sich, dass mit der Zeit eine größere Anzahl historischer Quellen verfügbar ist. Hinsichtlich der Datenstruktur lassen sich die vergangenen 1300 Jahre für Mitteleuropa in 5 Phasen untergliedern (vgl. auch Pfister 2001):

- Die ältesten Quellen, die ab dem 8. Jahrhundert vorliegen, sind eher sporadisch. Es handelt sich dabei um Beschreibungen von Einzelereignissen und Naturkatastrophen wie Überschwemmungen, Winterstrenge, Sommerdürre, Nordlichter, Erdbeben oder vulkanische Erscheinungen.
- Seit dem späten Mittelalter gibt es fast lückenlose Beschreibungen von Sommer und Winter, zunehmend auch Informationen über Frühling und Herbst.
- Seit 1500 – mehr Menschen konnten lesen und schreiben und es gab mehr Papier - liegen nahezu kontinuierliche monatliche, abschnittsweise sogar tägliche Wetterbeschreibungen vor.
- Seit 1680 werden diese Informationen durch individuelle Instrumentenmessungen ergänzt. Außerdem gibt es bereits die ersten kurzzeitigen Messnetzwerke.
- Im 19. Jahrhundert werden auf der Basis von Instrumentenmessungen amtliche Messnetze etabliert.

Proxydaten in der historischen Klimatologie

Unter Proxydaten (auch indirekte Klimadaten oder Klimazeiger) versteht man Daten, die zwar keine direkten Klimainformationen beinhalten, die aber in hohem Maße klimaabhängig sind und damit Rückschlüsse auf die klimatischen Verhältnisse erlauben. Wichtige, in der historischen Klimatologie Verwendung findende Proxydaten sind beispielsweise Ertragsangaben von Wein und Getreide, phänologische Daten oder auch Daten die aus Baumringen oder laminierten Sedimenten abgeleitet werden können.

Der Zusammenhang zwischen Proxydaten und Klimaparametern kann mittels statistischer Transferfunktionen quantifiziert werden, wobei hier darauf zu achten ist, dass nichtklimatische Einflussgrößen (etwa der Einfluss sich ändernder Bewirtschaftungsmethoden auf die landwirtschaftlichen Erträge) in geeigneter Weise berücksichtigt werden müssen.

Neben den direkten Klimabeschreibungen können auch zahlreiche indirekte Klimadaten, sogenannte Proxies (siehe Box - Proxydaten in der historischen Klimatologie) zur Klimarekonstruktion herangezogen werden. Mit Hochwassermarken und frühen instrumentellen Meßdaten stehen ergänzend oftmals auch vereinzelte quantitative Parameter zur Verfügung, was speziell für die Kalibrierung des historischen Datenmaterials mit den rezenten Meßdaten von Bedeutung ist.

Von Chroniken, Flugschriften und Wasserpredigten - zur spezifischen Struktur des Datenmaterials

Schriftliche Quellen stellen das Gros des historischen Datenmaterials dar. Sie beinhalten oftmals detaillierte Beschreibungen des Witterungsverlaufes sowie dessen Auswirkungen, beispielswiese auf die landwirtschaftliche Ertragssituation. Mitunter liegen die klimatischen Informationen in zeitlich und räumlich so hoher Auflösung vor, dass selbst kurzzeitige lokale oder regionale Extremereignisse erfasst und analysiert werden können. Im Falle von Hochwässern finden sich vielfach auch Angaben zur räumlichen Ausprägung des Ereignisses, zu Folgewirkungen und administrativen Reaktionen.

Unter den ältesten Überlieferungen befinden sich vereinzelte Einträge in Chroniken, die in Städten oder in Klöstern geführt wurden. Sporadisch finden sich dort klimatisch relevante Informationen - teils eher beiläufig erwähnt, etwa im Zusammenhang mit den Auswirkungen auf die Ernte, teils eindringlich geschildert und mit imposanten Bildern versehen. Die seit der frühen Neuzeit verbreitet geführten Wettertagebücher belegen eine systematische Beschäftigung mit Wetter und Klima. Wegen ihrer erstaunlichen Detailfülle bieten diese besonders ergiebige Ansatzpunkte einer witterungsklimatischen Interpretation. In ganz Europa hielten Beobachter in täglichen Aufzeichnungen den Bewölkungsgrad, auftretenden Niederschlag, Luftwärme und Besonderheiten wie starken Wind fest.

Mehr kommerzielle Interessen verfolgte man mit den sogenannten Flugschriften. In wortgewaltigen Beschreibungen wurden meist katastrophale Witterungsphänomene in Szene gesetzt (Abb. 1). Oft auch als disziplinierendes Sprachrohr klerikaler oder weltlicher Interessen genutzt, fanden diese Druckwerke eine rasche Verbreitung unter einer latent sensationslustigen Bevölkerung. Wetter, Witterung und Klima waren

auch schon immer ein „Geschäft".

Von besonderem Interesse sind frühe Instrumentenmessdaten. So unternahmen interessierte Einzelpersonen im Zuge der Aufklärung mit neuentwickelten technischen Geräten erste Messungen von Temperatur, Niederschlag und Windgeschwindigkeit. Für die Jahre 1677 bis 1679 sind etwa zusammenhängende Instrumentenmessungen von Leibnitz überliefert, die dieser auf Anregung des französischen Physikers Mariotte in Hannover durchführte (Glaser 2001). Diese und andere Pioniere der Klimamessung lieferten erstmals objektivierbare, weil metrische Daten, die für die heutige Analyse von besonderem Wert sind. Ähnliches gilt für die Hochwassermarken (Abb.2), die heute noch an zahlreichen Häusern, Stadttoren und Brücken Zeugnis vergangener Wasserfluten ablegen.

Neben diesen aus zeitaufwendigen Archivrecherchen zu gewinnenden Daten, existieren zahlreiche Kompilationen, die aber aus quellenkritischer Sicht mitunter abzulehnen sind, wie etwa von Hennig (1904) oder die viel zitierte Arbeit von Weikinn (1958-1963). Im Informationszeitalter erhalten Datenbanken wie die Historische Klimadatenbank Deutschland „HISKLID" (URL: http://www24.brinkster.com/hisklid/index.htm), die in derzeit etwa 180.000 Datensätzen Textpassagen mit Quellenangaben sowie daraus abgeleitete Indizes (bezüglich Temperatur, Niederschlag, Windverhältnissen und Grad der Himmelsbedeckung) enthält und somit zahlreiche Möglichkeiten zur statistischen Analyse und zur Interpretation der historischen Klimainformationen eröffnet, eine zunehmende Bedeutung.


Klägliche vnd erbarmliche neive Zeitung/

Von der vberauß schrecklichen vnd grossen Wasserfluth/ welche sich in diesem 1651 Jahr/ mit allem im Röm. Reich/ sonder auch zu Mörß vnd am Rhein begeben/ deren bey Menschen gedencken nicht geschehen. Wie jämmerlich vnd erbarmlich aber diese Wasserfluht gewesen/ wird der Günstige Leser leichtlich auß diesem schliessen vnd erkennen können/ in dem nicht allein die Menschen im Wasser vertruncken/ sondern auff Bäum/ Dach vnd Thürne gestiegen/ verhüngert/ an kälte erfroren vnd gestorben. Auch ist solcher grosser schade an vberschwemmung der Länder/ ertrinckung der Menschen/ Vich/ schönen Gebäwen/ Städt vnd Vorstätten/ Häusern/ Kirchen/ Klöstern/ Mühlen/ Brücken/ vnd Feldfrüchten geschehen/ daß es nicht zu beschreiben noch außzusprechen ist.

Geschehen im Januarij. Zu singen auff die Weise: Allein auff Gott hoff vnd vertraw/ ꝛc.

Abb. 1 Flugschrift zum Hochwasserereignis 1651.
Quelle: Bayer. Staatsbib. München, Fl.-Nr. 03099.



Abb. 2 Hochwassermarken in Eibelstadt am Main.

Bewertung und Interpretation der Daten

Bei der Arbeit mit historischen Quellen muß man sich des subjektiven Charakters der Aufzeichnungen bewußt sein. Um die Komponenten rein individueller Wahrnehmung des Autors von den objektiven Informationsbestandteilen zu trennen, sind zunächst historische Arbeitstechniken beziehungsweise hermeneutische Methoden erforderlich, in denen sowohl biographischen als auch den textlich-interpretatorischen Aspekten nachgegangen wird, oder Kalenderanpassungen vorgenommen werden. Erst durch eine solchermassen quellenkritische Bearbeitung (siehe Box - Quellenkritische Bewertung historischer Klimainformationen und Abb. 3) erlangen die Inhalte historischer Aufzeichnungen klimatologische Aussagekraft.

Quellenkritische Bewertung historischer Klimainformationen

Historische Klimainformationen müssen vor einer weiteren Bearbeitung oder klimatologischen Interpretation mittels quellenkritischer Methoden hinsichtlich ihrer Verlässlichkeit überprüft werden.

Unter anderem sind hierbei etwa die Motivation, der schulische und berufliche Hintergrund des jeweiligen Chronisten aber auch der jeweils herrschende Zeitgeist und die Erkenntniswege zu berücksichtigen. Wesentliche Bedeutung kommt daneben auch der Zusammenschau der verschiedenen verfügbaren Quellen zu. Einen Überblick der Komponenten einer kritischen Bewertung und Interpretation des historischen Datenmaterials gibt Abb. 3.



Abb. 3 „Quellenkritisches Ablaufschema" Quelle: Glaser (2001)

Von der Quelle über den Index zum Temperaturwert - das Klima des vergangenen Jahrtausends

Wie im vorhergehenden Kapitel erläutert, besteht der größte Anteil des historischen Datenmaterials zunächst aus deskriptiven Informationen. Im Hinblick auf die gegenwärtigen Fragestellungen genügt aber nicht die bloße Zusammenstellung und kritische Überprüfung historischer Klimaberichte, von vitalem Interesse ist neben solch qualitativen Betrachtungen insbesondere ein quantitativer Vergleich mit der aktuellen Situation.

Die Ankopplung der historischen Quelleninformationen an die rezenten Meßwerte wird möglich durch eine Klassifizierung der Daten in sogenannte gewichtete Klima-Indizes (siehe Box - Die Erstellung gewichteter Klimaindizes), auf deren Grundlage bereits semiquantiative Zeitreihen erstellt werden können. Mittels statistischer Verfahren lassen sich in einem weiteren Schritt aus diesen Indexwerten wiederum Schätzwerte für die verschiedenen Klimaelemente ableiten (siehe Box - Ableitung metrischer Klimadaten aus Klimaindizes).

Als Ergebnis eines entsprechenden Vorgehens auf der Grundlage historischer Klimainformationen aus Mitteleuropa resultiert beispielsweise die in Abb. 4 dargestellte rekonstruierte lange Temperaturreihe seit dem Jahr 1000.

Die absolute Kalibrierung der indizierten Klimareihen erfolgte in diesem Fall unter Verwendung linearer Regressionsmodelle, die im Zeitraum 1951 - 1995 erstellt und für die Jahre 1901 bis 1950 verifiziert wurden. Prädiktoren waren hierbei die gewichteten Temperaturindizes, als Prädiktanden fanden Deutschland-Flächenmittel der Lufttemperatur (Rapp 2000) Verwendung.

Die Erstellung gewichteter Klimaindizes

Wie lassen sich die klimabezogenen Informationen historischer Texte in Klimawerte umsetzen?

Ein in der historischen Klimatologie gängiges Verfahren beruht auf der Zuweisung von Zahlenwerten zu den in den Quellen zum Ausdruck kommenden Intensitätsabstufungen der verschiedenen Klimaparameter. So können etwa die Umschreibungen „schrecklich heiß“ mit dem Wert +3, „heiß“ mit +2, „überdurchschnittlich warm“ mit +1 und „normal“ mit 0 ausgedrückt werden. Auf diese Weise erhält man gewichtete Indizes, die üblicherweise den Wertebereich von +3 bis –3 umfassen. Im Gegensatz hierzu werden bei Vorliegen von weniger stark differenzierten Informationen sogenannte ungewichtete Indizes abgeleitet, die durch die Werte +1, 0 und -1 lediglich Über- bzw. Unterschreitungen des klimatologischen „Normalzustands“ erfassen.

Um kontinuierlich fortlaufende Indexreihen bis in die Gegenwart hinein erstellen zu können, erfolgt für jüngere Zeiträume (in Mitteleuropa ab dem frühen 18. Jahrhundert) die Ableitung gewichteter Klimaindizes auf der Grundlage verfügbarer instrumenteller Klimamessdaten, die unter Verwendung eines Schwellenwerts (mehrfaches der Standardabweichung) in Indexdaten transformiert werden. Hierbei ist insbesondere darauf zu achten, dass die räumliche Verteilung der verwendeten Stationsdaten dem Raummuster der historischen Quellen entspricht (Glaser et al. 1999).

Neben kurz- und mittelfristigen Fluktuationen lässt die dargestellte Reihe der Jahresmitteltemperaturen auch die langfristigen Klimamodifikationen erkennen, die unter den Begriffen (spät-)mittelalterliches Wärmeoptimum, Kleine Eiszeit und Modernes Klimaoptimum bekannt sind. Weitergehende Erkenntnisse erschließen sich durch eine saisonale Betrachtung auf der Grundlage hier nicht gezeigter Temperatur-Indexreihen: während etwa im Mittelalter die Sommer im allgemeinen wärmer und die Winter kühler waren als im Millenniumsdurchschnitt, so sind mit der derzeitigen positiven Abweichung des Jahresmittels gemäßigtere Gegensätze zwischen den Jahreszeiten verbunden. Diesem Unterschied zwischen stärker kontinental und deutlicher ozeanisch geprägtem Klimacharakter in Mitteleuropa liegen veränderte zirkulationsdynamische Rahmenbedingungen zugrunde, die sich im Mittelalter durch das gehäufte Auftreten antizyklonaler Zirkulationsstrukturen auszeichen während im 20. Jahrhundert eine Bedeutungszunahme der zonalen Zirkulationsformen registriert werden kann.

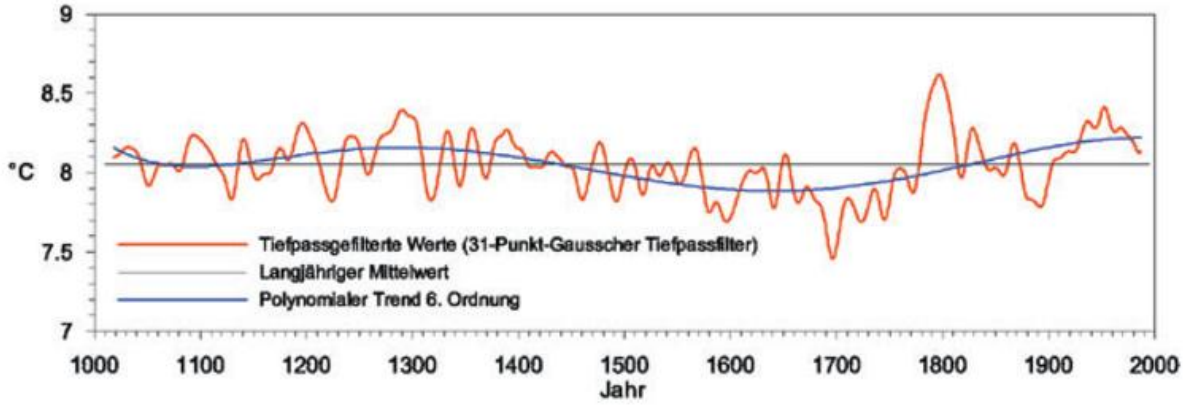


Abb. 4 Jahresmittel der Temperatur in Mitteleuropa seit 1000 n.Chr.; mittlerer Verlauf (31-jähriger Filter) und langfristige Entwicklung (polynomialer Trend 6. Ordnung).

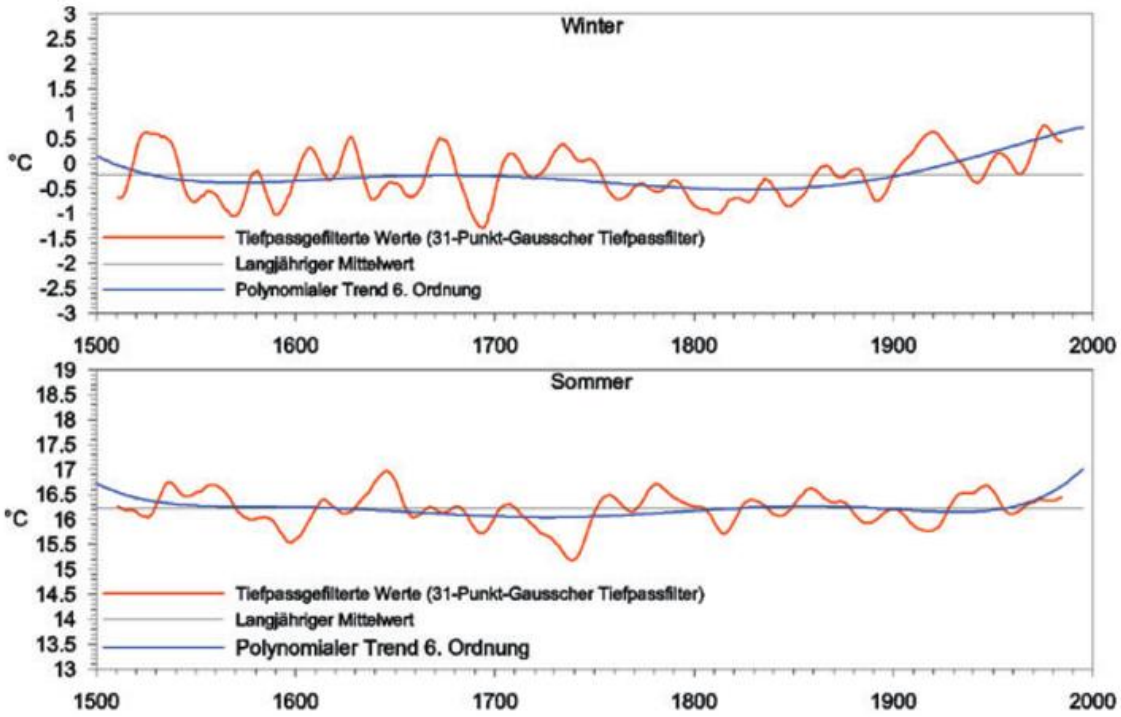


Abb. 5 Winter- und Sommertemperaturen in Mitteleuropa seit 1500 n.Chr.; mittlerer Verlauf (31-jähriger Filter) und langfristige Entwicklung (polynomialer Trend 6. Ordnung).

Für den Zeitraum ab 1500, für den eine differenziertere Datengrundlage vorhanden ist, können – entsprechend dem Vorgehen zur Rekonstruktion der absolut kalibrierten 1000-jährigen Reihe der Jahresmitteltemperaturen - auch saisonale Temperaturrreihen rekonstruiert werden, die für Winter und Sommer in Abb. 5 dargestellt sind.

Auch die jahreszeitliche Betrachtung offenbart eine ausgeprägte Variabilität des thermischen Klimas in Mitteleuropa auf verschiedenen Zeitskalen. So sind aus den Temperaturverläufen sowohl kurzfristige Ereignisse wie das „Jahr ohne Sommer" (1816) als auch längere Phasen bevorzugt positiver oder negativer Abweichungen vom langjährigen Mittelwert abzulesen. Deutlich zutage treten beispielsweise verschieden Ausprägungsphasen der Kleinen Eiszeit (Sommerliche Abkühlung um 1600 und zwischen 1710 und 1740; Kalte Winter zur Zeit des Late Maunder Minimums zwischen 1690 und 1700). Mit Blick auf eine Bewertung der rezenten Veränderungen im langzeitlichen Kontext zeigt sich, dass insbesondere der Verlauf der Wintertemperaturen im 20. Jahrhundert eine klimatische Entwicklung darstellt, für die sich in den vorhergehenden Jahrhunderten kein Äquivalent findet.

Ableitung metrischer Klimadaten aus Klimaindizes

Die absolute Kalibrierung indizierter Klimadaten, also die Ableitung metrisch skalierter Temperatur-, Niederschlags oder auch Luftdruckreihen aus ordinal skalierten Indexreihen erfolgt unter Verwendung statistischer Transferfunktionen (Regressionsmodelle, Kanonische Korrelationsmodelle, ...), die jeweils in einem Zeitraum, für den sowohl Indexreihen als auch instrumentelle Messreihen vorliegen etabliert (kalibriert) werden. Nach Überprüfung der Modellgüte in einem unabhängigen Verifikationszeitraum werden die Transferfunktionen, unter Annahme der langzeitlichen Stationarität der Zusammenhänge zwischen Indexreihen und instrumentellen Messwerten, auf den Gesamtzeitraum für den Klimaindizes vorliegen übetragen, um auf diese Weise auch für Zeitabschnitte ohne instrumentelle Messdaten absolute Werte der Klimaparameter abzuschätzen (Glaser et al. 1999).

Glaser (2001) konnte auf der Basis entsprechender Niederschlagsrekonstruktionen zeigen, dass auch der Niederschlagsgang des vergangenen Jahrtausends von einem steten Auf und Ab geprägt ist. Auch bei Zugrundelegung des 1000-jährigen Betrachtungszeitraums erscheint aber insbesondere der vor allem im Winterhalbjahr ausgeprägte neuzeitliche Anstieg der Niederschlagssummen seit etwa 1850 als herausragendes Element der langzeitlichen Niederschlagsentwicklung in Mitteleuropa.

Historische Zeitreihen als Grundlage für die Rekonstruktion von europäischen Druckfeldern

Ebenfalls auf der Grundlage verschiedener historischer Daten (sowohl die oben erwähnten gewichteten Klimaindizes als auch frühe instrumentelle Daten sowie verschiedene Proxydaten) wurden Rekonstruktionen von Bodenluftdruckfeldern für den Bereich Östlicher Nordatlantik-Europa in saisonaler (ab 1500) bzw. monatlicher (ab 1659) zeitlicher Auflösung durchgeführt (Luterbacher et al. 2002). Auch hierbei erfolgte die Rekonstruktion mittels der Übertragung statistischer Transferfunktionen zwischen Indexreihen und – in diesem Fall - beobachteten Bodenluftdruckfeldern von einem rezenten Referenzzeitraum auf die Gesamtperiode.

Auf der Basis dieses Datensatzes eröffnet sich ein weites Feld für die Untersuchung der zirkulationsdynamischen Rahmenbedingungen langzeitlicher Klimavariabilität (z.B. Jacobeit et al. 2003b).

Von der „Zornrute Gottes", der Sünden- oder Sintflut und dem Werk des Teufels - Hochwässer als historisches Phänomen

Hinweise auf historische Hochwässer sind in den Quellen in verschiedenster Form enthalten. In Wasserpredigten wurde menschliches Fehlverhalten als Ursache für die Hochwässer genannt, was im Metapher der Süntflut, Sündenflut oder sogar als Zornrute Gottes zum Ausdruck kam. Interessanterweise bezeichnete Luther in seinen Predigten die Hochwässer der Elbe als Werk des Teufels.

Für die Rekonstruktion von historischen Hochwasserereignissen sind die Hinweise auf die Hochwasserfolgen sowie die sozialen und ökonomischen Auswirkungen besonders ergiebige Ansatzpunkte. Alle Schaden bringenden Hochwässer bedingten administrative Maßnahmen, die beispielsweise in Ratsprotokollen oder Akten der Steuerbehörden und Bauämter niedergelegt sind und die Rückschlüsse auf die Art und Schwere der Schäden und damit auch auf die Intensität des Hochwassers ermöglichen. Basierend auf derartigen Informationen zur sozialen Dimension sowie zu morphologischen Folgewirkungen von Überschwemmungen konnten Sturm et al. (2001) ein Schema zur Intensitätsklassifizierung historischer Hochwässer entwerfen (Tab. 1).

Tab. 1 Schema zur Intensitätsklassifizierung der historischen Hochwässer.
Quelle: Sturm et al. (2001).

Klasse	Klassifikation	Primäre Indikatoren	Sekundäre Indikatoren
1	Kleines, regionales Hochwasser	Geringer Schaden z.B. an ufernahen Feldern und Gärten, Wegführen von ufernah gelagerten Holzvorräten etc.	Kurze Überflutung
2	Überdurchschnittliches oder überregionales Hochwasser	Schäden an wasserbezogenen Bauten und Einrichtungen wie Dämmen, Wehren, Stegen und Brücken und ufernah gelegenen Gebäuden wie Mühlen etc., Wasser in Gebäuden	Überflutung mittlerer Dauer, schwerere Schäden an ufernahen Feldern und Gärten, Verlust von Vieh, u.U. Menschenverluste
3	Überdurchschnittliches überregionales Hochwasser katastrophalen Ausmaßes	schwere Schäden an wasserbezogenen Bauten und Einrichtungen wie Dämmen, Wehren, Stegen und Brücken sowie ufernah gelegenen Gebäuden wie Mühlen etc., z.T. völlige Zerstörung und Hinwegführen von Gebäuden	Längere, mehrere Tage oder Wochen andauernde Überflutung. Schwerere Schäden an ufernahen Feldern und Gärten, große Verlust von Vieh, Menschenverluste. Morphodynamische Prozesse wie Aufsandungen verursachen nachhaltige Schäden und Veränderungen der Oberflächenstruktur

Anhand eines Beispiels sollen die katastrophalen Folgen illustriert werden, die für die lokale Bevölkerung oftmals mit schweren Hochwässern verbunden waren:

Die wohl schwerwiegendste, historisch belegbare Überschwemmungskatastrophe traf Mitteleuropa im Sommer des Jahres 1342. Als Auslöser gelten mehrtätige, intensive Niederschläge. Tetzlaff et al. (2002) bilanzieren die effektiven Niederschläge im Main-/ Taubereinzugsgebiet auf 175 mm, verteilt über 4 Tage, was einer heutigen durchschnittlichen Niederschlagssumme von 3 Monaten entspräche. Drastische Schadensbilder werden von sämtlichen mitteleuropäischen Flußgebieten berichtet, riesige Flutwellen zerstörten die Brücken in Regensburg, Dresden, Frankfurt und in zahlreichen anderen Städten (Glaser 2001). Eine Quelle aus Würzburg skizziert folgendes Bild:

„(das Wasser) brach aus verborgenen Orten in den Bergen, Tälern und dem ganzen Lande in Strömen hervor, breitete sich übermässig stark aus, so daß […] besonders in den Rhein- und Maingegenden und andernwärts es alles an Feld- und Baumfrüchten, Heu, Gebäuden, Vieh und leider zahlreichen Menschen vielfältig und elendiglich vernichtete“ (Chronica de episcopus Maguntinus).

Generell waren schwere historische Hochwässer oftmals verbunden mit drastischer Lebensmittelverknappung, Problemen bei der Trinkwasserversorgung aufgrund verschmutzter Brunnen sowie Notständen in der Energieversorgung durch beschädigte Mühlen. Zu den sich hieraus ergebenden langfristigen Folgen zählten etwa Auswanderungen oder die Konkurse kleinerer Betriebe.

Die Erstellung langer Hochwasserreihen

Ähnlich wie bei den Temperaturreihen sollen auch für die Hochwässer lange Reihen abgeleitet werden, um einen Eindruck von der Entwicklung in den vergangenen Jahrhunderten zu gewinnen. Abb. 6 zeigt eine solche Reihe für die Waal - den Flußabschnitt im niederländischen Rheindelta, der den Großteil des Rheinwassers zur Nordsee abführt. Für den Pegel Nimwegen liegen bereits ab dem Jahr 1770 regelmäßige Wasserstandsmessungen vor. Im Überschneidungszeitraum mit dem historischen Datenmaterial (bis 1800 erfaßt) konnte eine sehr gute Übereinstimmung festgestellt werden, so dass eine Ankopplung der rezenten Meßdaten innerhalb geringer Fehlergrenzen möglich war (Glaser u. Stangl 2003).

Für die historische Phase 1350-1700 sind außerdem die Hochwasserreihen von Schelde und Seine dargestellt. Alle drei Reihen weisen deutliche Schwankungen der Hochwasserhäufigkeit auf verschiedenen Zeitskalen auf. Teilweise waren die drei benachbarten Flußgebiete zeitgleich von Phasen hoher bzw. niedriger Hochwasserhäufigkeit geprägt. Dies deutet auf eine übergeordnete klimatische Steuerung des Hochwassergeschehens hin. Die häufige Synchronität der Ereignisse läßt sich etwa für die Eishochwässer verständlich machen: alle 3 Flußabschnitte weisen ein Wintermaximum des Abflusses auf, sind also in dieser Zeit besonders anfällig für die Entstehung von Hochwässern. Tatsächlich fanden jeweils etwa 70% der nachgewiesenen Hochwasserereignisse im Winterhalbjahr statt. Für einen Großteil dieser Ereignisse ist ferner dokumentiert, dass sie innerhalb oder direkt im Anschluß an eine Frostperiode stattfanden, also wahrscheinlich tatsächlich im Zusammenhang mit Eisgang standen.

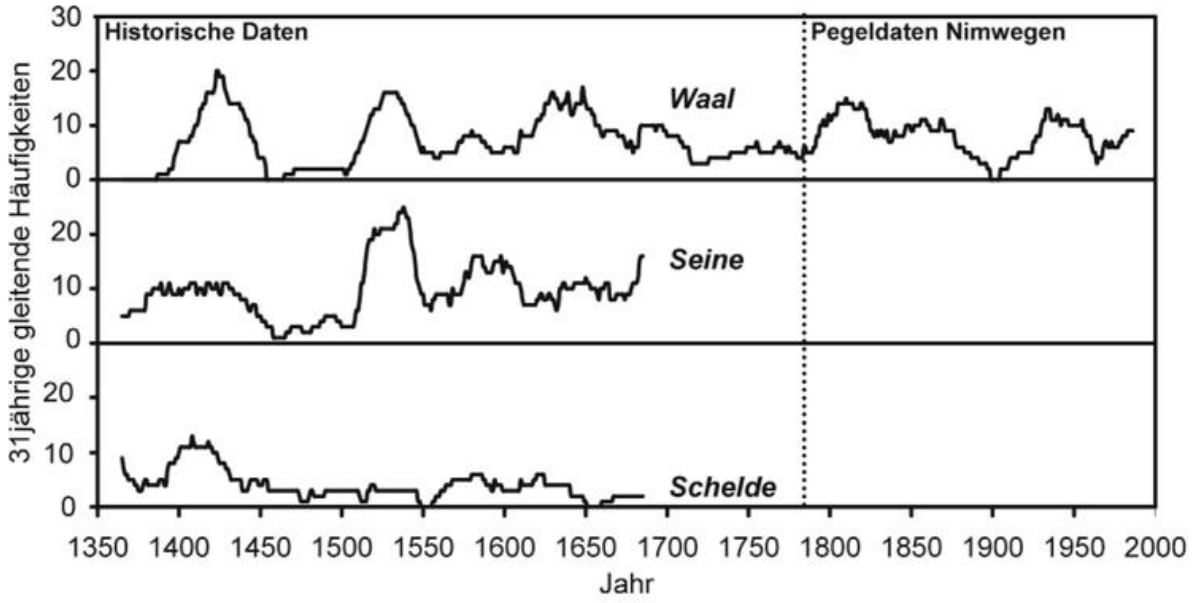


Abb. 6 Hochwasserreihen von Waal, Schelde und Seine.

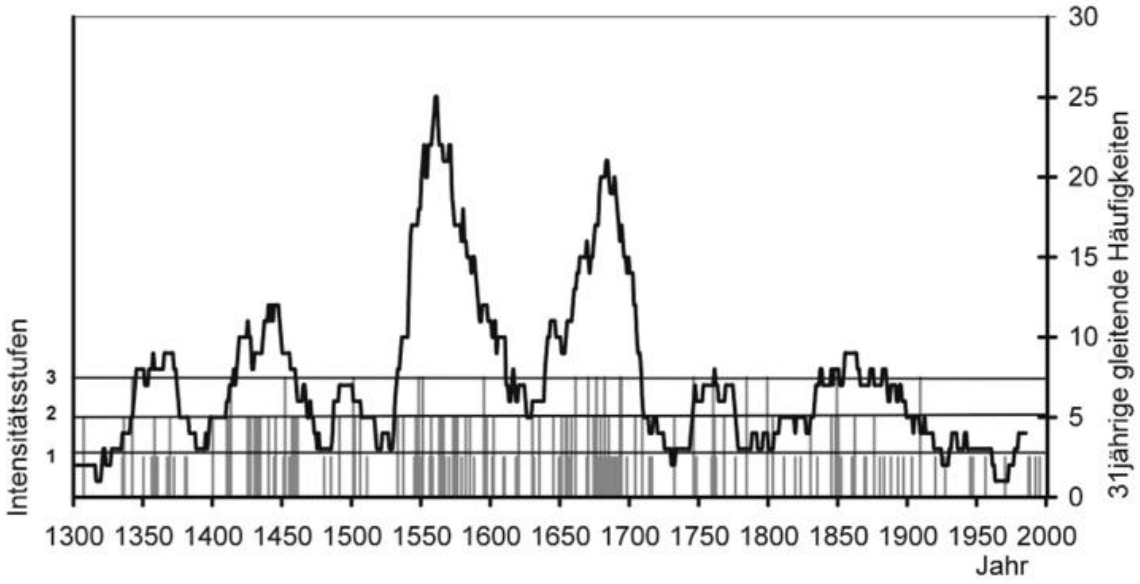


Abb. 7 Hochwasserreihe der Pegnitz.
Quelle: Staatsarchiv Nürnberg, Mss 434 und HISKLID.

Abb. 7 zeigt als weiteres Beispiel die Hochwasserreihe der Pegnitz bei Nürnberg, wobei die verschiedenen Schadensklassen wiedergegeben sind. Wiederum sind erhebliche Schwankungen der Hochwasserhäufigkeit erkennbar. Nach einem Test auf Stationarität weisen die drei Abschnitte 1300-1500 1500-1550, 1550-1700 und 1700-1995 signifikant unterschiedliche Hochwasserhäufigkeiten auf, die sich mit Zirkulationsumstellungen im Rahmen der Kleinen Eiszeit erklären lassen (Jacobeit et al. 2003a). Interessanterweise weisen die schweren Hochwässer der Klasse drei in den letzten Jahrhunderten keine signifikanten Änderungen auf, sind also stationär.

Schlussfolgerungen und Perspektiven

Das Klima, sein Wandel und insbesondere klimabedingte Katastrophen zogen zu allen Zeiten ein großes öffentliches Interesse auf sich - wenn auch die Wahrnehmungs- und Interpretationsmuster im Laufe der Zeit einem beträchtlichen Wandel unterzogen waren. Die Analyse historischer Aufzeichnungen ermöglicht Rekonstruktionen von Hochwasserereignissen und klimatischen Parametern ab etwa dem Jahr 1000 n.Chr. Betrachtet man die Ergebnisse, so wird zunächst offensichtlich, dass es zu allen Zeiten klimatische Extremereignisse gab. Immer wieder wurde die Bevölkerung von Hitzewellen und Dürren, Frostperioden und Starkniederschlägen überrascht. In manchen Regionen übertrafen einzelne Hochwasserereignisse die „Jahrhunderthochwässer“ des vergangenen Jahrzehnts deutlich.

Ein Blick auf die langen Reihen offenbart die hohe Variabilität des mitteleuropäischen Klima- und Hochwassergeschehens. Während einzelne Temperatur- und Niederschlagstrends des vergangenen Jahrhunderts auch im historischen Vergleich bemerkenswert erscheinen, waren andererseits unsere Vorfahren in den in dieser Studie diskutierten Flußgebieten offenbar zeitweise einem höheren Hochwasserrisiko ausgesetzt.

Unter diesem Eindruck erscheint so manches Bild von „niedagewesenen Klimakapriolen“ oder den „hausgemachten Hochwässern“ in einem anderen Licht. Weitergehende Untersuchungen sollen die Bedeutung der verschiedenen Einflußfaktoren erhellen und so eine wichtige Grundlage für gesellschaftliche Bewertungen und die Ableitung möglicher Handlungsszenarien liefern.

Literatur

Bendix, J. (1997): Natürliche und anthropogene Einflüsse auf den Hochwasserabfluß des Rheins. - Erdkunde 51(4): 292-308.
Glaser, R. (2001): Klimageschichte Mitteleuropas: 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen. - Darmstadt.
Glaser, R., U. Beyer & C. Beck (1999): Die Temperaturentwicklung in Mitteleuropa seit dem Jahr 1000 auf der Grundlage quantifizierter historischer Quellentexte. - In: Schenk, W. (Hg.): „Lange Reihen“ zur Erforschung von Waldzuständen und Waldentwicklungen. Tübingen: 23-46.
Glaser, R. & H. Stangl (2003): Historical Floods in the Dutch Rhine Delta. - Natural Hazards and Earth System Sciences, angenommen.
Hennig, R. (1904): Katalog bemerkenswerter Witterungsereignisse von den ältesten Zeiten bis zum Jahre 1800. - Berlin.
Jacobeit, J., R. Glaser, J. Luterbacher & H. Wanner (2003a): Links between flood events in central Europe since AD 1500 and large-scale atmospheric circulation modes. - Geophys. Res. Lett. 30(4): 1172.
Jacobeit, J., H. Wanner, J. Luterbacher, C. Beck, A. Philipp & K. Sturm (2003b): Atmospheric circulation variability in the North-Atlantic-European area since the mid-seventeenth century. - Clim. Dyn. 20: 341-352.
Luterbacher, J., E. Xoplaki, D. Dietrich, R. Rickli, J. Jacobeit, C. Beck, D. Gyalistras, C. Schmutz & H. Wanner (2002):Reconstruction of sea level pressure fields over the Eastern North Atlantic and Europe back to 1500. - Clim. Dyn. 18: 545-561.
Maisch, M., A. Wipf, B. Denneler, J. Battaglia & C. Benz (2000): Die Gletscher der Schweizer Alpen: Gletscherhochstand 1850, aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien. - Zürich.
Mendel, H.G., P. Fischer & A. Hermann (1997): Hochwasser: Gedanken über Ursachen und Vorsorge aus hydrologischer Sicht. - Koblenz.
Pfister, C. (2001): Klimawandel in der Geschichte Europas: zur Entwicklung und zum Potential der Historischen Klimatologie. - ÖZG 12(2): 7-43.
Rapp, J (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. – Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 212, 145 S., Offenbach.
Schönwiese, C.-D., J. Rapp, T. Fuchs & M. Denhard (1993): Klimatrend-Atlas Europa 1891-1990. - Frankfurt.
Sturm, K., R. Glaser, J. Jacobeit, M. Deutsch, R. Brázdil & C. Pfister (2001): Hochwasser in Mitteleuropa seit 1500 und ihre Beziehung zur atmosphärischen Zirkulation. - PGM 148(6): 18-27.
Tetzlaff, G., M. Börngen, M. Mudelsee & A. Raabe (2002): Das Jahrtausendhochwasser von 1342 am Main aus meteorologisch-hydrologischer Sicht. – Wasser und Boden. 54(10): 41-99.
Weikinn, C. (1958-1963): Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bis zum Jahre 1850. 4 Bde. - Berlin.

Die Historische Phänologische Datenbank des Deutschen Wetterdienstes

Ch. Polte-Rudolf

In diesem Beitrag wird die Sammlung historischer phänologischer Daten des Deutschen Wetterdienstes (DWD) vorgestellt.

Phänologische Ereignisse, d.h. das Auftreten markanter periodischer Wachstums- bzw. Entwicklungserscheinungen bei pflanzlichen und tierischen Lebewesen wurden vermutlich schon von unseren frühen Vorfahren registriert. In den Anfängen war dies eine Voraussetzung für das Überleben: Wann konnten sich die Menschen an Früchten oder Wurzeln satt essen, wann konnten die großen Tierherden im Jagdgebiet erwartet werden? In der Neuzeit kamen wirtschaftliche und wissenschaftliche Interessen hinzu: Wie gut würde erfahrungsgemäß die Weinernte nach einem kühlen Sommer ausfallen, warum ist der Zeitraum zwischen der Blattentfaltung und dem Laubfall nicht immer gleich? Die älteste bekannte, schriftlich niedergelegte Beobachtungsreihe wird in den Archiven des Kaiserlichen Hofes von Japan aufbewahrt. Sie enthält Daten über den Beginn der Kirschbaumblüte seit dem Jahre 705 n. Chr.

Phänologische Aufzeichnungen aus vorinstrumenteller Zeit sind für die Klimaforschung von einiger Bedeutung. In den Jahren 1983 bis 1986 wurde daher im damaligen Referat „Phänologie, Agrarklimatologie“ des DWD das Projekt „Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Entwicklungsrhythmus der Pflanzen für historische Zeiträume“ durchgeführt, ein Förderungsvorhaben des Bundesministeriums für Forschung und Technologie (Freitag, Hönig, 1987). Ziel war es, Zusammenhänge zwischen (extremen) Entwicklungszeiten in der Pflanzenwelt und entsprechenden Witterungs- bzw. Klimaanomalien zu untersuchen. Phänologische Beobachtungen im

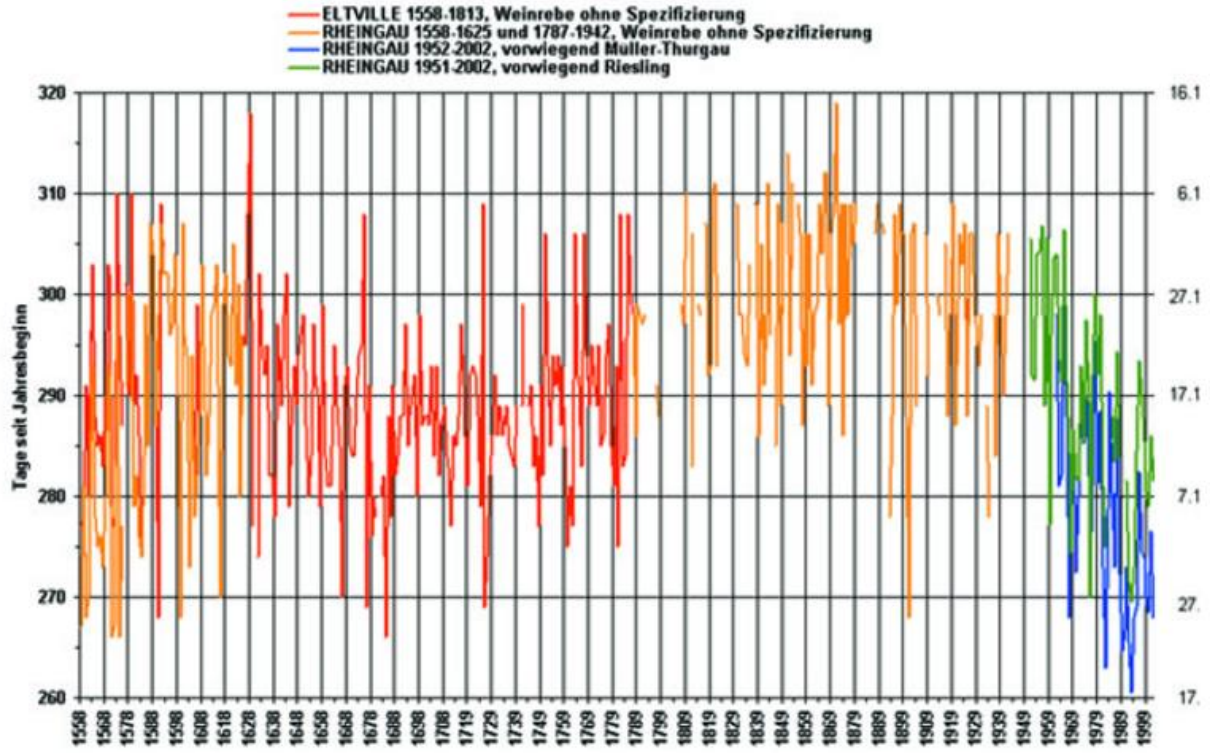


Abb. 1 Weinlese im Rheingau 1558 bis 2002

mitteleuropäischen Raum aus den letzten Jahrhunderten sollten aufbereitet, ausgewertet, mit Datenreihen meteorologischer Parameter in Relation gesetzt sowie mit Daten aus der jüngeren Vergangenheit verglichen werden.

Abbildung 1 zeigt den Verlauf des jährlichen Beginns der Weinlese im Rheingau. Für die historischen Beobachtungen in Eltville und dem Gebiet des Rheingau liegen keine Angaben vor über die Rebsorten und die Definition des Beginns der Weinlese. Bei den Daten ab 1951 handelt es sich um jährliche Mittelwerte aller Beobachtungen aus dem Naturraum Rheingau, die nach einheitlichen Beobachtungsrichtlinien erhoben worden sind, und zum Datenkollektiv der Aktuellen Phänologischen Datenbank gehören.

In zahlreichen historischen Quellen wurde recherchiert, u.a. in Chroniken wie „Chronologisches Verzeichniß über die Güte und Vielheit des Weinwachses, auch Anfang der Weinlase im Rheingau und bey Mainz, vom Jahr 1558 bis 1789“. Hierbei konnten auch Daten erster phänologischer Beobachtungsnetze erfasst werden, in denen Natur- und Wissenschaftsinteressierte nach einheitlichen Richtlinien Pflanzen im Jahresverlauf beobachteten. Gerade im 19. Jahrhundert entstanden zahlreiche naturforschende Gesellschaften, deren Mitglieder sich ausführlich mit der Phänologie beschäftigten. Alle diese Daten wurden in der Historischen Phänologischen Datenbank (HPDB) gesammelt.

Bis Ende 1986 enthielt die HPDB

- mehr als 375.000 Einzeldaten
- zu 1460 Beobachtungsorten und 80 Gebieten
- für 42 verschiedene Entwicklungsstadien
- an über 500 Pflanzenarten

aus dem Zeitraum 1530 bis 1950, vorwiegend aber 1880 bis 1941 (siehe auch Abb.2).

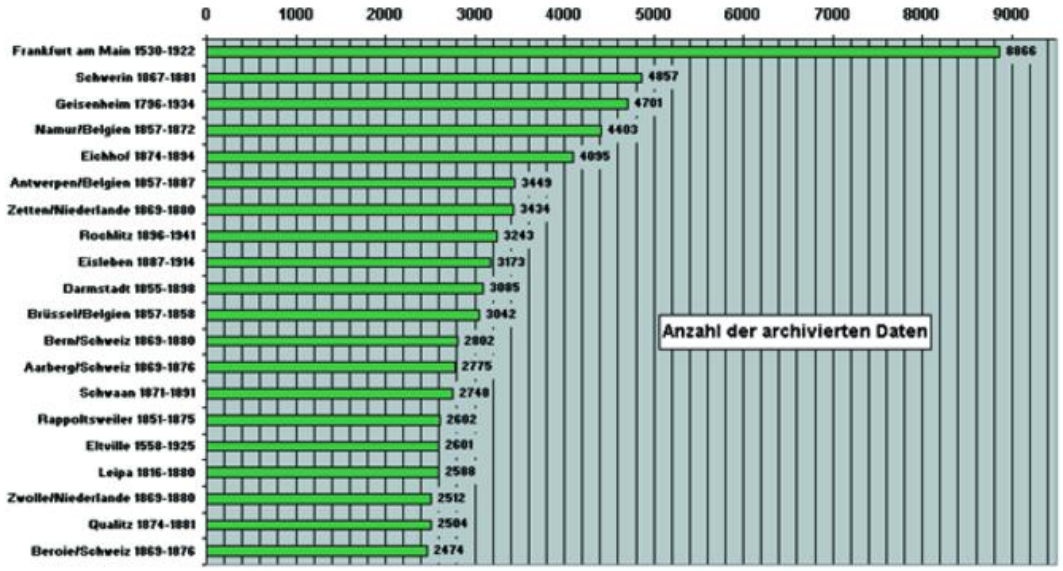


Abb. 2 Stationen in der Historischen Phänologischen Datenbank, die am besten mit Daten belegt sind

Zwar sind auch etliche Mitteilungen archiviert, die sich nur auf einzelne Jahre, auf eher seltene Zierpflanzen oder auf Beobachtungen von Reisenden beziehen (diese konnten jedoch keine Verwendung finden, da die phänologischen Reihen möglichst lang und lückenlos sein sollten), aber immerhin 68 Pflanzen mit insgesamt 123 Entwicklungsstadien konnten zu den Untersuchungen heran gezogen werden. Die Sammlung ist sicherlich ein Fundus, auf den für die Klimaforschung zurückgegriffen werden kann und sollte.

Interessant ist zum Beispiel ein Vergleich der Phänologischen Jahreszeiten in Frankfurt am Main aus einem 10-Jahres-Zeitraum des 19. Jahrhunderts (1881-1890) mit der Normalperiode 1961-1990 bzw. dem Zeitraum 1991-2000 (Abb.3). Frankfurt am Main wurde gewählt, weil hier die Leitphasen der phänologischen Jahreszeiten im Zeitraum 1881-1890 besonders gut mit Daten belegt sind. Erkennbar ist eine ähnliche Verfrühung der Frühlings- und Frühsommerabschnitte im Vergleich zur Normalperiode wie in den relativen warmen Jahren 1991-2000.

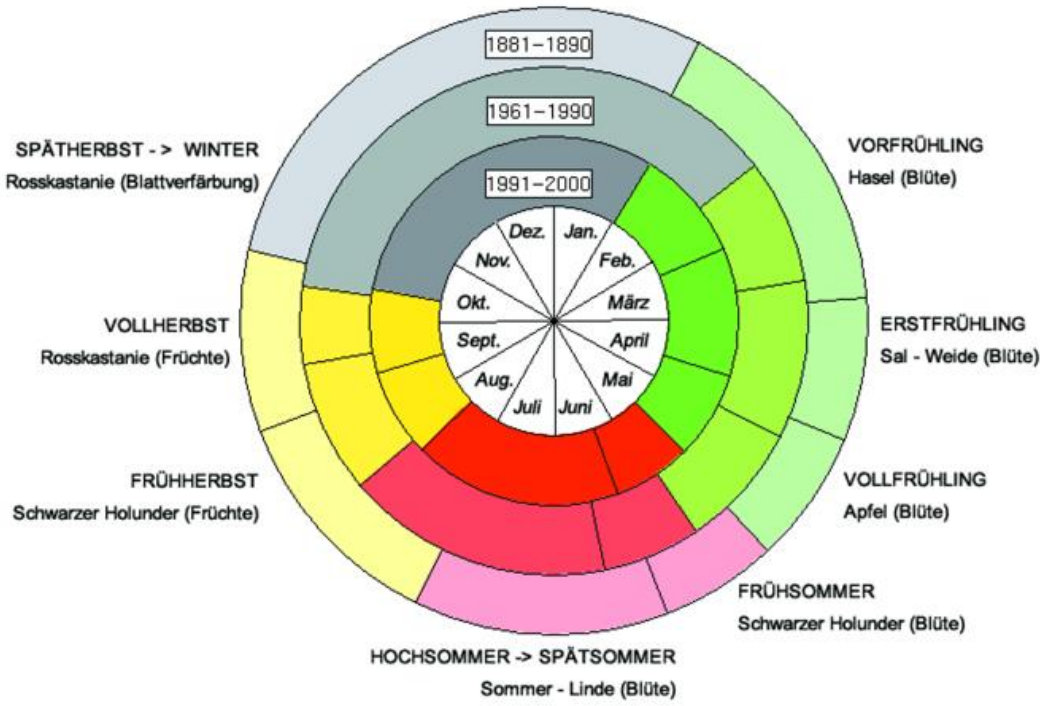


Abb. 3 Mittlerer Beginn und Dauer der phänologischen Jahreszeiten (Phänologische Uhr) Vergleich Zeitraum 1881-1890, Normalperiode 1961-1990 und Zeitraum 1991-2000 am Beispiel Frankfurt am Main

Ausführliche Informationen über die Historische Phänologische Datenbank und durchgeführte wissenschaftliche Untersuchungen können dem Projektabschlussbericht entnommen werden (Freitag, 1987). Für weitere Recherchen werden die historischen Daten vom DWD auf Anforderung gerne zur Verfügung gestellt.

Literatur

Freitag, E. (1987): Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Entwicklungsrhythmus der Pflanzen für historische Zeiträume, Schlussbericht zum BMFT-Förderungsvorhaben KF 2008, Deutscher Wetterdienst, 1987

Die Witterung in Deutschland

G. Müller-Westermeier, W. Riecke

Insgesamt war das Jahr 2003 in Deutschland sehr warm und trocken sowie extrem sonnenscheinreich.

Besonders markant war der extrem heiße Sommer. Im Gebietsmittel und an den meisten Stationen war es der heißeste Sommer seit Beginn der Messungen. Nur an einigen Stationen in Norddeutschland wurden die bisherigen Rekordwerte nicht erreicht.

Die *Mitteltemperatur* für Deutschland berechnet aus einem interpolierten 1-km-Raster betrug 9,4 °C. Das sind 1,1 K mehr als im internationalen Referenzzeitraum 1961-1990. Damit war das Jahr 2003 das 9. wärmste seit 1901.

Hinsichtlich Sonnenscheindauer gab es im Jahr 2003 nur überdurchschnittliche Monate. Die Jahressummen überschritten daher alle bisherigen entsprechenden Werte. Das Gebietsmittel der Sonnenscheindauer für das Jahr 2003 betrug 2014 Std.. Das sind 485 Std. oder 32 % über dem Normalwert.

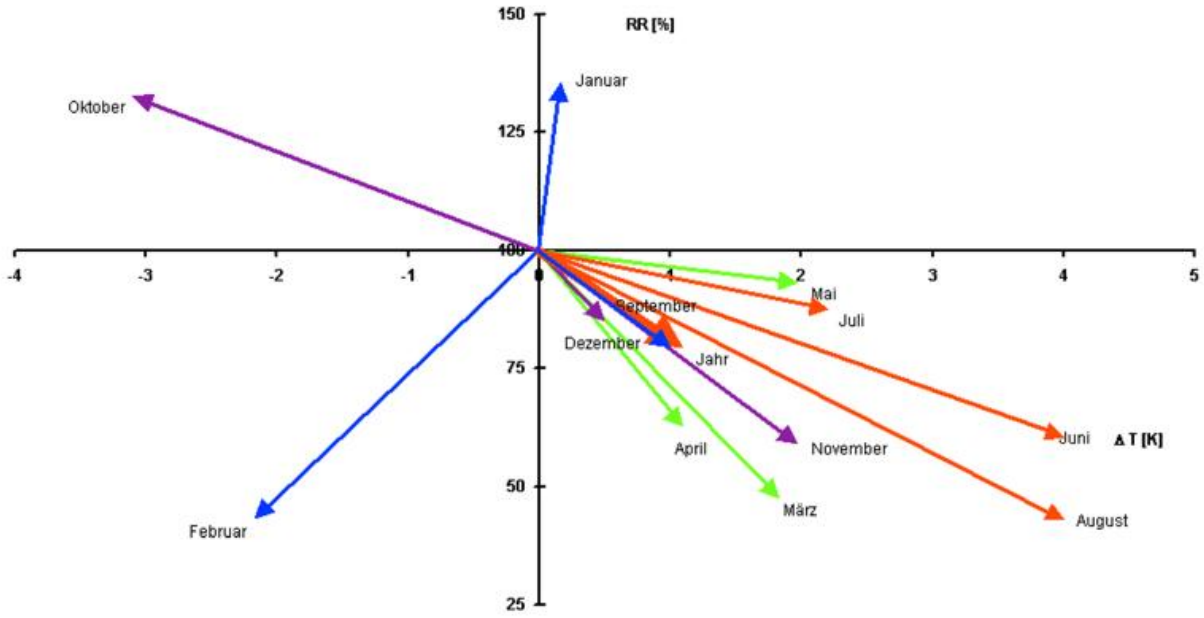


Abb. 1 Thermopluviogramm für Deutschland 2003 (Bezugszeitraum 1961-1990)

Das Flächenmittel der Globalstrahlung für das Bundesgebiet betrug im Jahr 2003 1170 kWh/m^2. Damit lag es deutlich über dem vieljährigen Flächenmittel von 1037 kWh/m^2 (+12,8 %). An keinem Ort Deutschlands wurde der Einstrahlungswert von 1000 kWh/m^2 unterschritten. Der niedrigste Globalstrahlungswert mit 1077 kWh/m^2 lag damit immer noch deutlich über dem vieljährigen Flächenmittel Deutschlands (+4 %). Bezogen auf den Tiefstwert des vieljährigen Mittels ergab sich eine

positive Abweichung von +15 %. Als Regionen mit geringerer Einstrahlung auf vergleichsweise hohem Niveau lassen sich in der dargestellten Jahressummenkarte der Globalstrahlung das Sauerland, der Harz sowie die Regionen um Hamburg, Flensburg und Wittenberge erkennen. Spitzenreiter des Jahres erreichten über 1300 kWh/m2. Die Bereiche mit derart hohen Werten erstreckten sich schwerpunktmäßig östlich des Lechs und südlich der Donau bzw. von Karlsruhe nach Stuttgart. Der Höchstwert wurde mit 1343 kWh/m^2 ermittelt. Das entspricht einer Abweichung vom vieljährigen Höchstwert von +3 %.

Das Jahr 2003 hatte in Deutschland 10 Monate mit unterdurchschnittlicher Niederschlagshöhe. Dies führte dazu, dass auch das gesamte Jahr mit einem deutlichen Niederschlagdefizit endete. Das Gebietsmittel der jährlichen Niederschlagshöhe ergab sich zu 607 mm. Das sind 182 mm oder 23 % weniger als in der Referenzperiode. Das Jahr 2003 war damit das 8. trockenste seit Beginn des 20. Jahrhunderts.

Der Witterungsverlauf des Jahres lässt sich folgendermaßen beschreiben:
Im Januar folgte auf einen milden, niederschlagsreichen Jahresbeginn zunächst eine trockenkalte Phase. Sie wurde jedoch schon bald wieder von mildem und feuchtem Wetter abgelöst, so dass die Monatsmitteltemperatur für Deutschland noch etwas über dem Wert für die internationale Referenzperiode blieben, wobei überdurchschnittlich viel Niederschlag fiel.

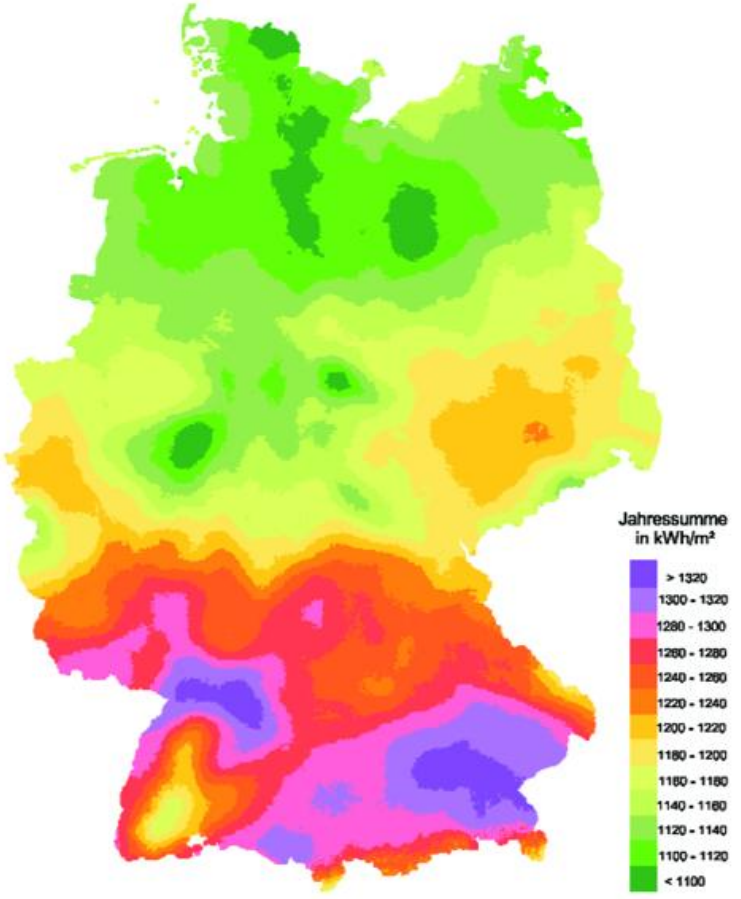


Abb. 2 Globalstrahlung 2003

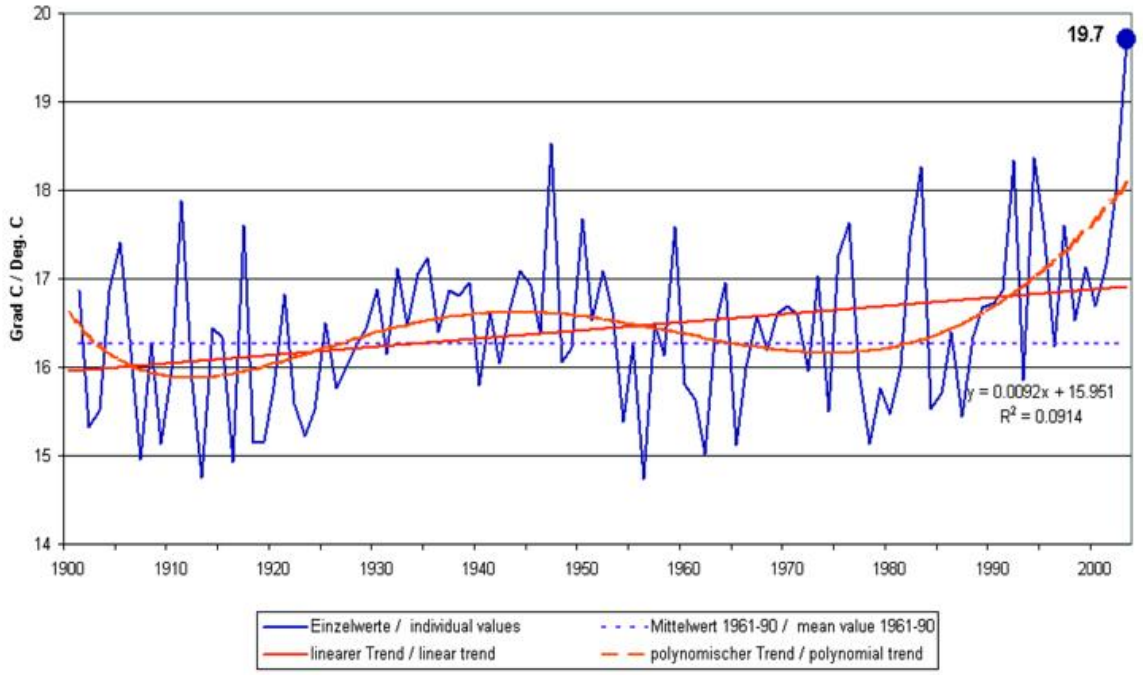


Abb. 3 Mittlere Tagesmitteltemperatur Sommer Deutschland 1901-2003

Der Februar war trocken, kalt und extrem sonnenscheinreich.

Auch der März war extrem sonnenscheinreich und trocken, jedoch im Gegensatz zum Vormonat mild.

Der April war erneut äußerst sonnenscheinreich sowie trocken und mild. Im ersten Monatsdrittel gab es jedoch eine markante Kälteperiode, bei der sehr starke Nacht fröste auftraten. An zahlreichen Stationen wurden neue Extremwerte für das Temperaturminimum im April registriert. In der Landwirtschaft kam es verbreitet zu Frostschäden, insbesondere in den Obstbaumkulturen.

Mit dem Mai folgte ein weiterer warmer sowie recht trockener und sonniger Monat.

Der Juni war extrem heiß, sonnig und trocken. Im Gebietsmittel von Deutschland war es der heißeste Juni seit 1901. An allen Stationen südlich von Main und Mosel war es der heißeste Juni seit Beginn der Messungen. Auffällig war auch die kontinuierliche Andauer der Wärmeperiode. So waren in Freiburg und Konstanz alle Tage des Monats klimatologische Sommertage mit einem Temperaturmaximum von mindestens 25 °C. Bei einzelnen lokalen Unwettern wurden auch Tornados beobachtet. Das markanteste Ereignis trat am 10. Juni in dem kleinen Ort Acht in der Eifel auf, wobei mehrere Gebäude völlig zerstört wurden.

Der Juli war nicht so extrem wie der Vormonat, aber doch wärmer, trockener und sonnenscheinreicher als im Referenzzeitraum.

Der August brachte neue Rekorde an Hitze und Sonnenschein. Im Gebietsmittel von Deutschland und an vielen einzelnen Beobachtungsstationen war es der heißeste und sonnigste August seit Beginn der Messreihen. Das absolute Temperaturmaximum für ganz Deutschland (40,2 °C) wurde mehrfach eingestellt (Freiburg i. Br. am 13. sowie Karlsruhe am 9. und. 13. August). Auch die große Trockenheit dauerte an. Dadurch gab es in der Landwirtschaft teilweise gravierende Ernteausfälle (siehe auch den Beitrag „Das Trockenjahr 2003 aus agrarmeteorologischer Sicht" in diesem Band). Zahlreiche Flüsse waren wegen Niedrigwasser nicht mehr oder nur noch eingeschränkt schiffbar. Bei lokalen Unwettern kam es aber auch zu kleinräumigen Überflutungen. Örtlich gab es auch Schäden durch starken Hagel.

Mit dem September folgte ein weiterer warmer, trockener und äußerst sonnenscheinreicher Monat. Am Monatsanfang und am Monatsende gab es aber auch schon sehr kühle Abschnitte, in denen sich in den höheren Lagen der Alpen bereits Schneedecken bildeten.

Der Oktober war ebenfalls sonnenscheinreich, aber im Gebietsmittel von Deutschland etwas feuchter als in der Referenzperiode und sehr kalt. Im letzten Monatsdrittel ergaben sich zeitweise bereits winterliche Verhältnisse mit Schnee bis in die Niederungen.

Der November war wieder sehr mild und sonnenscheinreich sowie etwas zu trocken.

Im Dezember setzte sich die überwiegend milde, trockene und sonnenscheinreiche Witterung fort.



Abb. 4 Niederschlagshöhe 2003 in Prozent des vieljährigen Mittels 1961-1990.

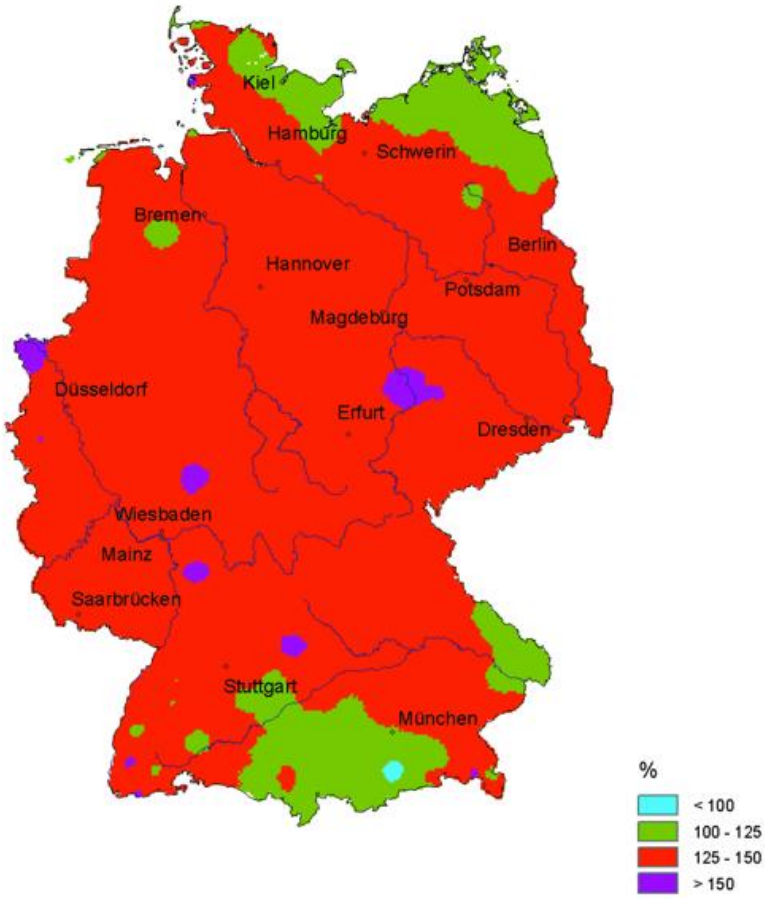


Abb. 5 Sonnenscheindauer 2003 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961-1990

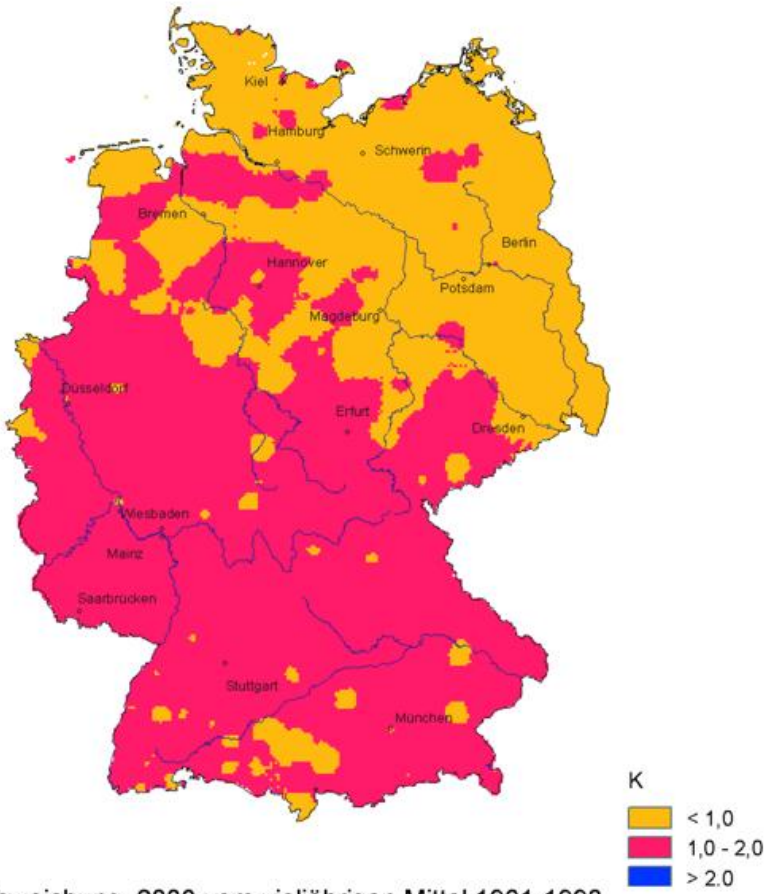


Abb. 6 Temperaturabweichung 2003 vom vieljährigen Mittel 1961-1990

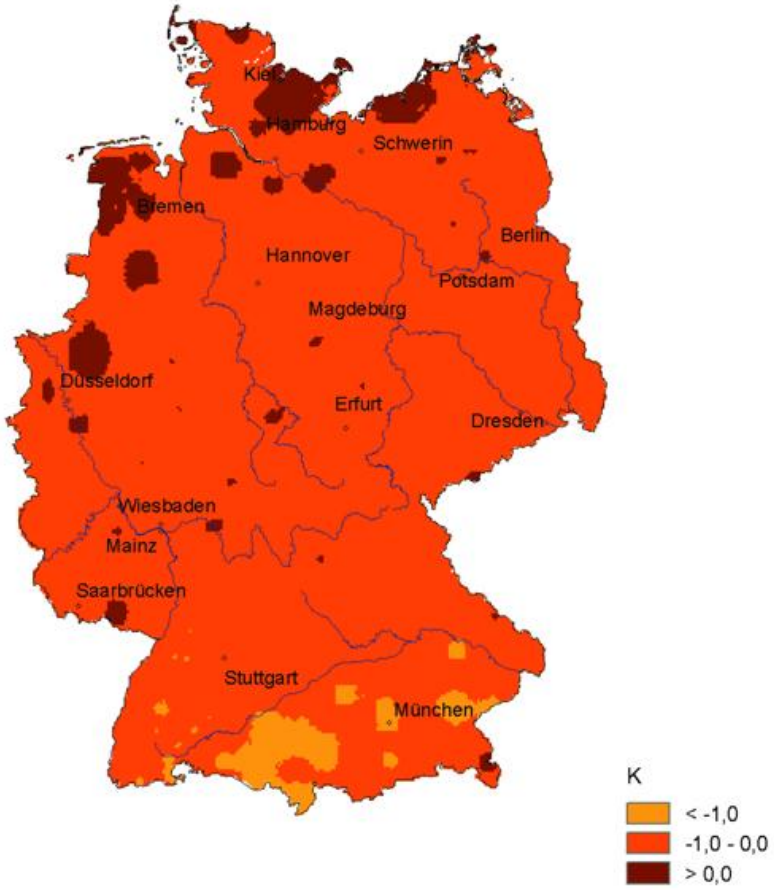


Abb. 7 Temperaturabweichung Winter 2003 vom vieljährigen Mittel 1961-1990

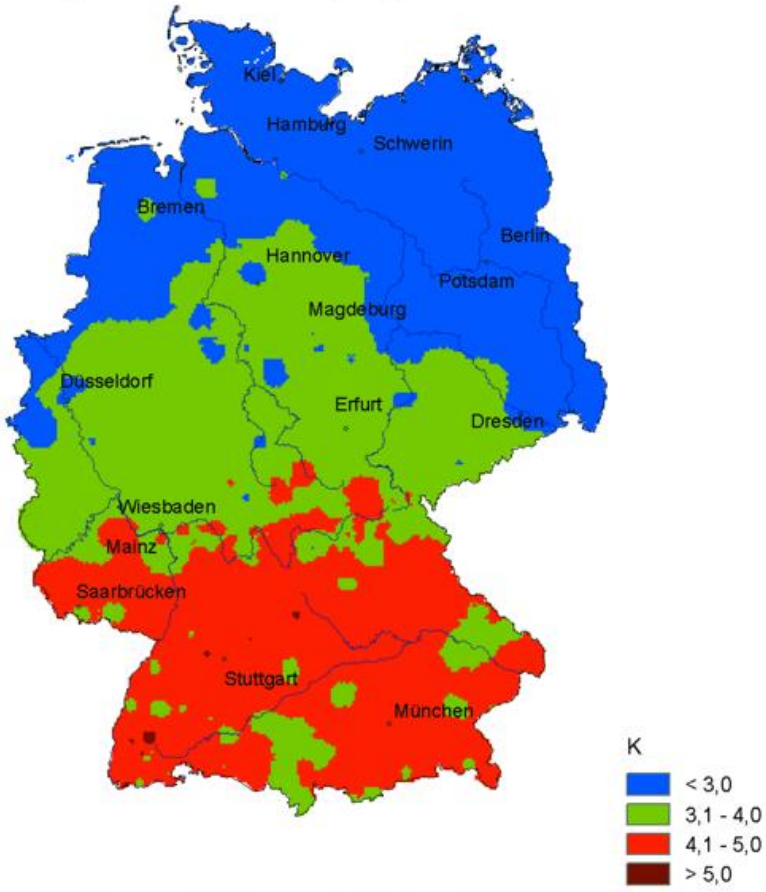


Abb. 8 Temperaturabweichung Sommer 2003 vom vieljährigen Mittel 1961-1990

Auch im Jahr 2003 machten Unwetterereignisse einen großen Teil der weltweit aufgetretenen Naturkatastrophen aus. Eine zusammenfassende Darstellung der verschienen Arten von Naturkatastrophen enthält die beiliegende Tabelle, die von der Münchener Rückversicherung zur Verfügung gestellt wurde. Die Tabelle zeigt deutlich, dass sowohl bei der Zahl der Schadensereignisse als auch bei den volkswirtschaftlichen und den versicherten Schäden die durch das Wetter verursachten Ereignisse (Überschwemmungen und Stürme) den größten Anteil hatten. Lediglich bei der Anzahl der Todesopfer standen in diesem Jahr andere Arten von Naturkatastrophen im Vordergrund.

Naturkatastrophen 2003 (Quelle: Münchener Rückversicherung, NatCat*SERVICE*™,

Tabelle 1 Schadenereignisse

	Erdbeben, Vulk.	Sturm	Überschwemmung	Sonstige	Gesamt
Afrika	1	16	30	10	57
Amerika	16	110	44	36	206
Asien	54	73	81	37	245
Australien/Ozeanien	4	30	15	16	65
Europa	11	69	24	22	126
Weltweit	86	298	194	121	699

Tabelle 2 Todesopfer

	Erdbeben, Vulk.	Sturm	Überschwemmung	Sonstige	Gesamt
Afrika	2.200	136	417	25	2.778
Amerika	35	346	228	337	946
Asien	45.513	950	3.421	4.037	53.921
Australien/Ozeanien	0	26	4	17	47
Europa	0	88	14	20.092	20.194
Weltweit	47.748	1.546	4.084	24.508	77.886

Tabelle 3 Volkswirtschaftliche Schäden (in Mio. US$)

	Erdbeben, Vulk.	Sturm	Überschwemmung	Sonstige	Gesamt
Afrika	5.000	4	149	5	5.158
Amerika	92	17.338	454	4.085	21.969
Asien	1.275	5.584	10.817	554	18.230
Australien/Ozeanien	6	100	12	510	628
Europa	73	2.466	1.868	14.212	18.619
Weltweit	6.446	25.492	13.300	19.366	64.605

Tabelle 4 Versicherte Schäden Schäden (in Mio. US$)

	Erdbeben, Vulk.	Sturm	Überschwemmung	Sonstige	Gesamt
Afrika	0	0	0	0	0
Amerika	40	10.963	36	2.235	13.274
Asien	50	548	2	0	600
Australien/Ozeanien	4	32	0	210	246
Europa	0	470	1.220	0	1.690
Weltweit	94	12.013	1.258	2.445	15.810

Stand 25.2.2004

© 2004 Münchener Rück NatCat*SERVICE*™

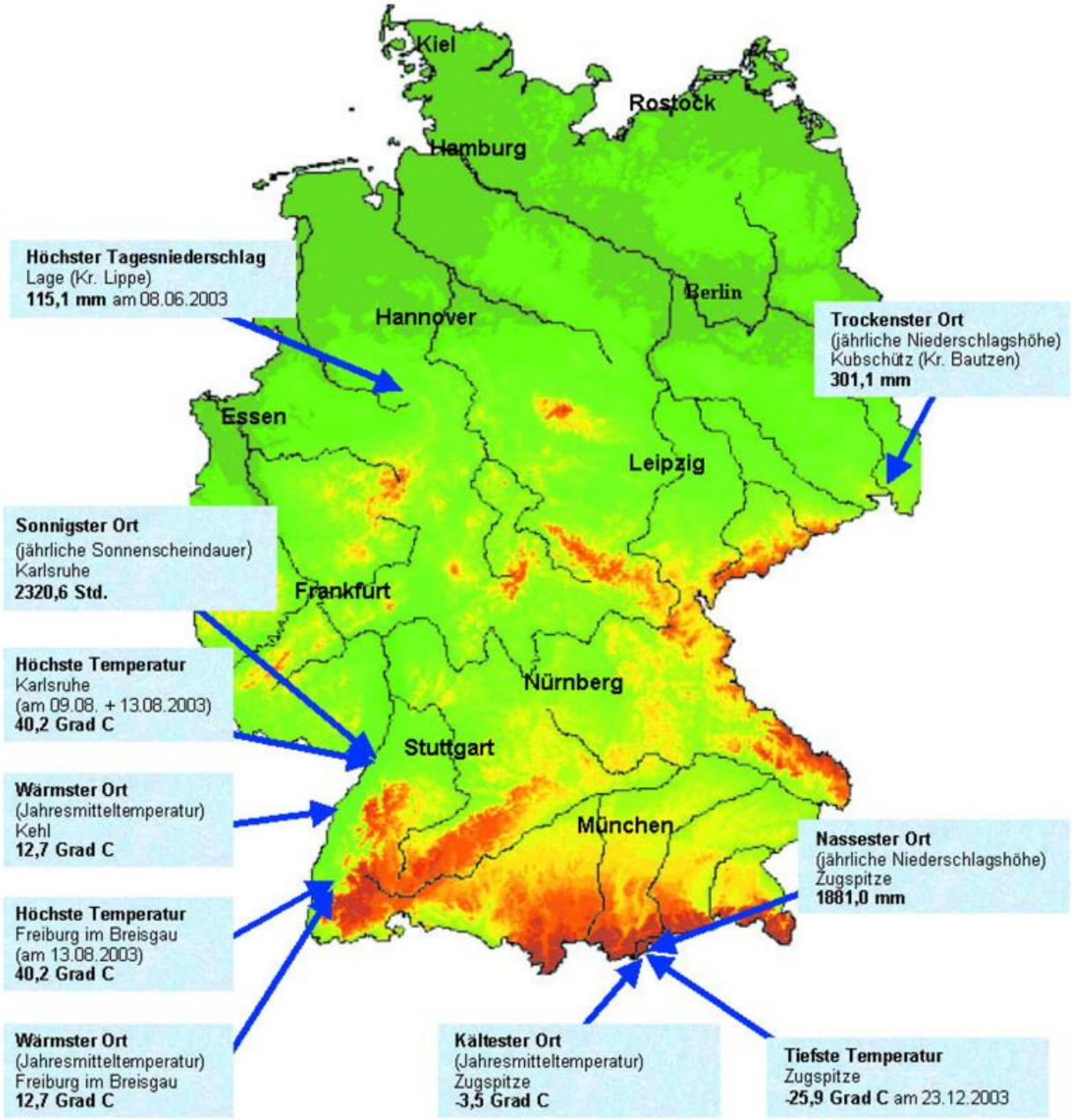


Abb. 8 Extremwertkarte für das Jahr 2003

Die eingetragenen Extremwerte beruhen auf den Messungen der Beobachtungsstationen des DWD. Im Einzelfall können noch stärkere Extreme aufgetreten sein, die von den Meßstellen nicht erfaßt wurden (s.a. "Die Witterung in Deutschland"). Die Angaben in der Extremwertkarte beruhen auf der Auswertung aller Daten der ca. 600 Klima- und Niederschlagsstationen des DWD.

Stationskennziffer	Name	Koordinaten	Meßnetze
2309	Kehl	48°35'N, 07°49'E	Klima
2311	Freiburg im Breisgau	48°00'N, 07°51'E	Klima
2698	Karlsruhe	49°02'N, 08°22'E	Klima
3382	Kubschütz (Kr. Bautzen)	51°10'N, 14°30'E	Klima
53007	Lage, Kr. Lippe	51°59'N, 08°49'E	Niederschlag
4155	Zugspitze	47°25'N, 10°59'E	Klima

Das Klima in den deutschen Küstengebieten

Ch. Lefebvre

Auch im deutschen Insel- und Küstenbereich zeichnete sich die Witterung im Jahr 2003 durch ihren extremen Sonnenscheinreichtum, der neue Rekorde setzte, den herausragenden Sommer und beträchtliche Niederschlagsdefizite aus, die durch ein vermehrtes Auftreten von Hochdruckwetterlagen verursacht wurden. Die Wärme und Trockenheit waren jedoch nicht ganz so ausgeprägt wie für den gesamtdeutschen Bereich (vgl. Seite 71, „Die Witterung in Deutschland"). Besonders hervorzuheben sind der trockene Februar, der mit nur 3-9 mm an der Ostsee der niederschlagsärmste seit Beginn der regelmäßigen Aufzeichnungen war, wie auch der frühe Schneefall, der bereits im letzten Oktoberdrittel zu einer geringen Schneedecke führte, was seit mindestens 40 Jahren nicht vorgekommen war. Im Raum Bremerhaven-Cuxhaven bewirkte er die bisher niedrigsten Tageshöchsttemperaturen für Oktober.

Insgesamt fiel das Jahr in den deutschen Küstengebieten bei Mitteltemperaturen zwischen 8,8 °C am Stettiner Haff und 10,2 °C in Bremerhaven überwiegend um rund 0,9 K zu warm aus. Damit war es meist nicht so warm wie das Vorjahr. Wie Abb. 1 zeigt, verzeichneten mit Ausnahme von Februar und Oktober alle Monate ein überdurchschnittliches Temperaturniveau. Die jährliche Anzahl der Frosttage (Tiefsttemperatur unter 0 °C) und Eistage (Höchsttemperatur unter 0 °C) lag überwiegend im Bereich der vieljährigen Mittelwerte oder knapp darunter, während sehr warme Tage weit häufiger vorkamen als gewöhnlich. Besonders hoch war die Zahl der Sommertage (Tage mit einer Tageshöchsttemperatur von mindestens 25 °C), die sich zwischen 7 auf der Hochseeinsel Helgoland und am Kap Arkona auf Rügen und bis zu 30-34 an der niedersächsischen Nordseeküste und am Stettiner Haff bewegte und die Mittelwerte des internationalen Referenzzeitraums 1961-1990 um 5-15 Tage überschritt. Zuletzt war im Jahr 1997 meist eine noch höhere Anzahl an Sommertagen verzeichnet worden.

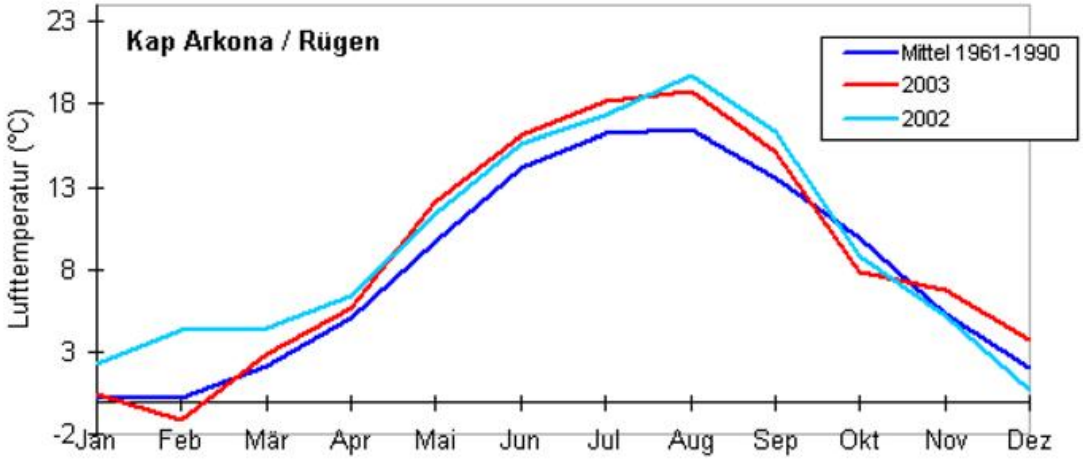


Abb. 1 Jahresgang der Monatsmitteltemperatur

Das Jahr begann winterlich mit Eis und Schnee und setzte sich mit einem frostigen Februar fort. Dieser wurde von Hoch 'Helga' beherrscht und fiel bei Mitteltemperaturen, die - mit Ausnahme der Ostfriesischen Inseln und der Hochseeinsel Helgoland - bei bis zu -1° C, im äußersten Osten bei nahezu -3 °C lagen, um 2-3 K zu kalt aus. Dabei lag die Anzahl der Frosttage, die sich zwischen 17 auf Helgoland und 28 am Stettiner Haff bewegte, um 6-10 über dem Durchschnitt. Dazu war dieser Monat der sonnenscheinreichste Februar seit Beginn der regelmäßigen Aufzeichnungen und ungewöhnlich trocken. Vorherrschender Hochdruckeinfluss mit anhaltender Niederschlagsarmut und überdurchschnittlichem Sonnenschein kennzeichneten auch die folgenden Monate. Ergiebige Niederschläge setzten in der letzten Aprilwoche ein und hielten über den Mai hin an, der an der Nordsee viel zu nass ausfiel. Zur Zeit der Eisheiligen waren die Tagestemperaturen mit 10-14 °C zwar recht niedrig, aber Fröste blieben wiederum aus. Zum Monatsende wurde es dann sehr warm, und diese warme Witterung steigerte sich im Juni und setzte sich über Juli und August bis in den September fort. Die Sommermonate waren um 2-3 K wärmer als gewöhnlich, aber damit nicht so heiß wie in Süddeutschland, wo Abweichungen von 4-5 °C zu den Mittelwerten auftraten. Sie zeichneten sich jedoch auch im Insel- und Küstenraum durch längere niederschlagsfreie Hochdruckphasen, eine überdurchschnittlich hohe Anzahl an sehr warmen Tagen und viel Sonne aus, was der Tourismusbranche zugute kam. Die Zahl der Sommertage bewegte sich meist zwischen 15-25 (auf Helgoland und am Kap Arkona/Rügen bei 7) und damit ähnlich hoch wie im Jahr 1997, das einen hochsommerlichen August hatte, der noch rund 10 Sommertage mehr auswies als der August 2003. Der sommerliche Charakter vom September wurde durch sein weit über dem Durchschnitt liegendes Sonnenscheindargebot, seine Trockenheit in der 2. Monatsdekade und den Altweibersommer vom 18.-22., der nochmals Tagesmaxima von 25-28 °C brachte, unterstrichen. Pünktlich zum Herbstanfang sorgte dann am 23. ein Kaltlufteinbruch für einen Temperatursturz um 10 K. Der Oktober, der durch eine sehr kühle 2. Monatshälfte geprägt war, fiel insgesamt um 2-3 K zu kalt aus. Er verzeichnete bis zu 9 Frosttage, womit die Mittelwerte von maximal 2 deutlich überschritten wurden. Bereits am 23. und 24. gab es regional heftigen Schneefall, der am 24. an der niedersächsischen Küste die Temperaturen auf Werte nahe am Gefrierpunkt drückte, womit für Bremerhaven mit 0,3 °C und Cuxhaven mit 0,5 °C neue Tiefstwerte für die Tageshöchstwerte im Oktober gesetzt wurden. Die Monate November und Dezember fielen dann um 1-2 °C zu mild aus, wobei die Anzahl der Frosttage geringer blieb als im Durchschnitt.

Die häufigen und teilweise auch lang anhaltenden Hochdrucklagen verursachten auch in den Küstengebieten erhebliche Niederschlagsdefizite. Aber das Berichtsjahr war hier nicht ganz so trocken wie es das Gebietsmittel für Deutschland (Seite 74) darlegt. Die Niederschläge erreichten im Insel- und Küstenstreifen mit Werten zwischen 417 (Boltenhagen) und 746 mm (Cuxhaven) meist noch 75 bis 90 % der Jahresmittelwerte. Nur die Insel Fehmarn verzeichnete mit 348 mm (Westermarkelsdorf) Defizite von fast 40 %. Dem geringeren Niederschlagsaufkommen entsprach auch die niedrigere Zahl an Niederschlagstagen. Die Zahl der Tage mit Niederschlag von mindestens 1 mm lag um 20-30 Tage, die mit Starkniederschlag (mindestens 10 mm in 24 Stunden) meist um bis zu 4 unter dem Jahresmittel.

Im Jahresverlauf war es vor allem in den Monaten Februar, März, August und November deutlich zu trocken (vgl. Abb 2), wobei die lange Lebensdauer von Hoch 'Helga'

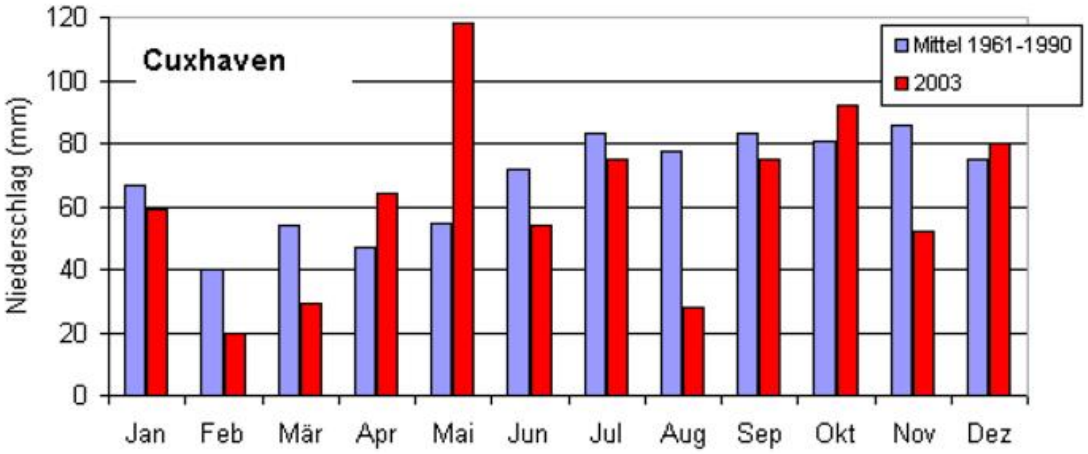


Abb. 2 Jahresgang der monatlichen Niederschlagshöhe

an der Ostsee sogar zu den geringsten Februarniederschlägen seit Beginn der regelmäßigen Aufzeichnungen von weniger als 10 mm führte. Damit zeigte sich der Februar von einer ganz anderen Seite als im Vorjahr, in dem er die bisher höchsten Niederschlagsmengen verbuchte. Die Trockenheit setzte sich bis Ende April fort. Sehr niederschlagsreich war der Mai, vor allem an der Nordsee, wo gebietsweise mit 100-120 mm bis zum Doppelten der gewöhnlichen Niederschläge fielen, womit hier der Regenmangel der Vormonate zumindest vorübergehend ausgeglichen wurde. Die Sommer- und Frühherbstmonate waren von längeren niederschlagsfreien Phasen und Tagen mit ergiebigen, teils gewittrigen Schauern gekennzeichnet, die örtlich für erhebliche Überschüsse, verbreitet aber für Defizite sorgten. Nach einem ungewöhnlich trockenen November, der nur etwa die Hälfte des Monatsmittels verbuchte, verzeichnete der Dezember im Nordseeraum meist wieder durchschnittliche Niederschlagsmengen.

Anders als in den Vorjahren gab es 2003 wieder häufiger Schnee. Der erste fiel gleich nach Jahresbeginn und bildete eine geschlossene Schneedecke, die an der Nordsee bis auf rund 5 cm, an der Ostsee auf 20-30 cm anwuchs. Diese taute jedoch vom 12. Januar an rasch wieder ab, bevor zum Monatsende dann strichweise wieder eine neue entstehen konnte, die sich in der 1. Februarwoche regional bis auf 10 cm, an der Kieler Bucht sogar bis auf 30 cm erhöhte. Während an der Nordsee die mittägliche Erwärmung das Abschmelzen der Schneedecke bis zum 10. Februar bewirkte, hielten sich an der Ostsee Schneereste oder dünne –decken bis zum Monatsende, die dann durch Neuschnee in den ersten Märztagen gebietsweise wieder anwuchsen, bevor es erneut taute. Gegen Ende des 1. Aprildrittels brachte dann ein für diesen Monat typischer Kaltlufteinbruch strichweise nochmals eine kurzzeitige Schneebedeckung. Sehr ungewöhnlich war heftiger Schneefall am 23. Oktober, der zunächst Gebiete der östlichen Ostsee (u.a. Usedom) und am Folgetag Teile des niedersächsischen Insel- und Küstengebietes betraf und jeweils eine geschlossene Schneedecke von einigen Zentimetern Dicke entstehen ließ, was seit mindestens 40 Jahren nicht vorgekommen war. Im Dezember bildete sich regional am 22. und 23. eine dünne Schneedecke, die aber dem Weihnachtstauwetter nicht stand hielt.

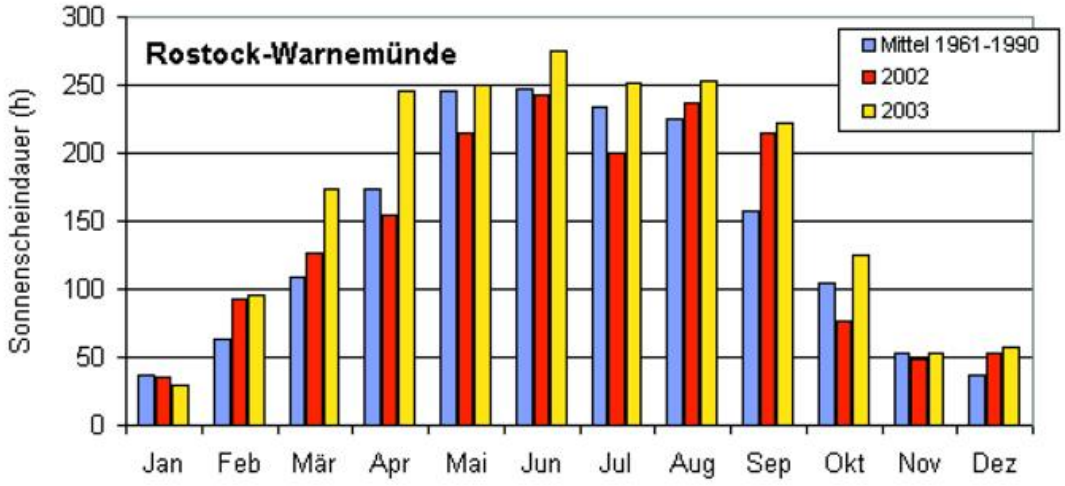


Abb. 3 Jahresgang der monatlichen Sonnenscheindauer

Die jährliche Sonnenscheindauer bewegte sich zwischen rund 1920 Stunden an der Emsmündung und 2176 an der Nordspitze Rügens, womit die vieljährigen Vergleichswerte meist um 20-30 % überschritten wurden. Verlief der Januar noch durchweg zu sonnenscheinarm, so waren die folgenden Monate vielfach beträchtlich sonniger als gewöhnlich. Besonders hervorzuheben sind Februar, März, September, Oktober und Dezember, deren Sonnenscheindauer strichweise bis zu 50-70 % über den Mittelwerten lag. Wie Abb. 3 zu entnehmen ist, zeichnete sich dabei der Dezember durch genauso viele Sonnenstunden (50-65) aus wie sein Vormonat.

Das Jahr 2003 verlief überwiegend windschwach, was den Betreibern von Windkraftanlagen erhebliche Einbußen bescherte. Erst ab Herbst gab es sehr windige Zeiten. In der 2. Oktoberwoche traten zeitweise 10-min. Mittel von Windstärke 8 Bft. und Böen bis 10 Bft. auf. Auch im Dezember wurden zahlreiche Starkwind- und Sturmtage verzeichnet. Am 14. verstärkte sich ein Tief über der Nordsee, das sich zu einem umfangreichen Tiefdrucksystem ausweitete, das schweren Sturm mit Böen bis Orkanstärke (Bft. 12) auslöste, der erst im Laufe des Folgetages abklang. Am 21. verursachte dann das Sturmtief ‚Jan' Böen bis Orkanstärke im Nordseeraum und bis Windstärke 10 Bft. an der Ostsee. Die Windverteilungen der einzelnen Monate zeigten vor allem in den Monaten Februar und August markante Abweichungen zu den mittleren Verhältnissen (siehe Abb. 4). Im Februar führten die mehrfachen Verlagerungen von Hoch 'Helga' im Ostseeraum und im östlichen Mitteleuropa zu einem hohen Vorkommen an östlichen und südöstlichen Winden. Sie wehten an der Nordsee und in der Deutschen Bucht zu knapp 60 % der Zeit und damit fast doppelt so häufig wie gewöhnlich. Ungewöhnlich für den sehr warmen August war der hohe Anteil an nördlichen Winden (NW-NE), der an der Nordsee mit 60 % um gut 20 % über dem vieljährigen Mittel lag. Dieser wurde durch die vielfach nördliche Lage der das Küstenwetter bestimmenden Luftdruckzentren bewirkt.

Im Januar und Februar gab es in den küstennahen Zonen von Nord- und Ostsee jeweils eine Eisbildungsphase. Die erste begann gleich nach Jahresbeginn. An der Nordsee erreichte das Treibeis im Bereich der Nordfriesischen Inseln eine Dicke von 10-30 cm, in den Buchten der westlichen Ostsee von 5-20 cm und in den Boddengewässern der südlichen Ostsee von 20-30 cm. Im Strelasund wurde das Eis sogar bis

zu 40 cm dick, wodurch die Schifffahrt in der N-Zufahrt nach Stralsund zeitweise unterbrochen wurde. Nach dem völligen Abschmelzen in der 2. Januarhälfte bildete sich Anfang Februar zunächst wieder Eis in den inneren Boddengewässern der Ostsee, danach an der westlichen Ostsee und nach Monatsmitte auch an der nordfriesischen Küste. Gegen Ende der 1. Märzdekade beschleunigte milde Witterung dann die Tauprozesse des maximal 5-15 cm dicken Eises. Die frostigen Temperaturen ließen die Wassertemperaturen in den ersten Monaten unter den vieljährigen Mittelwerten verharren. Eine kräftige Erwärmung der Gewässer von 6-9 K vollzog sich erst im Mai. Der warme Juni bewirkte dann ein um 2-3 K über dem Durchschnitt liegendes, recht gleichmäßiges Temperaturniveau von 16-19 °C. Die 2. Julihälfte brachte eine Erwärmung auf Werte um 20 °C, bevor das heiße und strahlungsreiche Wetter in der 1. Augusthälfte die küstennahen Gewässer bis auf rund 24 °C (Tagesmittel) erwärmte. In der 2. Monatshälfte gingen die Temperaturen schon kontinuierlich auf Werte um 17° C zurück, die sich dann bis in das letzte Septemberdrittel hinein hielten. Die zu kühle und zeitweise sehr windige Witterung im Oktober ließ die Gewässer deutlich rascher abkühlen als gewöhnlich. Am Monatsende herrschten nur noch Temperaturen bei 7°C an der Nordsee und 8-9 °C an der Ostsee. In den letzten beiden Monaten vollzog sich dann wieder eine langsame Abkühlung bis auf 4 °C am Jahresende, womit die Monatsmittel auf leicht überdurchschnittlichen Niveau lagen.

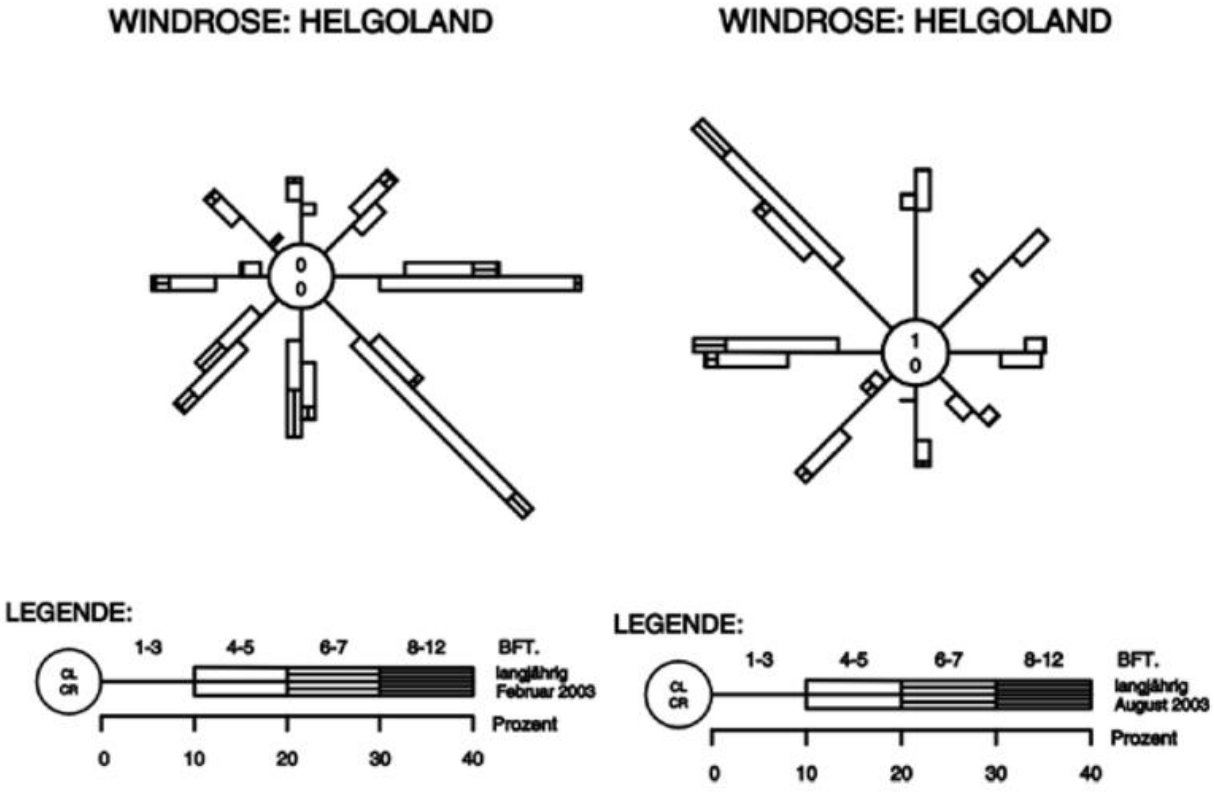


Abb. 4 Die Windverteilung auf Helgoland von Februar und August 2003 und im Mittel

Die agrarmeteorologische Situation

F. - J. Löpmeier

Schlagzeile

- mit nur wenigen Ausnahmen extrem geringe Bodenfeuchten im Jahr 2003

- Bodentemperaturen und bodennahe Temperaturen im Februar und Oktober im Verhältnis zum vieljährigen Mittelwert sehr gering, in allen anderen Monaten relativ hoch

- das Maximum der Erdoberflächentemperaturen lag in den Monaten Juni und August ca. 8 K über dem vieljährigen Mittelwert 1962-2001.

Weitere Informationen zur Situation 2003 können dem Sonderartikel „Das Trockenjahr 2003 aus agrarmeteorologischer Sicht“ entnommen werden.

Übersicht über die gesamte Bundesrepublik

Die Mittelwerte der Bodenfeuchte von Wintergetreide und Zuckerrüben über die gesamte Bundesrepublik und über leichte und schwere Böden wiesen von Mai bis Ende des Jahres deutliche negative Abweichungen zum vieljährigen Durchschnittswert auf. Sie erreichten im August mit ca. 35 % nFK Abweichung vom vieljährigen Durchschnittswert die größte Differenz. Bei schweren Böden nach Zuckerrüben lagen die Bodenfeuchten im Dezember bei ca. 65 % nFK und damit weit unter den vieljährigen Mittelwerten. Das ist die geringste Bodenfeuchte für den Monat Dezember in der Bundesrepublik seit 1961. Auch wird der Wert aus dem Jahre 1976 noch um 5 % nFK unterschritten. Das berechnete Maximum der Erdoberflächentemperaturen lag im Jahresmittel 2.5 K über dem vieljährigen Mittelwert und erreichte im Monatsmittel in den Monaten Juni und August mit ca. 39 °C die seit 1961 höchsten Werte. Auch das Jahresmittel des Maximums der Erdoberflächentemperatur stellt mit 20.1 °C seit 1961 einen neuen Rekord dar.

Schleswig-Holstein, Hamburg, Bremen, Niedersachsen und Mecklenburg-Vorpommern

Das Jahr begann sonnig, aber kalt und das Pflanzenwachstum begann zögerlich. So war der Blühbeginn der Schneeglöckchen im Wendland und in Mecklenburg-Vorpommern 2 bis 3 Wochen verzögert, die Haselnussblüte begann in Niedersachsen mit 2 Wochen Verspätung. Nach dem kalten Jahresbeginn fiel auch der Beginn der Vegetationsperiode um den 15.April etwa 10 bis 15 Tage später als normal aus. Die sehr kalte Witterung im Oktober führte dazu, dass die Vegetationsperiode um den 20. Oktober ihr Ende fand. Dies ist 20 bis 25 Tage früher als im vieljährigen Mittel üblich. Die Andauer der Hauptwachstumszeit war mit 170 bis 180 Tagen 5 bis 15 Tage länger als normal. Trotz der kalten Monate zu Jahresbeginn, aber bei reichlich Sonnenschein,

setzte das nachhaltige Wachstum des Grünlandes einige Tage zu früh oder etwa dem vieljährigen Mittel entsprechend zwischen dem 20. März im südwestlichen Niedersachsen und dem 15. April im östlichen Vorpommern ein. Im April sorgten die kühle Witterung mit Nachtfrösten sowie die anhaltende Trockenheit für eine sehr zögerliche Pflanzenentwicklung. Aufgrund der recht trockenen Witterung herrschte fast überall eine gute Befahrbarkeit der landwirtschaftlichen Flächen. Dies führte zu einer zeitgerechten Frühjahrsbestellung, Düngerausbringung und zu optimalen Bodenstrukturen. Ende Mai entsprach der phänologische Entwicklungsstand verbreitet dem vieljährigen Mittel. Im Juni waren dagegen schon eine Verfrühung der phänologischen Entwicklung von 1 bis 2 Wochen und erste Trockenschäden zu verzeichnen. Das übernormale Wärme- und Sonnenscheinangebot des Sommers sowie die wenigen Regenfälle und hohen Verdunstungsraten führten zu einer erheblichen Belastung von Boden und Pflanze. Bei Getreide trat eine deutliche Beschleunigung der Abreifevorgänge ein. Zusätzlich kam es, vom Nordseeküstenbereich und dem nördlichen Schleswig-Holstein abgesehen, zu Trockenschäden beim Mais und Sonnenbrand bei Zuckerrüben. Von den Niederschlägen im September konnten vielerorts Zuckerrüben, vereinzelt auch Mais profitieren. Die trotz der Dürre relativ hohen Zuckerrübenerträge lassen sich auch auf die optimalen Bestellungsarbeiten im Frühjahr erklären. Mehltaubefall war allgemein bis April einigermaßen hoch mit kräftiger Sporulation, dann im Mai deutlich zurückgehend und von Juni bis August bei zeitweiligen Niederschlägen wieder kräftig zunehmend. Phytophthora bei Kartoffeln ohne Beregnung war bei dem trockenen Sommer nur wenig entwickelt, später im Herbst dann rascher Anstieg der Bewertungsziffern. Statt dessen standen bei Kartoffeln im Hoch- und Spätfrühling, besonders aber im Früh- und Hochsommer durch den erheblichen Hitze- und Trockenstress Alternaria und Botritis im Vordergrund.

Brandenburg, Berlin, Sachsen-Anhalt, Thüringen und Sachsen

Bereits in der ersten Januardekade führten im Bereich einer Hochdruckbrücke sehr strenge, in unmittelbarer Bodennähe auch extrem strenge Fröste (unter –20 °C) zu Schäden bei den Wintersaaten. Vor allem Winterrapsbestände erwiesen sich so stark frostgeschädigt, dass ein Umbruch der betroffenen Schläge unvermeidlich war. Doch die Schäden, die durch die ungewöhnliche Trockenheit im weiteren Jahresverlauf verursacht worden sind, sollten die durch Kahlfrost hervorgerufenen Einbußen weit übertreffen. Das Bodenfeuchtedefizit, das schon im Februar begann, war schließlich so hoch, dass für die Kornfüllung des Winter- und Sommergetreides nicht genügend Wasser zur Verfügung stand. Trotz sehr günstiger Erntewitterung blieben die Getreideerträge deutlich unter den Erwartungen. Der Wassermangel prägte auch Wachstum und Entwicklung beim Mais, den Rüben und Kartoffeln. Beim Mais zeichnete sich durch ungünstige Befruchtungsbedingungen darüber hinaus eine niedrigere Körnerzahl in den Maiskolben ab, die ihre Ursache in einem vergleichsweise nur geringen und kurzen Pollenschütten und der kurzen weiblichen Blüte von lediglich 2 bis 3 Tagen bis zum Eintrocknen der Narbenfäden hatte. Auf dem Grasland und bei mehrschnittigem Futter verstärkten sich besonders im August durch Ausbrennen die Narbenschäden. Noch bis weit in den meteorologischen Herbst hinein litt die Ertragsbildung landwirtschaftlicher Kulturen unter starkem Bodenwassermangel. Das Jahr 2003 wies in vielerlei Hinsicht Ähnlichkeiten mit dem Jahr 1976 auf.

Hessen, Saarland, Rheinland-Pfalz, Nordrhein-Westfalen

Die agrarmeteorologische Situation 2003 war geprägt durch die langanhaltende Trockenheit im Frühjahr und im Sommer sowie die sehr sonnenscheinreiche Witterung. Hinzu kamen regional vereinzelte Schadensereignisse, wie Spätfröste in der 1. Aprildekade zur Zeit der Obstblüte sowie Hagel- und Starkregen im Mai. Nach einem milden und nassen Herbst 2002 sowie Jahresbeginn 2003 führten Kahlfröste und Wechselfrostereignisse im Januar und Februar zu Auswinterungsschäden bei Getreide und Raps, sodass Flächen umgebrochen werden mussten, in Rheinland-Pfalz z. B. 20% der Rapsflächen.

Die überdurchschnittlichen Temperaturen ab März führten bei den Winterkulturen zu einer beschleunigten Reifeentwicklung. Allgemein war die Getreide- und Rapsernte zwei bis drei Wochen gegenüber den vieljährigen Werten verfrüht. Die langanhaltende Trockenheit führte vor allem auf leichten Standorten zu spürbaren Mindererträgen bei regional großen Unterschieden. In Rheinhessen oder der Zülpicher Bucht wurden bereits im Mai unter Winterweizen Bodenfeuchten unter 50 % nFK erreicht, während die Bodenfeuchten im Münsterland sowie in Nord- und Mittelhessen noch über 75 % lagen. Entsprechend gab es bei Wintergetreide im Maifeld sowie im Westerwald deutlich unterdurchschnittliche Erträge, in der Eifel, im Saargau und Hunsrück zufriedenstellende bis gute Erträge. Die Bestellung der Zuckerrüben erfolgte unter optimalen Bedingungen. Schädigungen durch Spätfröste und Wasserstress auf leichten Standorten sorgten jedoch teilweise für Ertragseinbußen. Aufgrund der sonnenscheinreichen Witterung wurden jedoch hohe Zuckergehalte erreicht, die insgesamt eine unter den Voraussetzungen des Jahres 2003 zufriedenstellende Ernte ergaben. Aufgrund der Trockenheit lagen die Erträge von Mais, Kartoffeln und Grünland überwiegend unter den vieljährigen Werten, wobei sowohl bei Mais als auch bei Silage zu hohe Trockensubstanzen zusätzlich die Qualität minderten.

Weinanbau

Nach einem Frühjahr, in dem in Rheinhessen und in der Pfalz, bereits Wasserdefizite auftraten, konnte ein äußerst früher Blühbeginn um den 1. Juni mit einem Vorsprung von rund 14 Tagen vor dem vieljährigen Mittel beobachtet werden. Die äußerst zügige Traubenentwicklung wurde durch den wärmsten Sommer seit Beginn der Wetteraufzeichnungen beschleunigt. Anfang August wurde im Rheingau der frühste Reifebeginn, seit dem kontinuierliche Aufzeichnungen des Weinbauamtes Eltville vorliegen, registriert. Die Reifeentwicklung verlief weiterhin sehr rasch, sodass beim Riesling am 1.9. bereits 72° und Ende September 90° Oechsle erreicht wurden. Der sehr frühe Reifebeginn bei warmen Nächten führte zu einem raschen Säureabbau. Eine frühe Ernte von sehr gesundem Lesegut mit hohen Mostgewichten und geringen Säuregehalten war das Ergebnis. Erstmalig erlaubte die EU die Säuerung von Weinen in der Anbauzone A, zu der Deutschland zählt.

Bei Temperaturen nahe der 30 Grad-Marke konnten bereits Mitte September Auslesen und Beerenauslesen geerntet werden. Bei den Trockenbeerauslesen wurden sogar sagenhafte 300° Oechsle erreicht. Die Gewinner dieses Jahres sind die Rotweine, die aufgrund der mediterranen Witterung ein vorzügliches Aroma, eine sehr gute

Farbausprägung und mit über 100° Oechsle hohe Mostgewichte aufweisen. Die Erntemengen fielen bei allen Sorten um etwa 20% geringer aus als im vieljährigen Mittel.

Bayern, Baden-Württemberg

Das Jahr 2003 war auch in Bayern gekennzeichnet von zahlreichen extremen Witterungsereignissen, von denen vor allem die langanhaltende Trockenheit und Hitze der Sommermonate hervorzuheben ist. Der Winter konzentrierte sich im wesentlichen auf einen um etwa 3 Grad zu kalten Februar, der infolge anhaltender strenger Nachtfröste in Gebieten mit nur dünner Schneedecke zu Kahlfrösten und Auswinterungsschäden bei Wintergetreide führte. Schon ab Mitte Februar setzte dann eine Serie von langanhaltenden Hochdruckwetterlagen ein, die mit nur kurzen Unterbrechungen bis Ende August andauerte und schon in den Frühjahrsmonaten bei gleichzeitig sehr hoher Verdunstung für einen drastischen Wassermangel vor allem bei Getreide führte und für Baden-Württemberg Rekordwerte erreichte. Dieser wurde durch extreme und langandauernde Hitzeperioden vor allem im Juni und August noch weiter verschärft, sodass neben Getreide auch bei Kartoffeln, Zuckerrüben und Mais beträchtliche Ertragsverluste zu beklagen waren. Zudem herrschte vor allem im August eine extrem hohe Waldbrandgefahr. Die außergewöhnliche Dürre wurde erst im Oktober durch ergiebige Regenfälle beendet, sodass zumindest den ausgebrachten Wintersaaten wieder ausreichend Wasser zur Verfügung stand. Die winterliche Vegetationsruhe kehrte erst im Laufe des Dezembers mit Schneefällen und teilweise strengen Nachtfrösten ein.

Unter dem Strich hat das Jahr 2003 in den meisten Gebieten einen neuen Minusrekord beim Niederschlag gebracht, wobei vielerorts nur 50 bis 70 % der normalen Regenmengen registriert wurden. Mit einem Wärmeüberschuss von etwa 1 Grad (Vegetationsperiode ca. 2,5 Grad) setzte sich im übrigen der Trend zu warmer Jahre fort.

Die Bodenfeuchtesituation während der Vegetationszeit 2003

Die Abbildung 1 verdeutlicht die extreme Trockenheit des Jahres 2003. Von Juni bis Oktober lag die Bodenfeuchte hier beispielhaft für Wintergetreide auf leichten Standorten in allen Bundesländern und allen Monaten deutlich unter dem vieljährigen Mittelwert. Besonders der August war mit Abweichungen von mehr als 50 % nFK vom Mittel markant. Hier summieren sich die geringen Niederschläge und extrem hohen Verdunstungsraten der Vormonate. Auch die Ende August einsetzenden Niederschläge, die in manchen Regionen über dem vieljährigen Soll lagen, konnten das Monatsmittel der Bodenfeuchte nicht mehr beeinflussen und kamen für viele Kulturen wie Mais zu spät.

Aus der Tabelle 1 ist ersichtlich, dass, abgesehen vom Februar und Oktober, das gesamte Jahr 2003 sowohl bezüglich der Bodentemperaturen als auch erdbodennahen Temperaturen überwiegend zu warm (rot) war.

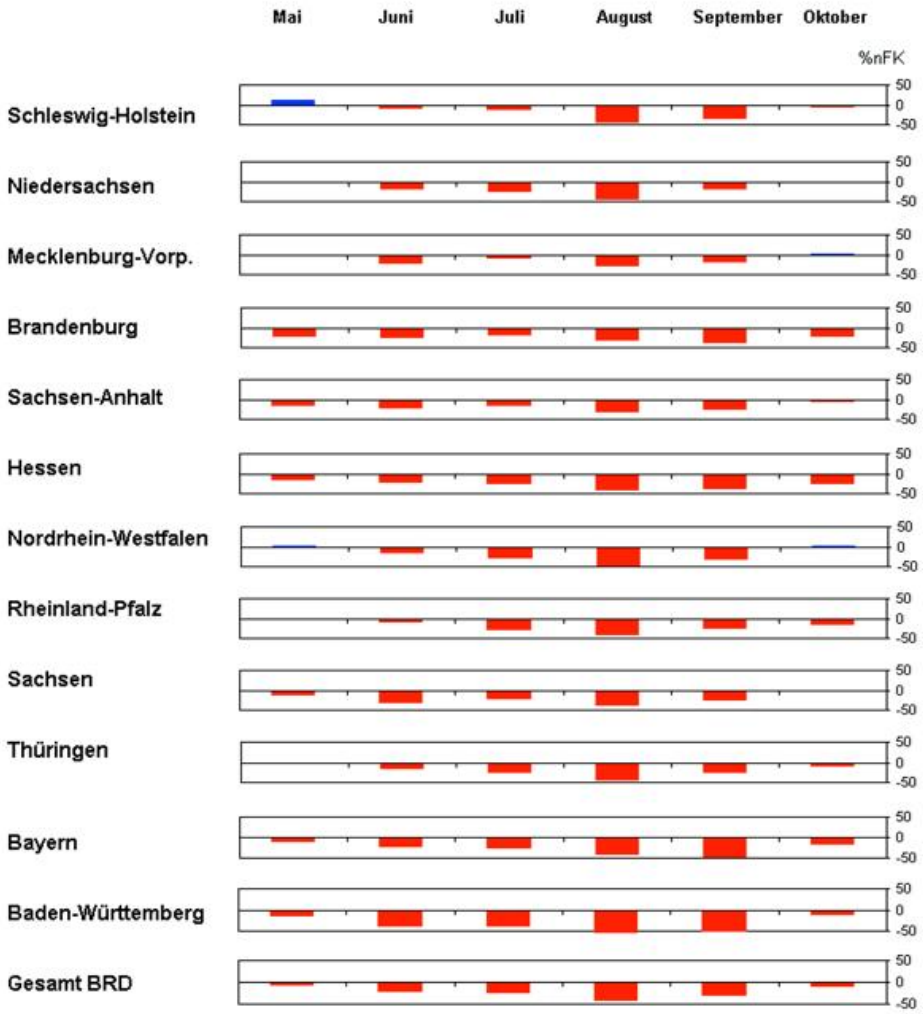


Abb. 1 Monatliche Abweichungen der Bodenfeuchte von Wintergetreide auf leichten Standorten (% nFK) im Jahr 2003 vom vieljährigen Mittelwert 1961 - 2002 (rot = zu trocken, blau = zu feucht)

Tab. 1 Charakteristische agrarmeteorologische Kenngrößen für das Jahr 2003. Die Tabelle enthält die Abweichungen vom vieljährigen Mittelwert (1961-2002) im Jahr 2003 für die Parameter Bodentemperatur, Minimumtemperatur in Bodennähe, Penman-Verdunstung und Benetzungszeit. Die rot dargestellten Werte stellen zu warme, bzw. Zeiten mit hoher Verdunstung und geringer Blattbenetzung, die blauen Werte zu niedrige Temperaturen, hohe Blattbenetzung und geringe Verdunstung dar.

	Januar		Februar		März			April					Mai					Juni				
	1	2	1	2	1	2	3	5	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Schleswig-Holstein	0,2	-1,6	-2,0	-2,0	0,9	0,1	118,4	-16,3	0,7	-0,5	131,3	68,4	0,6	0,5	97,8	116,8	2,4	1,0	112,3	78,1
Niedersachsen	0,2	-0,4	-1,9	-2,3	1,3	0,4	116,2	-10,6	0,9	-0,5	132,8	58,6	1,0	1,0	97,6	111,1	3,7	1,5	122,3	63,7
Mecklenburg-Vorpommern	0,1	-1,6	-1,6	-3,2	0,6	0,2	111,8	-17,3	0,5	-0,2	126,4	79,3	1,7	1,1	106,1	108,6	2,7	1,6	121,1	66,2
Brandenburg	-0,3	-0,7	-1,9	-3,0	0,4	0,1	105,7	-6,3	0,2	-0,6	124,8	72,9	2,2	1,4	108,5	78,1	3,4	1,4	123,6	65,9
Sachsen-Anhalt	0,5	-0,7	-2,0	-3,5	0,8	0,3	108,5	-12,8	0,5	-0,9	128,5	75,8	2,2	1,5	107,8	76,9	4,1	1,5	128,3	62,6
Hessen	-0,3	0,9	-1,9	-3,7	1,9	1,0	127,1	-18,0	1,1	-0,4	126,4	53,7	1,4	1,4	95,9	113,2	5,1	2,8	131,5	64,6
Nordrhein-Westfalen	-0,2	-0,2	-1,5	-2,2	2,3	0,9	134,8	-17,0	1,4	-0,3	130,7	57,6	0,6	1,1	96,5	115,0	4,4	2,0	125,0	55,8
Rheinland-Pfalz	0,6	-1,5	-1,6	-2,5	2,8	1,6	148,6	-25,8	1,6	0,1	132,3	62,4	1,4	1,6	98,0	116,9	5,8	3,9	125,7	61,2
Sachsen	-0,6	0,1	-1,5	-7,9	0,9	0,9	116,3	-3,9	0,4	-1,2	128,6	81,2	2,3	2,0	114,1	58,0	5,0	2,2	138,2	49,7
Thüringen	-0,1	0,7	-1,4	-4,8	1,7	1,5	117,6	-10,2	0,7	-0,5	131,1	76,9	1,8	1,9	104,2	81,4	4,6	2,2	129,7	63,5
Bayern	-0,2	1,3	-1,4	-7,0	1,2	0,6	130,8	-17,1	0,8	-1,0	127,6	52,4	1,7	2,0	103,5	87,7	5,7	3,2	135,6	57,9
Baden-Württemberg	0,6	-0,1	-1,5	-3,6	2,3	1,5	150,8	-24,1	1,2	0,0	131,4	47,7	1,4	2,2	98,9	95,1	6,7	4,9	139,0	41,8
Gesamt BRD	0,1	-0,3	-1,7	-3,8	1,4	0,8	123,9	-14,9	0,8	-0,5	129,3	65,6	1,5	1,5	102,4	96,6	4,5	2,4	127,7	60,9

	Juli				August				September					Oktober				November		Dezember	
	1	2	3	6	1	2	3	6	1	2	3	5	1	2	3	5	1	2	1	2
Schleswig-Holstein	2,3	1,8	108,3	-2,7	3,0	1,4	120,3	-3,7	1,1	-0,6	127,3	-21,1	-3,1	-4,6	99,2	9,3	1,5	2,1	1,1	1,4
Niedersachsen	2,0	1,4	112,1	-2,2	3,4	1,5	129,0	-3,9	0,7	-1,0	123,5	-1,7	-3,2	-4,5	92,1	8,9	1,8	2,3	0,7	0,8
Mecklenburg-Vorpommern	1,8	2,2	103,5	-1,6	2,7	1,6	120,7	-3,1	1,3	0,6	126,7	-2,1	-2,6	-3,4	103,5	15,0	1,6	2,2	1,4	1,7
Brandenburg	1,6	2,0	99,9	-0,9	3,1	1,4	124,1	-3,4	1,3	-0,2	123,6	-15,4	-2,7	-3,8	89,0	7,6	1,6	2,0	0,9	1,7
Sachsen-Anhalt	2,2	1,9	104,7	-2,0	3,9	1,5	128,8	-4,0	1,1	-0,3	118,4	-2,6	-2,5	-3,7	86,8	17,5	2,0	2,6	0,9	1,2
Hessen	1,9	1,2	109,1	-0,8	4,7	2,3	139,1	-3,7	0,6	-1,4	121,3	-17,5	-2,8	-2,9	89,1	-11,5	1,9	2,2	0,5	0,4
Nordrhein-Westfalen	1,7	1,2	112,2	-2,1	4,2	1,4	123,1	-3,6	1,0	-0,8	126,7	-14,1	-3,0	-3,5	83,6	18,5	2,0	2,4	0,8	0,7
Rheinland-Pfalz	2,4	1,5	114,5	-1,6	5,4	3,1	141,7	-3,9	1,2	-0,6	132,4	-12,4	-2,6	-2,6	98,8	-2,1	2,0	2,3	0,7	1,0
Sachsen	1,6	1,4	107,0	-2,0	4,2	1,8	138,4	-4,8	0,8	-0,2	117,2	-2,9	-3,2	-3,6	79,3	14,8	1,5	1,9	0,5	1,4
Thüringen	1,9	1,4	110,5	-2,0	4,2	1,9	138,1	-4,4	0,5	-0,6	113,5	3,9	-2,9	-3,3	81,0	9,6	1,9	2,4	0,6	1,2
Bayern	1,8	0,8	113,2	-2,2	4,7	2,1	140,3	-4,9	0,4	-1,7	118,2	-30,8	-3,0	-2,8	91,2	12,5	1,0	1,7	0,2	1,2
Baden-Württemberg	2,0	1,5	116,2	-2,3	5,2	3,4	144,8	-4,8	0,8	-0,7	132,2	-32,1	-3,0	-2,6	98,9	16,1	1,6	2,2	0,4	0,8
Gesamt BRD	1,9	1,5	109,3	-1,9	4,0	2,0	132,4	-4,0	0,9	-0,6	123,4	-12,4	-2,9	-3,4	91,0	9,7	1,7	2,2	0,7	1,1

Legende:

1= Bodentemperatur unbewachsener Boden 5 cm (rot= zu warm,blau= zu kalt)
2= Minimumtemperatur in Bodennähe für unbewachsenen Boden (rot= zu warm, blau= zu kalt)
3= Penman - Verdunstung, Abw.in % (rot= zu hohe Verdunstung, blau= zu geringe Verdunstung)
4= Benetzungszeiten, Abw. in % (rot= relativ geringe Benetzungszeiten, blau= relativ hohe Benetzungszeiten)
5= Krumenbodenfeuchte, %nFK (rot = relativ trocken, blau = relativ feucht)
6 = Kornfeuchte, (%, 19 Uhr) (rot = relativ gering, blau = relativ hoch)

Die Minimumtemperaturen in Erdbodennähe weisen im April entgegen dem Trend jedoch eine negative Abweichung zum vieljährigen Mittelwert auf, der auch nicht den Verhältnissen der Lufttemperatur in 2 Meter Höhe entspricht, die in allen Bundesländern im April eine positive Abweichung ergaben. Auch die Strahlungswerte waren im April deutlich höher als das Soll und charakterisieren viele Strahlungstage mit nächtlichem Bodenfrost und Maximumtemperaturen größer 0 °C, verbunden mit mehrfachem Gefrieren und Auftauen der obersten Bodenschichten und dem Abreißen der oberen Feinwurzeln.

Die Krumenbodenfeuchten weisen in den Monaten März und September deutlich geringere Werte als im vieljährigen Mittel auf und charakterisieren gute Bedingungen für die Bodenbearbeitung und sorgten für optimale Bodenstrukturen. Abgesehen von einigen Regionen im Mai erreichten die Benetzungszeiten in den Monaten April bis Juni nur etwa 60 % des Solls und erklären den im Jahr 2003 geringen Druck durch Pflanzenkrankheiten. Wie nicht anders zu erwarten, lag in allen Sommermonaten die potenzielle Verdunstung nach Penman mit ca. 130 % des vieljährigen Wertes über dem Soll und die Kornfeuchte bei Getreide war in den Erntemonaten Juli und August geringer als im vieljährigen Mittel.

Das Jahr 2003 im Vergleich zu den Jahren 1961-2002

Bodenfeuchte

Die Abbildung 2 stellt den Verlauf der Bodenfeuchte der Mittelwerte über die Monate Juli und August aller Bundesländer und als Mittel für leichte und schwere Böden sowie die Kulturen Wintergetreide und Zuckerrüben für den Zeitraum 1961 bis 2003 dar und beschreibt damit die Bodenwassersituation für große landwirtschaftliche Flächen und die relevanten Zeiträume. Es wird deutlich, dass das Jahr 2003 vergleichbar ist mit dem Dürrejahr 1976 und sich deutlich vom Vorjahr 2002 abhebt.

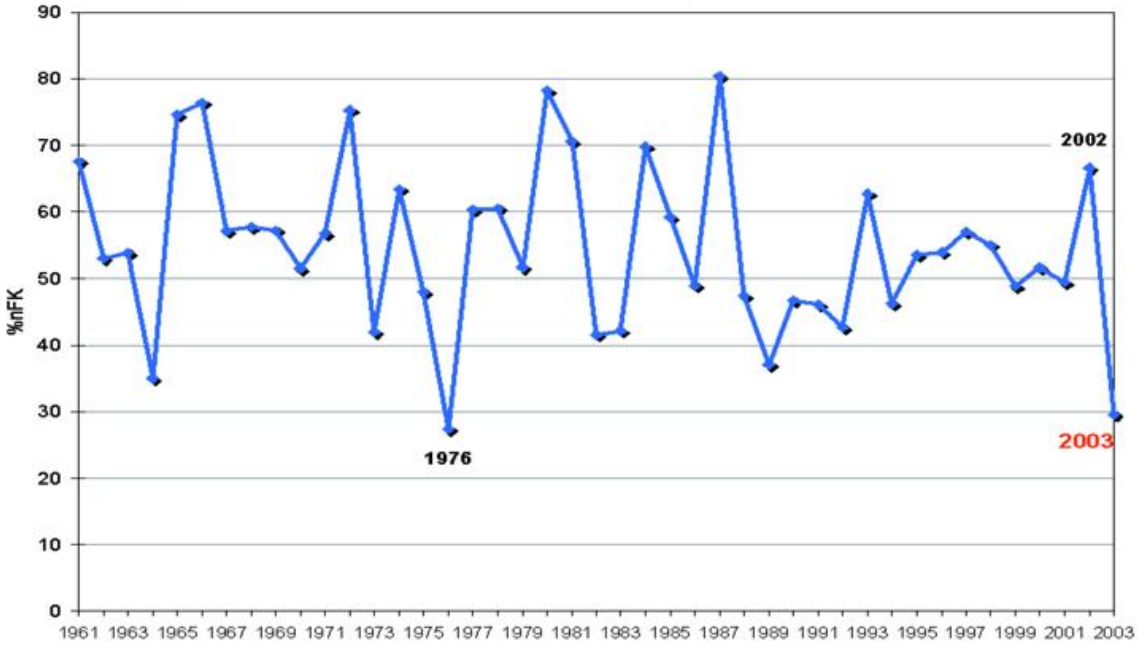


Abb. 2 Mittelwerte der Bodenfeuchte (% nFK) Juli - August über alle Bundesländer 1962 - 2003, Mittel über Wintergetreide und Zuckerrüben, leichte und schwere Böden

Verdunstung

Die Abbildung 3a zeigt den Verlauf der realen Verdunstung eines Zuckerrübenbestandes auf leichtem Boden als Summe über die Monate Juli und August und der potenziellen Verdunstung nach Penman für die Jahre 1961 bis 2003 als Mittelwert über alle Bundesländer. Mit 330 mm in den zwei Monaten, das entspricht einer mittleren täglichen Verdunstung von 5,5 mm, werden im Jahr 2003 neue Höchstwerte erreicht, während die reale Verdunstung aufgrund von Bodenwassermangel nur in der Summe 117 mm betrug. Das Verhältnis realer zu potentieller Verdunstung ist auch ein Maß für den auf die Pflanzen wirkenden Wasserstress.

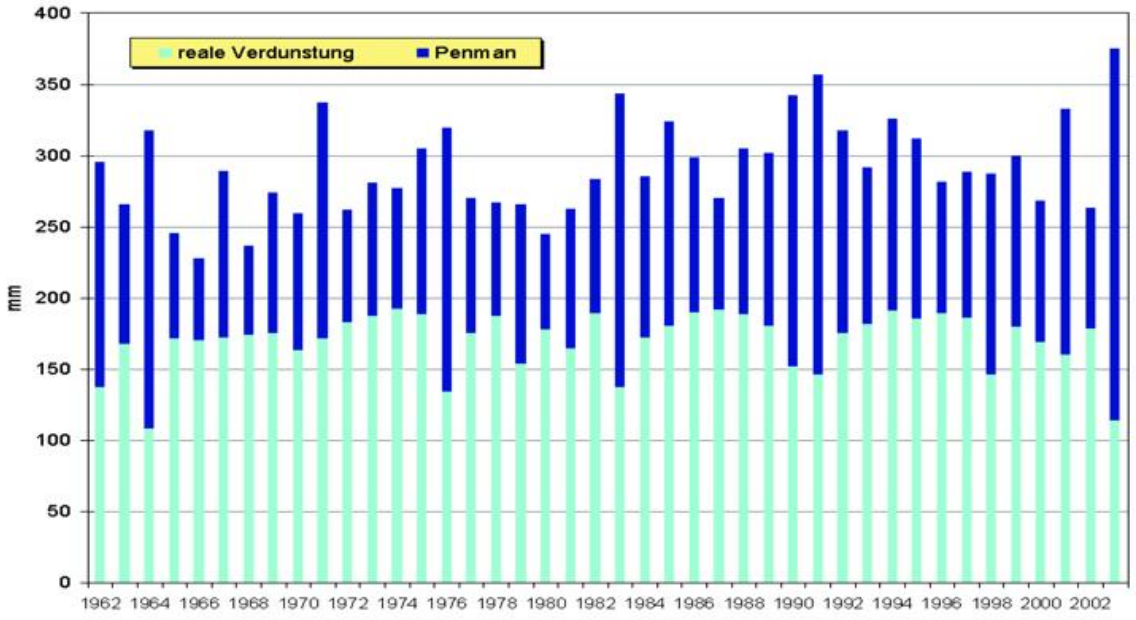


Abb. 3a Penman und reale Verdunstung (mm, leichter Boden Zuckerrüben) Juli - August alle Bundesländer von 1962 - 2003

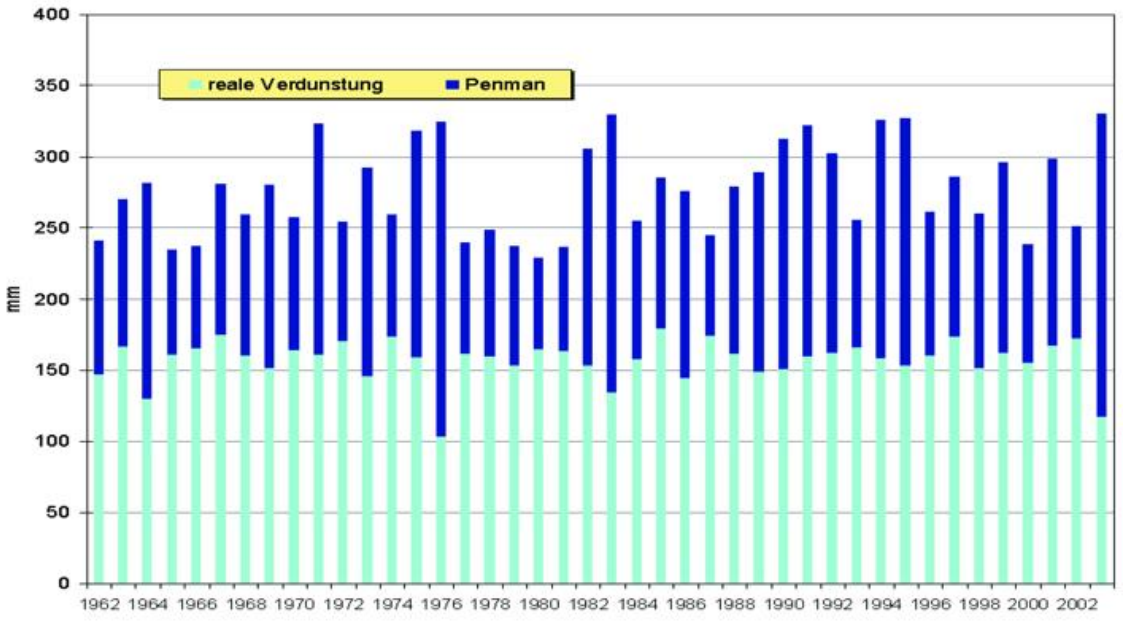


Abb. 3b Penman und reale Verdunstung (mm, leichter Boden Zuckerrüben) Juli - August, Baden-Württemberg von 1962 - 2003

Noch deutlicher werden die extremen Bedingungen 2003 in der Abb. 3b, die im Unterschied zu Abb.3a die Verhältnisse nicht als Mittel über die gesamte Bundesrepublik sondern über das Land Baden-Württemberg darstellt. Hier werden extreme potenzielle Verdunstungssummen von 374 mm erreicht und stellen einen deutlichen neuen Rekord seit 1961 mit gleichzeitig extrem niedrigen realen Verdunstungen.

Erdoberflächentemperatur

Die Abbildung 4 zeigt die berechneten Erdoberflächentemperaturen für einen mittelschweren unbewachsenen Boden als Gebietsmittel über die gesamte Bundesrepublik. Dargestellt sind die Tagesmaximumwerte der Erdoberflächentemperatur als Mittel über die Monate April bis August der Jahre 1961 bis 2003 sowie der lineare Trend. Die Berechnungen erfolgten mit dem Modell AMBETI[1]. Die Erdoberflächentemperatur stellt die entscheidende Schnittstelle zwischen dem Boden und der Atmosphäre dar. Der Parameter wird einerseits durch die aktuellen meteorologischen Prozesse und Eingangsgrößen wie Temperatur und Strahlung als auch durch die Bodenparameter und die meteorologische Vorgeschichte beeinflusst. Ganz entscheidend ist auch die Bodenfeuchte in obersten Bodenschichten. Deutlich wird neben dem eindeutigen Trend, der auch ohne Berücksichtigung des Jahres 2003 bestehen bleibt, das extreme Jahr 2003.

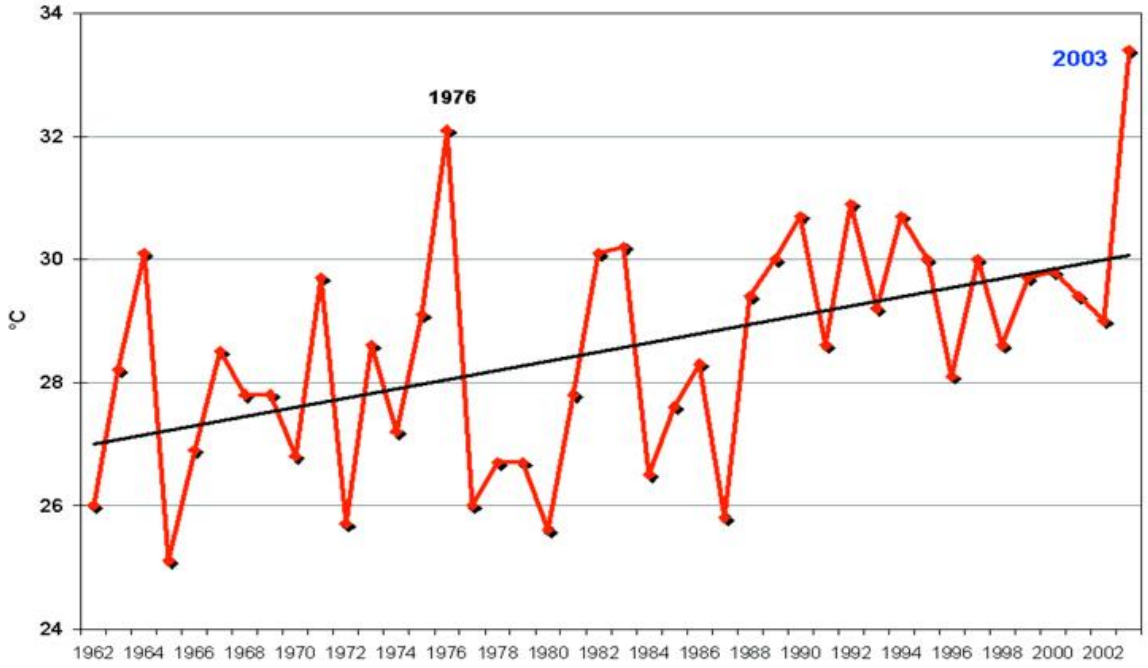


Abb. 4 Erdoberflächentemperatur (°C) Maximum, Mittelwerte April - August über alle Bundesländer (1962 - 2003)

[1] Braden, H.: The model AMBETI. A detailed description of a soil-plant-atmosphere model.- Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 195, Offenbach a.M., 1995.

Waldbrand

Dürrejahre sind häufig auch Waldbrandjahre, wobei neben der Witterung auch viele andere Faktoren eine Rolle spielen. Zwar lagen z.B. mit ca. 750 Waldbränden in Brandenburg die Fälle über dem vieljährigen Mittelwert, erreichten aber nicht den Extremwert von 1976 mit ca. 1300 Waldbränden. Markant waren 2003 die große Anzahl von Flächenbränden (freie Grasflächen) im zeitigen Frühjahr. Die Abbildung 5 stellt die Anzahl Tage mit einem Waldbrandgefahrenindex >= 4 für die Jahre 1962 bis 2003 als Summe über die Monate Juli und August für die Bundesländer Brandenburg und Baden-Württemberg und als Mittel über die gesamte Bundesrepublik dar. Da die Anwendung der Waldbrandindizes in den einzelnen Bundesländern unterschiedlich ist, erfolgte hier eine Mittelung aus dem häufig genutzten Index nach Baumgartner und dem in den östlichen Bundesländern akzeptierten M68 Index.

Waldbrandindex

Hinsichtlich der täglichen Bewertung der Waldbrandgefahr sind in Deutschland zwei traditionelle Modelle von den Forstbehörden der Länder akzeptiert. Hierbei handelt es sich um das sog. Baumgartner- und das M-68-Modell. Beide berücksichtigen den Trocken- bzw. Feuchtegehalt der bodennahen Atmosphäre und schließen indirekt (d.h. statistisch) oder direkt (durch Eingabe aktueller phänologischer Daten) den Zustand der Waldvegetation in die Risikoanalyse ein. Darüber hinaus berücksichtigt das M-68-Modell zusätzlich die Feuerhistorie von Waldlandschaften. Beide Verfahren klassifizieren das Waldbrand - risiko in fünf Stufen, wobei die Stufe ‚1' einer sehr geringen, die Stufe ‚5' einer sehr hohen Gefahr entspricht.

Es wird deutlich, dass das Jahr 2003 als Mittel über alle Bundesländer, aber insbesondere in Baden-Württemberg im Vergleich zu den zurückliegenden Jahren als extrem bezeichnet werden kann, diese Bedingungen für Brandenburg aber als nicht besonders ungewöhnlich eingestuft werden können.

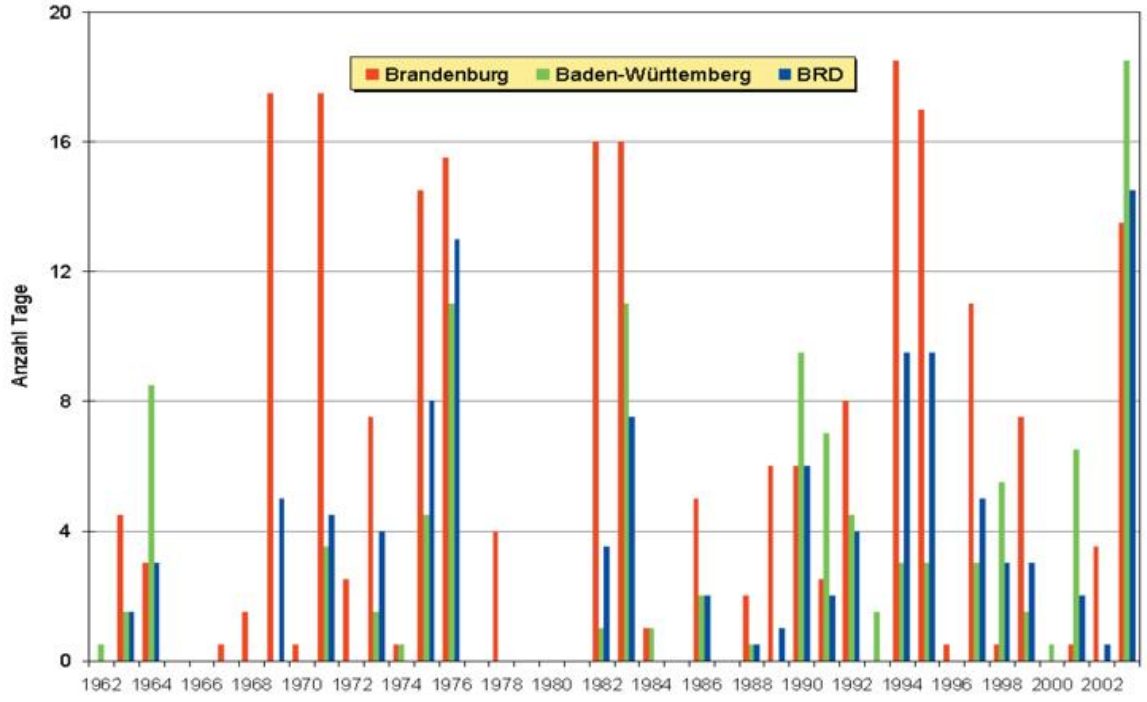


Abb. 5 Anzahl Tage mit Waldbrandgefahr Index > 4 von 1962 - 2003 (Monate Juli und August) , Mittel Index Baumgartner und M 68

Die phänologische Entwicklung

G. Müller-Westermeier

Der Januar 2003 brachte einen Wechsel von milden und kalten Phasen. Darauf folgte ein kalter und trockener Februar. Daher traten die phänologischen Vorfrühlingsphasen in diesem Jahr meist nicht besonders früh auf. Das milde Wetter in einzelnen Abschnitten des Januar führte aber dazu, dass die frühesten Phasen auch in diesem Jahr in großen Teilen Deutschlands etwas eher als im Durchschnitt der Referenzperiode 1961-90 auftraten. So wurde die Schneeglöckchenblüte in Süd- und Westdeutschland in diesem Jahr großenteils 1 bis 2 Wochen zu früh beobachtet. In Nord- und Ostdeutschland war die Blüte hingegen überwiegend um einige Tage verzögert (s. Abb. 1).

Die klimatologischen Frühlingsmonate März, April und Juni waren insgesamt mild und trocken, so dass die Vollfrühlingsphasen fast überall erheblich zu früh auftraten. So konnte der Beginn der Apfelblüte meist um 1 bis 2 Wochen früher als üblich beobachtet werden. Im Westen trat sie örtlich sogar 3 Wochen zu früh auf (s. Abb. 2). Es gab allerdings Anfang April nochmals eine kalte Phase mit sehr starken Nachtfrösten, so dass früh blühende Obstsorten (z. B. Kirschen) gerade in den klimatisch begünstigten Regionen teilweise erheblich geschädigt wurden.

Da die warme, teilweise sogar extrem heiße und niederschlagsarme Witterung auch in den folgenden Monaten anhielt, trat das Ährenschieben des Winterroggens, das in etwa den Beginn des Sommers kennzeichnet, ebenfalls recht früh auf. Auch diese Phase war überwiegend 1 bis 2, im Süden und Westen bis zu 3 Wochen früher als im Bezugszeitraum (s. Abb. 3) zu beobachten. In Folge der teilweise nur sehr geringen Niederschläge in Verbindung mit großem Wasserbedarf auf Grund der hohen Temperaturen gab es beim Getreide allerdings teilweise beträchtliche Trockenschäden und spätere Ernteausfälle.

Auch bei den Herbstphasen war in diesem Jahr meist ein früher Eintritt zu verzeichnen. So wurde der Eintritt der Fruchtreife der Rosskastanie, die den Herbstbeginn markiert, örtlich schon im August beobachtet. Nur vereinzelt trat diese Phase erst Ende September oder gar Anfang Oktober auf (s. Abb.4). Dabei zeigen sich starke kleinräumige Variationen, ohne dass ein konkreter Zusammenhang mit der vorausgegangenen Witterung erkennbar wäre.

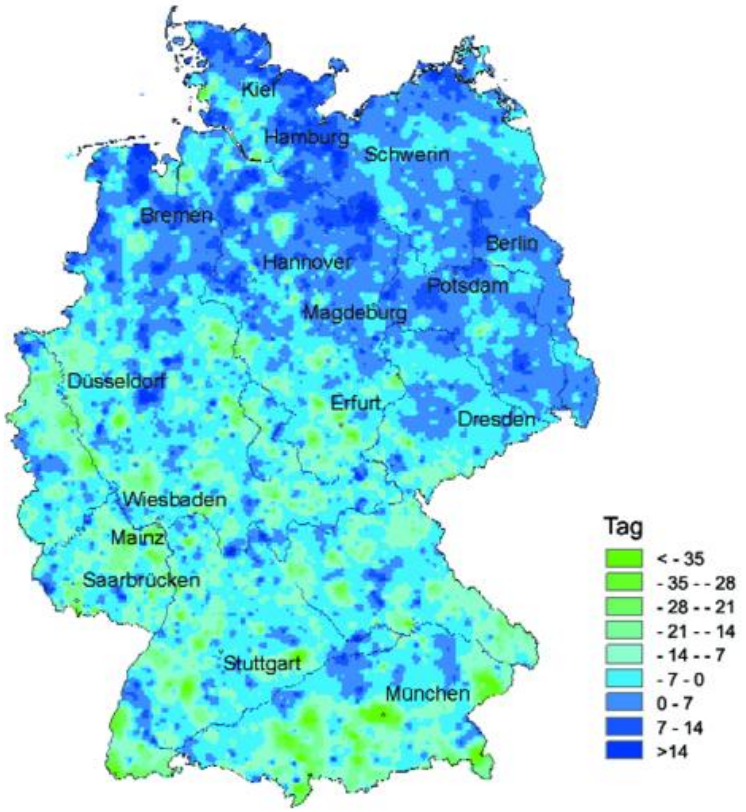


Abb. 1 Beginn der Blüte des Schneeglöckchens 2003 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

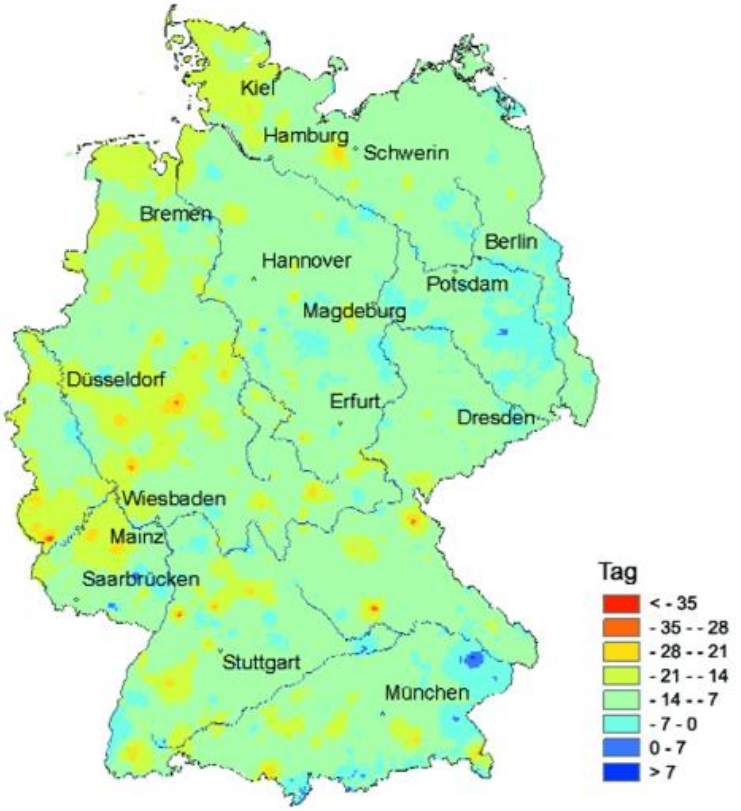


Abb. 2 Apfelblüte 2003 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

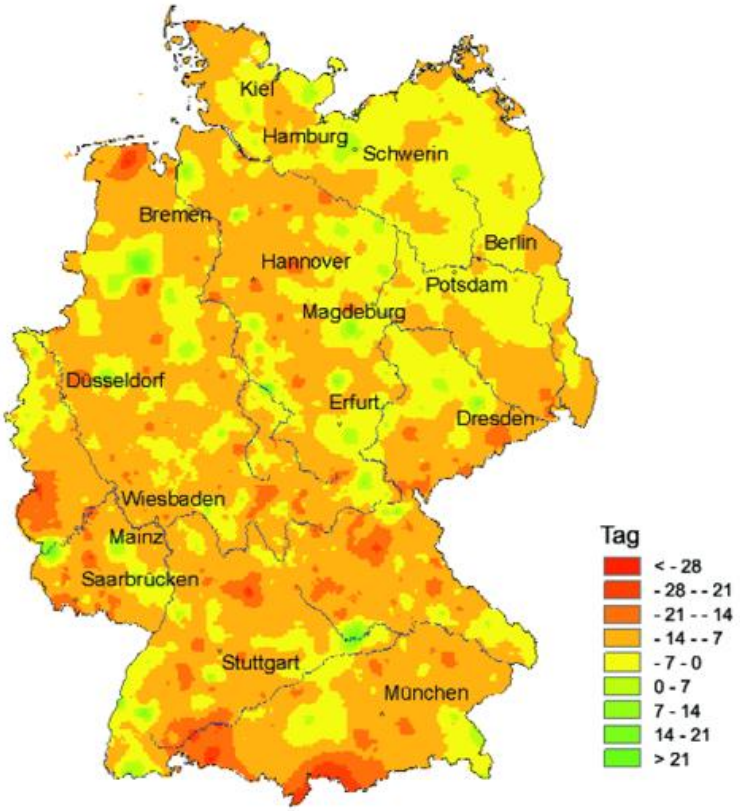


Abb. 3 Beginn Ährenschieben des Winterroggens 2003 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

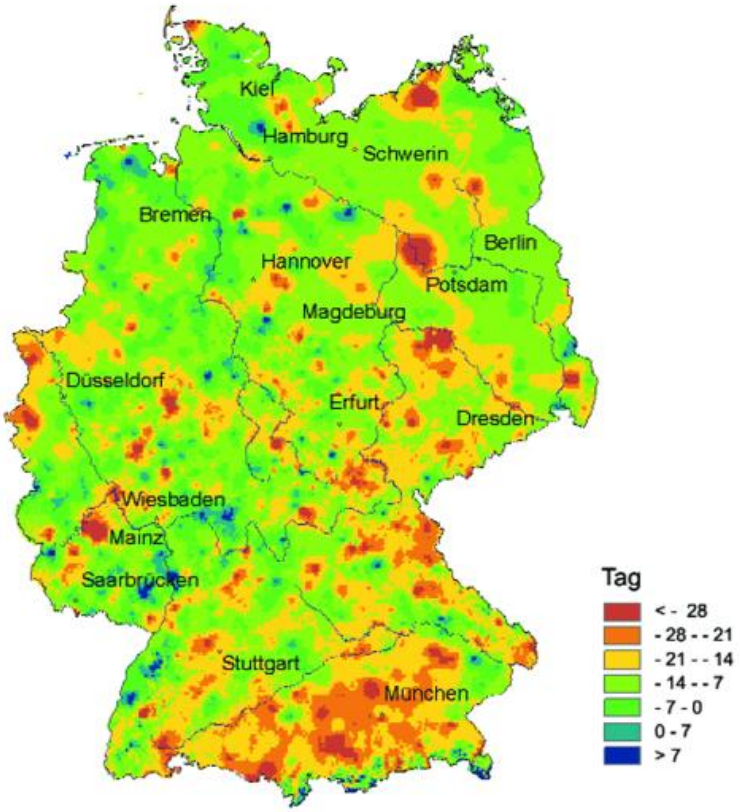


Abb. 4 Erste reife Früchte der Rosskastanie 2003 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

Entwicklung der Ozonschicht

H. Claude, W. Steinbrecht und U. Köhler

Erste Anzeichen für die Erholung der Ozonschicht? Seit rund 2 Jahren wird beobachtet, dass der Chlorgehalt der unteren Stratosphäre nicht mehr weiter zunimmt oder sogar zurück geht. Dies ist eine sehr erfreuliche Folge des internationalen Montrealer Protokolls von 1987, mit dem die weltweite Produktion und Freisetzung chlorhaltiger und damit ozonschädigender Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe (FCKWs) weitgehend unterbunden wurde. Die Frage ist nun, ob und wann sich die eingeleitete Chlorreduktion als nachhaltige Erholung der Ozonschicht zeigt. In der oberen Stratosphäre wurde das Ozon in den letzten Jahren besonders stark durch Chlorradikale zerstört. Im Gegesatz zur unteren Stratosphäre ist dort der Einfluss anderer ozonmodulierender Prozesse besser überschaubar, wodurch sich erste Signale einer chlorbedingten Erholung einfacher nachweisen lassen müssten. Erschwert wird dieser Nachweis aber dadurch, dass für die obere Stratosphäre keine so langen Messreihen existieren wie für die untere Atmosphäre. Umso mehr Aufsehen rief deswegen im Sommer 2003 die Meldung hervor, dass amerikanische Wissenschaftler bereits erste Anzeichen für eine Erholung der Ozonschicht in der oberen Stratosphäre entdeckt hätten (S. 1, Süddeutsche Zeitung vom 1. August 2003).
http://vortex.nsstc.uah.edu/atmchem/recent_events/upperstrat 03_recovery.html).

Auch der DWD misst am Hohenpeißenberg regelmäßig das Ozon in der oberen Stratosphäre mit einem Laser-Radar-Gerät (LIDAR). Wie Abbildung 1 zeigt, bestätigen die Messungen des Hohenpeißenberger LIDARs die Daten der amerikanischen

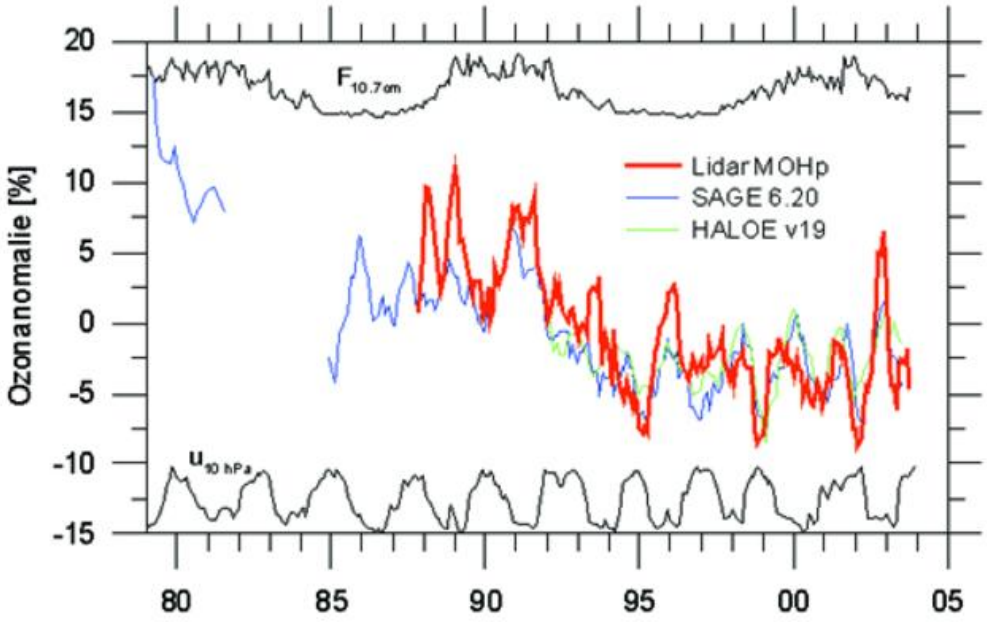


Abb. 1 Relative Abweichung des Ozongehalts zwischen 35 und 45 km Höhe vom vieljährigen Mittelwert, gemessen mit dem Lidar am Hohenpeißenberg (rot), bzw. mit SAGE und HALOE (blau und grün) zwischen 30°N und 50°N (M. Newchurch, pers Mttlg, 2003). Oben ist der solare Strahlungsfluss bei 10.7 cm angegeben, als Maß für den 11-jährigen Zyklus der Sonnenaktivität, unten der zonale Wind in 10 hPa über Singapur, als Maß für die Quasi-Biennale-Oszillation (QBO, B. Naujokat, pers. Mttlg., 2003). Alle Ozondaten sind über 5 Monate gleitend gemittelt.

SAGE and HALOE Satelliteninstrumente klar und eindrucksvoll. Alle drei unabhängigen Instrumente zeigten in den letzten Jahren kein Fortschreiten der bis etwa 1995 beobachteten starken Ozonabnahme sondern eine Stagnation. Die amerikanischen Wissenschaftler werten dies als Anzeichen einer beginnenden Erholung der Ozonschicht. Ein Blick auf Abbildung 1 zeigt neben dem für den Ozontrend weniger bedeutsamen Einfluss der QBO, dass die beobachtete Stagnation auch auf das vergangene Maximum der Sonnenaktivität zurückgeführt werden kann. Eigene intensive Untersuchungen erbrachten, dass der Einfluss der variablen Sonnenaktivität auf den Ozonverlauf wegen der verhältnismäßig kurzen Messreihen bisher nur sehr unsicher quantifiziert werden kann, weshalb wir die Ergebnisse der amerikanischen Gruppe bezweifeln (Steinbrecht, Claude und Winkler, 2004). Demnach ist mit verlässlicheren Anzeichen für eine Erholung der Ozonschicht in der oberen Stratosphäre nicht vor Ende des beginnenden Sonnenminimums, also nicht vor dem Jahr 2008, zu rechnen.

Mit 325 Dobson Einheiten (DU) lag 2003 die mittlere Ozonschichtdicke über Süddeutschland (Hohenpeißenberg) nur wenig unter dem vieljährigen Mittel von 328 DU und damit wieder etwas höher als im Vorjahr (Abbildung 2a). Für ein Jahr mit recht aktiver Sonne und zusätzlicher Ostwindphase der QBO in 30 hPa, die jeweils zwischen 2 und 7 % erhöhte Ozonwerte nach sich ziehen, ist dieses Jahresmittel im Vergleich zu früheren Jahren mit ähnlichen Phasen nicht hoch. Zwar ist scheinbar seit Anfang der 90er Jahre eine Erholung der Ozonschicht zu beobachten, unter Berücksichtigung dieser natürlichen Oszillationen und der Ausklammerung besonders niedriger Ozonwerte der Jahre 92/93 nach dem Pinatubo-Vulkanausbruch kann keineswegs schon von einer Erholung gesprochen werden.

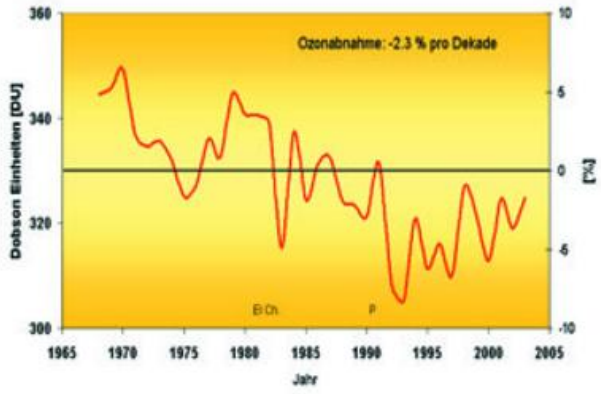


Abb. 2a Zeitreihe der Jahresmittelwerte des Gesamtozons (Ozonschichtdicke) seit 1968.

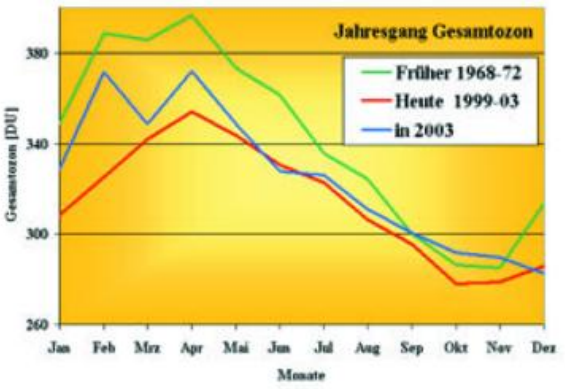


Abb. 2b Jahresgang der Monatsmittelwerte des Gesamtozons im Jahr 2003 mit Vergleichszeiträumen.

Betrachtet man in Abbildung 2b die Monate Juni bis August in diesem besonders heißen Sommer 2003 (viele Hochdrucklagen mit hoher Tropopause), relativiert sich die auf Jahremitteln basierende Aussage. Alle drei Monate bewegten sich im Bereich der sogenannten heutigen Erwartungswerte (aus dem Langzeit-Trend berechnete Monats-Sollwerte für 2003), während die restlichen Monate (bis auf Dezember) deutlich darüber lagen. Bei ungünstigerer Phasenlage von QBO und solarem Zyklus wären die Sommerwerte 2003 einige Prozentpunkte tiefer gelegen. Für die UV-Belastung im Sommer 2003 bedeutete dies aber auch so immer wieder sehr hohe Werte. Falls strahlungsreiche und in der unteren Stratosphäre ozonarme Sommer wie 2003 oder

2000 häufiger werden, können extreme UV-Belastungen zu einem ernsthaften gesundheitlichen Problem werden.

Eine Aufschlüsselung der Verläufe von Temperatur und Ozon im Jahr 2003 für die verschiedenen Höhenbereiche ist in Abbildung 3 anhand der Abweichung der Monatsmittel vom vieljährigen Mittel gezeigt. Bei der Temperaturverteilung der Troposphäre (0 bis 10 km) fällt auf, dass fast alle Monate des Jahres 2003, besonders aber der Juni und der August, deutlich zu warm waren. Lediglich Januar und Oktober 2003 fielen zu kalt aus. Der Jahrhundertsommer 2003 fand, wie nicht anders zu erwarten, nicht nur am Boden, sondern auch in der freien Troposphäre statt. Wie üblich, zeigten sich in der unteren Stratosphäre (10 bis 30 km) die gegenläufigen Temperaturabweichungen. Dort war es in fast allen Monaten des Jahres 2003 zu kalt. Nur im Januar/Februar und Oktober/November war die untere Stratosphäre etwas wärmer. In der unteren Stratosphäre sind Ozon und Temperatur eng miteinander gekoppelt und an das troposphärische Wettergeschehen geknüpft. Dementsprechend lagen im Jahr 2003 auch die Ozonwerte der unteren Stratosphäre in den meisten Monaten unter den vieljährigen Mittelwerten, vor allem im Bereich der Tropopause. Die dazu gehörenden niedrigen Gesamtozonwerte wurden bereits in Abbildung 2b gezeigt.

Oberhalb von 30 km bewegten sich die Ozon- und Temperaturwerte im Jahr 2003 häufig im Bereich der Langzeit-Mittel oder darüber, was auf die Ostphase der QBO in der ersten Jahreshälfte (in 10 hPa) und das ausklingende Maximum der Sonnenaktivität zurückzuführen ist. Die starken winterlichen Ozon- und Temperaturschwankungen oberhalb von 30 km hängen mit Ausprägung und Lage des winterlichen Polarwirbels zusammen. Bis Dezember 2002 war der Wirbel stark ausgeprägt, wurde aber dann durch Stratosphärenerwärmungen im Januar und März 2003 nachhaltig gestört. Diese Wärmeschübe sind deutlich in den Temperaturanomalien über Hohenpeißenberg zu erkennen. Auch im Dezember 2003 ist in Abbildung 3 eine Stratosphärenerwärmung deutlich erkennbar, die den Polarwirbel des Winters 2003/2004 schon früh gestört hat. Diese Stratosphärenerwärmungen gehen einher mit dem Abwärtstransport ozonarmer Luft, ebenfalls gut sichtbar an den niedrigen Ozonwerten oberhalb von 30 - 35 km in Abb. 3. Interessanterweise ergibt sich so im Winter und Frühjahr in der oberen Stratosphäre wahrscheinlich aufgrund von Transportvorgängen eine negative Korrelation zwischen Ozon- und Temperatur, während im Sommer

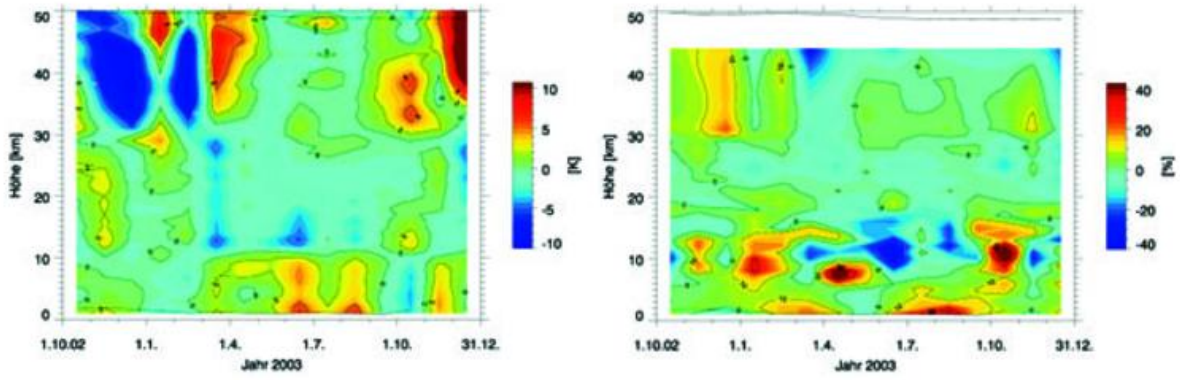


Abb. 3 Abweichung der Monatsmittelwerte von Temperatur (links) und Ozon (rechts) über Hohenpeißenberg vom vieljährigen Mittel. Unterhalb von 30 km Höhe sind Ergebnisse der Ozonsondierungen dargestellt, oberhalb Ergebnisse der Lidarmessungen.

Ozon und Temperatur in der oberen Stratosphäre wegen der Strahlungsheizung positiv korreliert sind.

Das Ozonloch über der Antarktis war im Jahr 2003 wieder intensiv und ausgedehnt (Abb. 4). Die im vorangegangenen Jahr beobachtete Teilung des antarktischen Wirbels und damit des Ozonloches, war ein Extremereignis und wiederholte sich erwartungsgemäß nicht (s. z.B. Claude et al, 2003). Die flächenmäßig bisher größte Ausdehnung des Ozonloches wurde im Jahr 2000 beobachtet. Im Jahr 2001 dauerte es ungewöhnlich lange bis sich das Ozonloch wieder schloss. Der in 2003 beobachtete Verlauf entspricht in etwa dem von 2000. Damit macht sich beim antarktischen Ozonloch die Chlorreduktion bisher noch nicht bemerkbar.

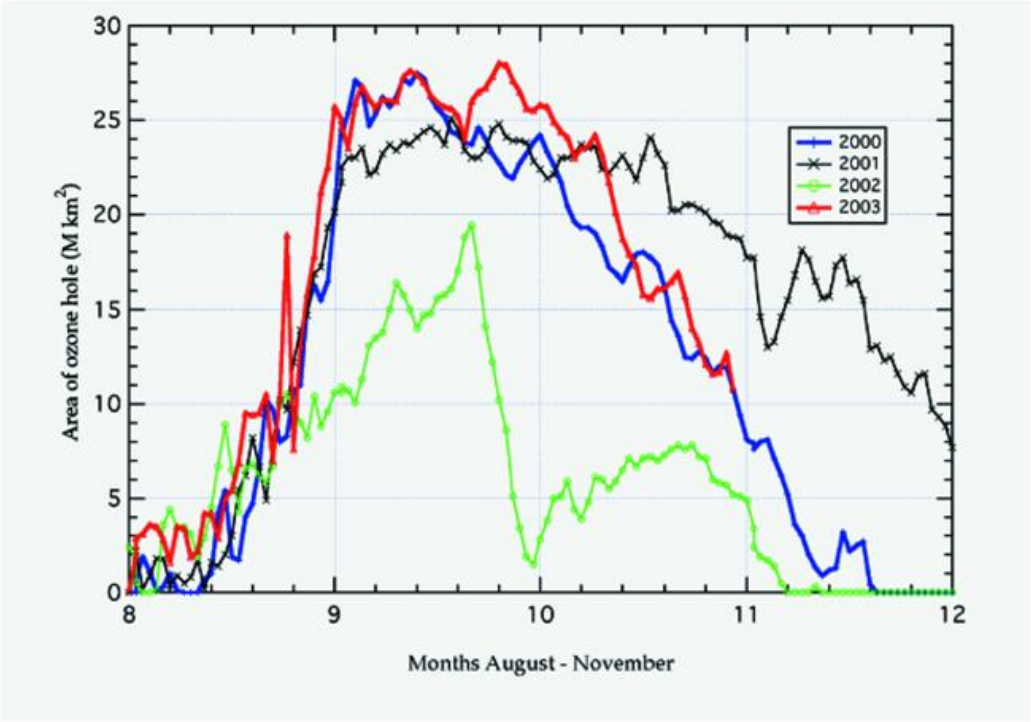


Abb. 4 Verlauf der flächenmäßigen Ausdehnung des antarktischen Ozonloches innerhalb der letzten 4 Jahre über die Monate August bis November (Quelle WMO/AREP).

Literatur

Claude, H., Steinbrecht, W.; Köhler, U., Haßler, B. Entwicklung der Ozonschicht, in: Klimastatusbericht 2002, 105-109, Deutscher Wetterdienst, 2003.

Steinbrecht, W.; Claude, H.; Winkler, P. (2004) Enhanced upper stratospheric ozone: Sign of recovery or solar cycle effect? J. Geophys. Res., Vol. 109, No. D2, D02308

Objektive Wetterlagenklassen

P. Bissolli, E. Dittmann

Beschreibung der objektiven Wetterlagenklassifikation

Die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD beruht auf numerischen Kriterien, die auf jede meteorologische Situation über Mitteleuropa angewendet werden können. Die Klassifizierung wird einmal täglich um 12 UTC durchgeführt und das Ergebnis als die Wetterlage betrachtet, die für den ganzen Tag gültig ist. Das räumliche Klassifizierungsgebiet überdeckt Deutschland und benachbarte Regionen. Die Datengrundlage liefert das operationelle Wetteranalyse- und Vorhersagesystem des DWD. Bis 21.11.1999 wurde das Europa-Modell (EM) des DWD zugrunde gelegt, seit 22.11.1999 das neue operationelle erweiterte Globalmodell (GME), das über eine vergleichbare räumliche Auflösung wie das EM verfügt; die Modellgitterpunkte sind lediglich anders strukturiert. Ein merklicher Datensprung aufgrund des Modellwechsels wurde bisher nicht festgestellt.

Kriterien für die Einteilung der Wetterlagenklassen sind die Zirkulationsformen der Atmosphäre (Zyklonalität) in 950 und 500 hPa, die großräumige Anströmrichtung in 700 hPa und der Feuchtegehalt der Troposphäre. Dadurch ergeben sich 40 verschiedene Wetterlagenklassen. Die Methode ist jederzeit nachvollziehbar mit dem gleichen Ergebnis. Es gibt keine unbestimmten Fälle. Aus diesen Gründen wird der Anspruch auf die Bezeichnung „Objektive Wetterlagenklassifikation“ abgeleitet. Das Verfahren wird seit dem 01.07.1979 angewendet, so dass inzwischen eine über 20jährige Zeitreihe täglicher Wetterlagenklassen vorliegt.

Die Klasseneinteilung erfolgt nach folgendem Schema:

Jede Wetterlagenklasse wird mit einer fünfstelligen Buchstabenkennung abgekürzt, und zwar in folgender Anordnung:

aa z_{950} z_{500} f mit:

aa =:	**Anströmrichtung:**	**XX = keine vorherrschende Richtung, NO = Nordost, SO = Südost, SW = Südwest, NW = Nordwest;**
z_{950} z_{500} =:	**Zyklonalität in 950 bzw. 500 hPa:**	**Z = zyklonal, A = antizyklonal;**
f =:	**Feuchte**	**F = feucht, T = trocken.**

Beispiel:
NOAZT = Nordost, antizyklonal in 950 hPa, zyklonal in 500 hPa, trocken.

Häufigkeit der Wetterlagenklassen 2003

Die häufigsten Wetterlagen im Jahr 2003 waren (gerundete %-Angaben):

SWZAF:	10%,	NOAAT:	8%,
SWAAF,NWAAT,NWAAF:	je 9%,	XXAAT,NWAZT:	je 6%.

Alle übrigen Wetterlagenklassen erreichten jeweils weniger als 5% aller Fälle.

Die häufigste Lage 2003 (SWZAF) war eine Südwestlage mit zyklonalen Bedingungen in Bodennähe, aber antizyklonal in der Höhe und einer relativ feuchten Luftmasse. Sie trat besonders oft im Mai und im November auf. Bei dieser Lage liegt häufig ein Tief im Westen und ein Hoch im Osten Europas. Dazwischen strömen feuchtwarme Luftmassen aus Südwesten nach Deutschland, die aber vor allem im Osten Deutschlands unter Hochdruckeinfluss gelangen. So war es in beiden Monaten in Deutschland relativ warm und besonders im Osten wurde wenig Niederschlag gemessen.

Die übrigen Lagen, die 2003 relativ häufig vorkamen, waren fast alle hochreichend antizyklonal (XXAAT, NOAAT, NWAAT, SWAAF, NWAAF). Diese Lagen traten besonders oft in den Monaten März, Juni und August auf. Alle drei Monate waren relativ warm bei sehr wenig Niederschlag. Diese Hochdrucklagen trugen maßgeblich zu dieser Witterung bei, besonders zum extrem heißen Sommer dieses Jahres. Besonders außergewöhnlich ist aber vor allem der hohe Anteil der Nordostlage NOAAT, die insbesondere zu einem sehr trockenen März geführt hatte.

Einen viel niedrigeren Anteil als sonst hatte dagegen NWAZT.

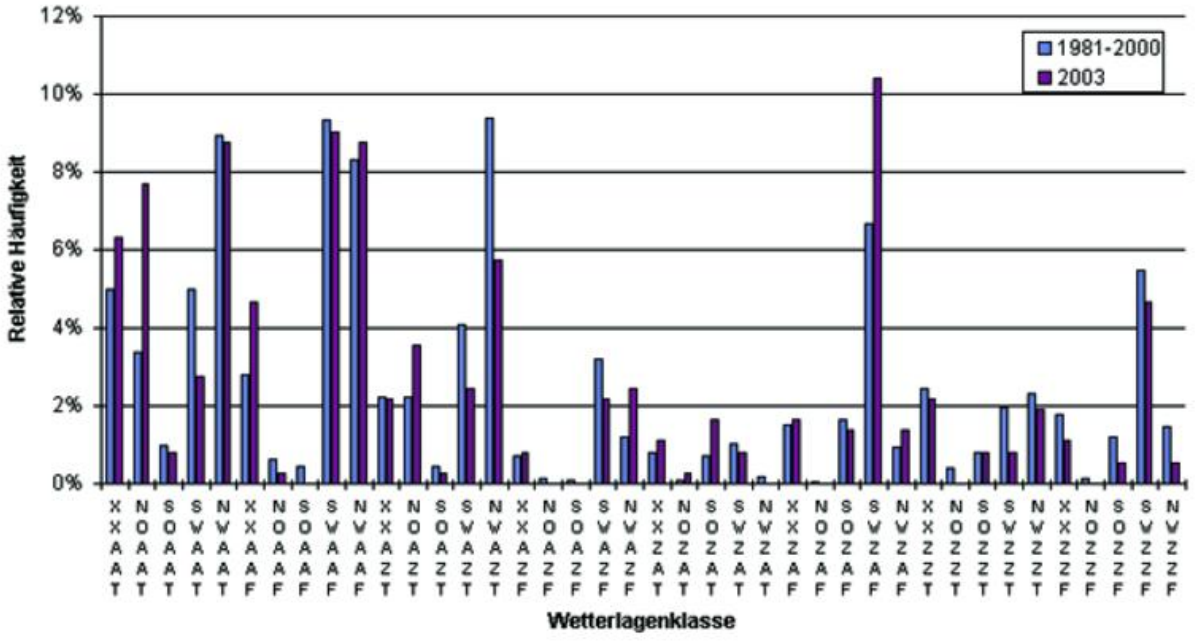


Abb. 1 Relative Häufigkeitsverteilung der objektiven Wetterlagenklassen 2003 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

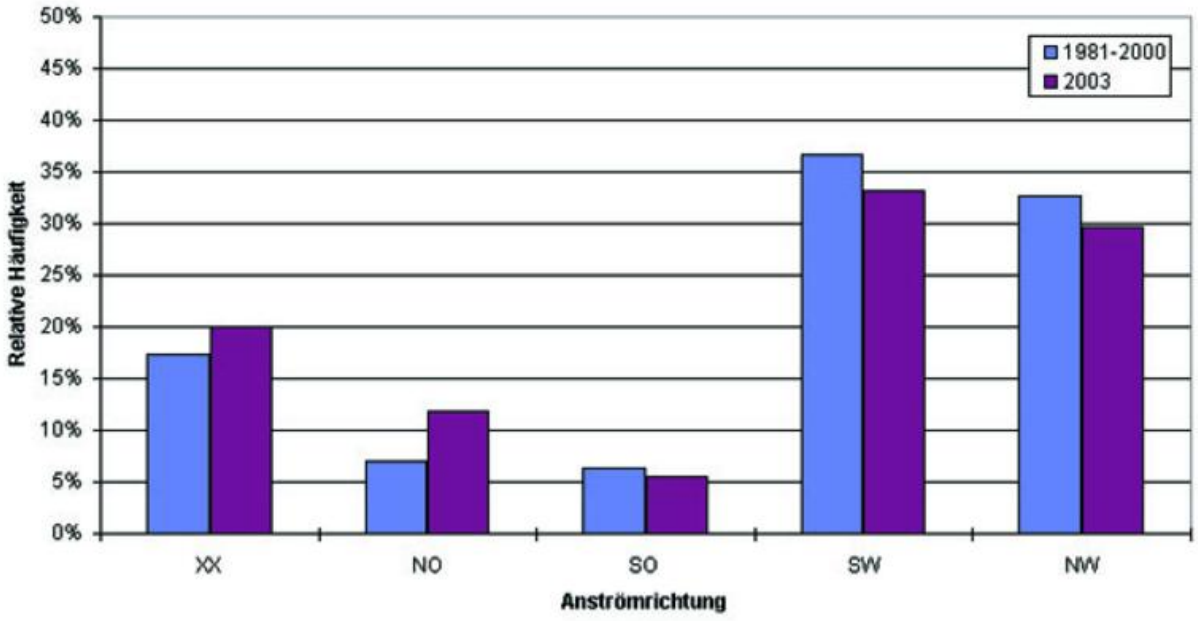


Abb. 2 Relative Häufigkeitsverteilung der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2003 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

Häufigkeit von Wetterlagengruppen 2003

Um eine stabilere Häufigkeitsstatistik zu erhalten, aber auch um Teilaspekte zu betrachten, bietet sich eine Zusammenfassung einzelner Wetterlagen zu Wetterlagengruppen (Typen) an, entsprechend den drei Kriterien der Klassifikation (Anströmrichtung, Zyklonalität in Bodennähe und in der Höhe, Feuchte).

- Anströmrichtung

Bei den Häufigkeiten der Anströmrichtung (Abb. 2) lagen auch 2003 die Südwestlagen an der Spitze, jedoch war ihr Anteil diesmal deutlich geringer als in den vergangenen Jahren und auch niedriger als im vieljährigen Mittel, nämlich nur 33%. Auch die Nordwestlagen erreichten mit 30% nicht das vieljährige Mittel. Bemerkenswert ist dagegen der relativ hohe Anteil an Nordostlagen mit 12%. Wie im Vorjahr hatten auch diesmal 20% der beobachteten Lagen keine vorherrschende Anströmrichtung (XX), dies sind teils Übergangslagen, zum Teil aber auch Lagen, bei denen sich ein Hoch oder ein Tief direkt über Deutschland befand.

- Zyklonalität und Feuchte

Die Zyklonalität (Abb. 3) war in Bodennähe (950 hPa) nicht außergewöhnlich: 69% antizyklonale und 31% zyklonale Fälle entsprechen etwa dem vieljährigen Mittel. Dagegen sind in der Höhe (500 hPa) in 2003 deutlich mehr antizyklonale Lagen aufgetreten als sonst üblich, nämlich 68%. Die Feuchteklassen (ebenfalls Abb. 3) waren diesmal praktisch gleichverteilt.

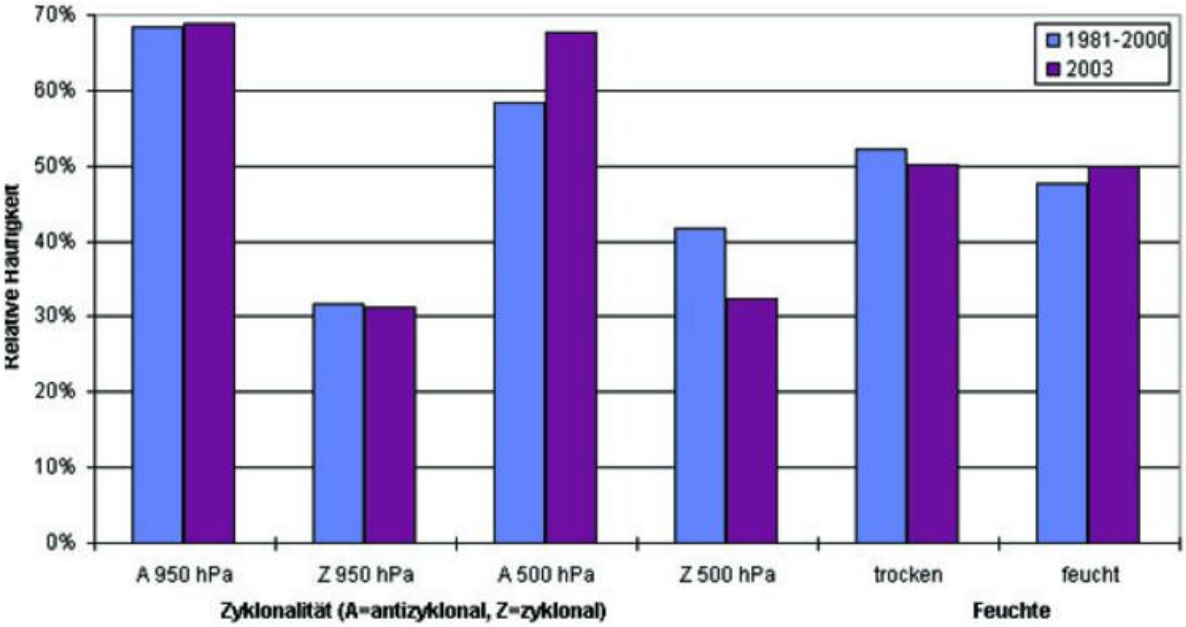


Abb. 3 Relative Häufigkeitsverteilung der Zyklonalitäts- und Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2003 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

Jahresverlauf der Wetterlagen und Zusammenhang mit Temperatur/Niederschlag

Die Wetterlagenklassen zeigen Unterschiede in ihrer Häufigkeit im Jahresverlauf und wirken sich auch entsprechend der Jahreszeit auf Temperatur und Niederschlag in Deutschland aus. Im Folgenden wird daher der Jahresgang der Wetterlagen-Gruppenhäufigkeiten den Temperatur- und Niederschlagsanomalien des Jahres 2003 gegenübergestellt (Tab. 1).

Tab. 1 Monatliche Häufigkeiten (in Tagen) für die Anströmrichtungen (XX, NO, SO, SW, NW), die Zyklonalität (A=antizyklonal, Z=zyklonal) in 950 und 500 hPa und die Feuchteklassen (feucht und trocken). Zum Vergleich die Deutschlandflächenmittel-Anomalien der Monatsmitteltemperatur (warm/kalt) und der monatlichen Niederschlagssumme (trocken/nass) als qualitative Abweichungen vom Klimamittel (hier 1961-1990).

WLK/Monat	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
XX	6	5	7	7	5	4	5	3	7	7	7	10	73
NO	6	8	10	6	0	0	1	2	3	5	1	1	43
SO	0	9	0	5	0	0	0	0	1	0	3	2	20
SW	6	1	4	8	22	16	13	9	11	8	15	8	121
NW	13	5	10	4	4	10	12	17	8	11	4	10	108
A 950 hPa	21	17	25	19	23	20	25	25	20	20	14	22	251
Z 950 hPa	10	11	6	11	8	10	6	6	10	11	16	9	114
A 500 hPa	18	17	24	18	23	25	16	26	19	17	21	23	247
Z 500 hPa	13	11	7	12	8	5	15	5	11	14	9	8	118
trocken	17	25	16	21	8	5	12	10	23	24	7	15	183
feucht	14	3	15	9	23	25	19	21	7	7	23	16	182
Temperatur	warm	kalt	warm	warm	warm	warm	warm	warm	warm	kalt	warm	warm	warm
Niederschl.	nass	trock.	trock.	trock.	trock.	trock.	trock.	trock.	trock.	nass	trock.	trock.	trock.

- Anströmrichtung

Südwestlagen traten besonders häufig vor allem im Mai, aber auch in den Monaten Juni, Juli und November auf. Die Advektion warmer Luftmassen von Südwesten nach Mitteleuropa war also vor allem im Spätfrühling und im Frühsommer, also vor Einsetzen der extremen Sommertemperaturen wirksam. Im November brachten die Südwestlagen eine extreme Milderung in Deutschland.

Nordwestlagen gab es relativ häufig im Januar, der sehr mild und feucht war, im späteren Sommer und auch im Oktober, als vielfach schon deutliche Wintereinbrüche beobachtet wurden.

Nordostlagen waren vor allem in den ersten Monaten des Jahres anzutreffen, besonders im Februar und im März. Die für diese Jahreszeit typische Meridionalisierung der Zirkulation war also 2003 besonders ausgeprägt, der Februar wurde unter dem Einfluss kontinentaler Luft relativ kalt, aber trocken.

Südostlagen hatten ihren Höhepunkt ebenfalls im Februar und wirkten sich ähnlich wie die Nordostlagen aus.

- Zyklonalität

Eine Häufung von hochreichend antizyklonalen Lagen gab es in den Monaten März, Mai, August und Dezember. Der Juli war nur in Bodennähe ausgeprägt antizyklonal, der Juni nur in 500 hPa. Auch wenn der ganze Sommer überwiegend von der Antizyklonalität stark beeinflusst und über weite Teile sehr warm und trocken war, so gab es offenbar doch im Verlauf des Sommers deutliche Zirkulationsverschiebungen.

Der November hatte in Bodennähe als einziger Monat mehr zyklonale als antizyklonale Lagen, doch war hier in 500 hPa die Antizyklonalität dominant, so dass auch dieser Monat niederschlagsarm war. Die relativ nassen Monate Januar und Oktober hatten in beiden Niveaus relativ viele zyklonale Lagen.

- Feuchte

Auch wenn es insgesamt im Jahr 2003 etwa gleich viele trockene und feuchte Lagen gab, so verteilten sich diese sehr ungleich über das Jahr. Die meisten trockenen Lagen gab es in den relativ kalten Monaten Februar und Oktober, doch auch im April und im September waren häufig relativ trockene Luftmassen anzutreffen.

Die meisten feuchten Lagen hatten die Monate Mai, Juni und November. In diesen Monaten waren auch die Südwestlagen relativ zahlreich, so dass von einer häufigen Advektion feuchter Luftmassen von Südwesten her auszugehen ist. Auch im August gab es relativ viele feuchte Lagen. In diesem Monat traten die extremen Temperaturen auf, die Luft konnte relativ viel Feuchtigkeit aufnehmen.

Langzeittrends 1980-2003

Bei der Anströmrichtung zeigen langfristig die Südwestlagen immer noch eine zunehmende Tendenz, jedoch nahm seit ihrem Spitzenwert im Jahr 2000 ihre Anzahl ständig weiter ab (Abb. 4). Die Nordwestlagen weisen auch längerfristig eine abnehmen.de Tendenz auf.

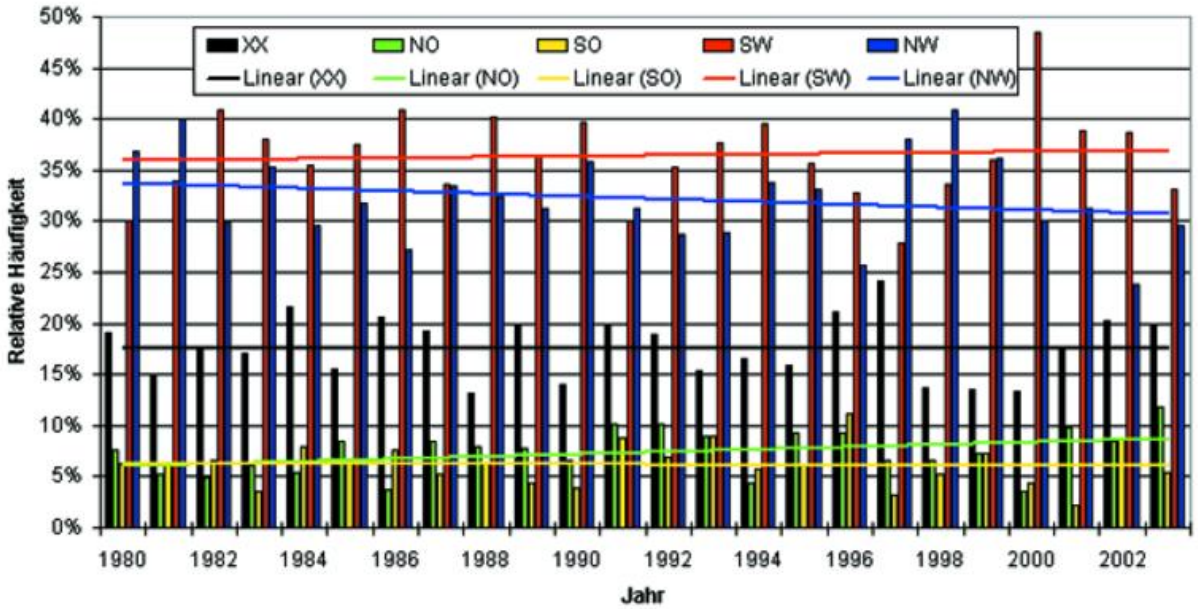


Abb. 4 Langzeittrends der Häufigkeit der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2003

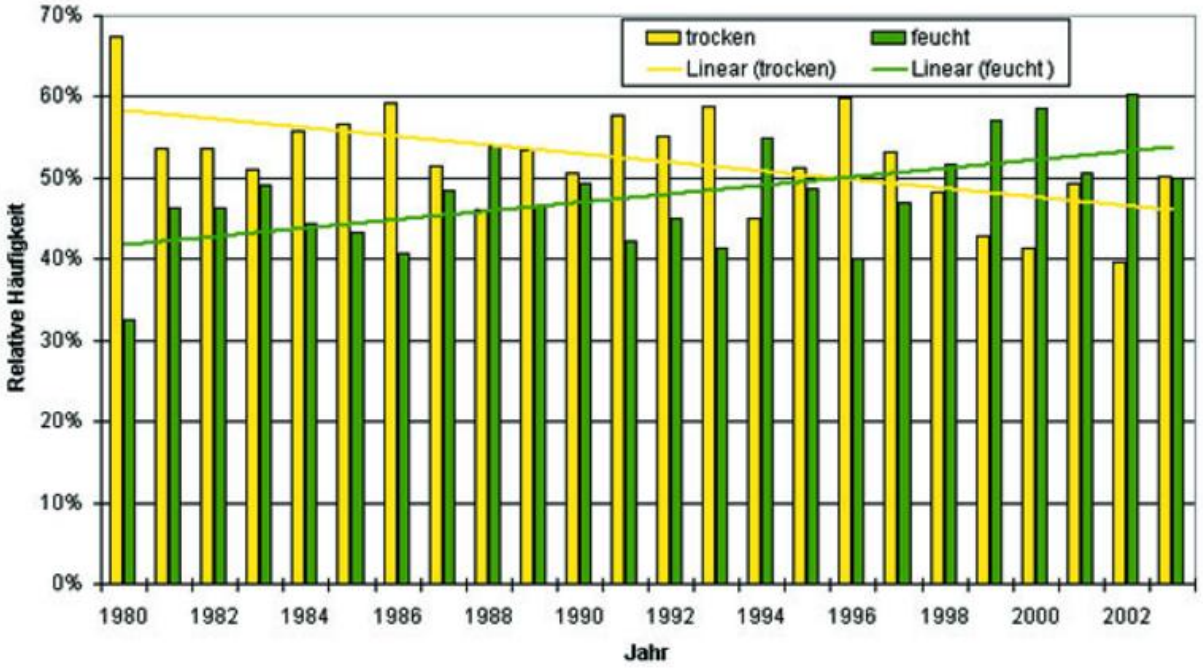


Abb. 5 Langzeittrends der Häufigkeit der Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2003.

Dagegen nehmen die Nordostlagen offenbar weiter zu. 2003 wurde der höchste Anteil der Nordostlagen seit 1980 festgestellt.

Bei den Feuchteklassen (Abb. 5) ist langfristig eine Zunahme der feuchten Lagen zu sehen. In den Jahren 1998-2002 gab es immer zum Teil deutlich mehr feuchte als trockene Lagen, dies war 2003 jedoch nicht mehr der Fall.

Bei der Zyklonalität zeigt sich in 500 hPa eine leichte Zunahme der antizyklonalen Lagen, in 950 hPa nehmen dagegen die zyklonalen Lagen leicht zu (Abb. 6 und 7).

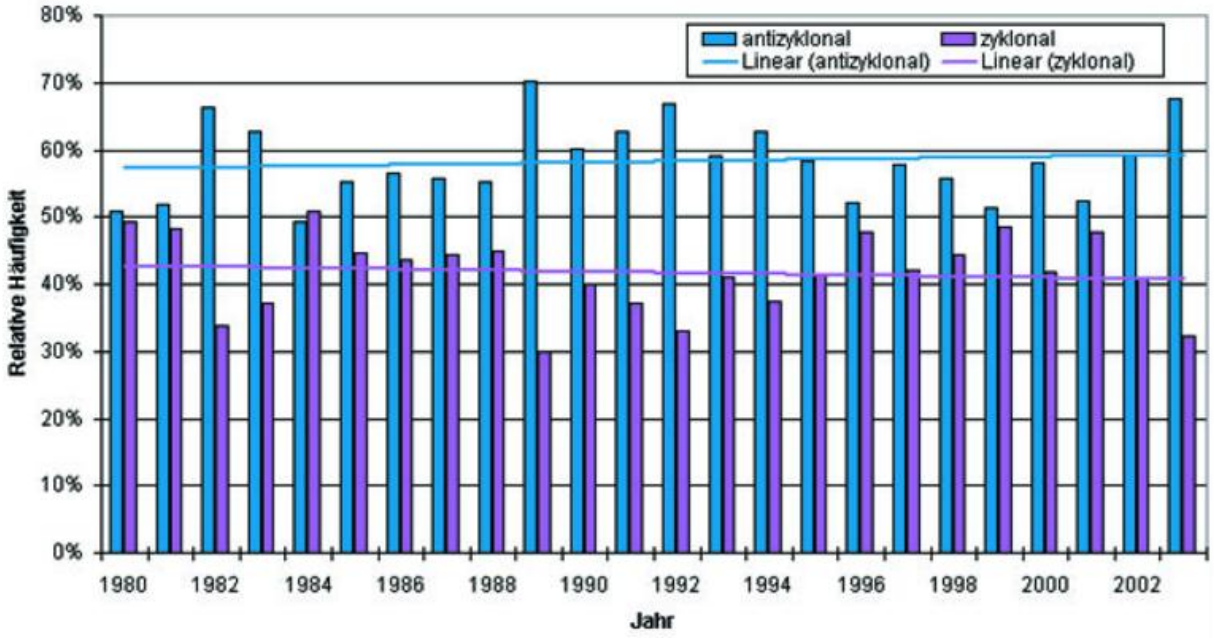


Abb. 6 Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 500 hPa der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2003.

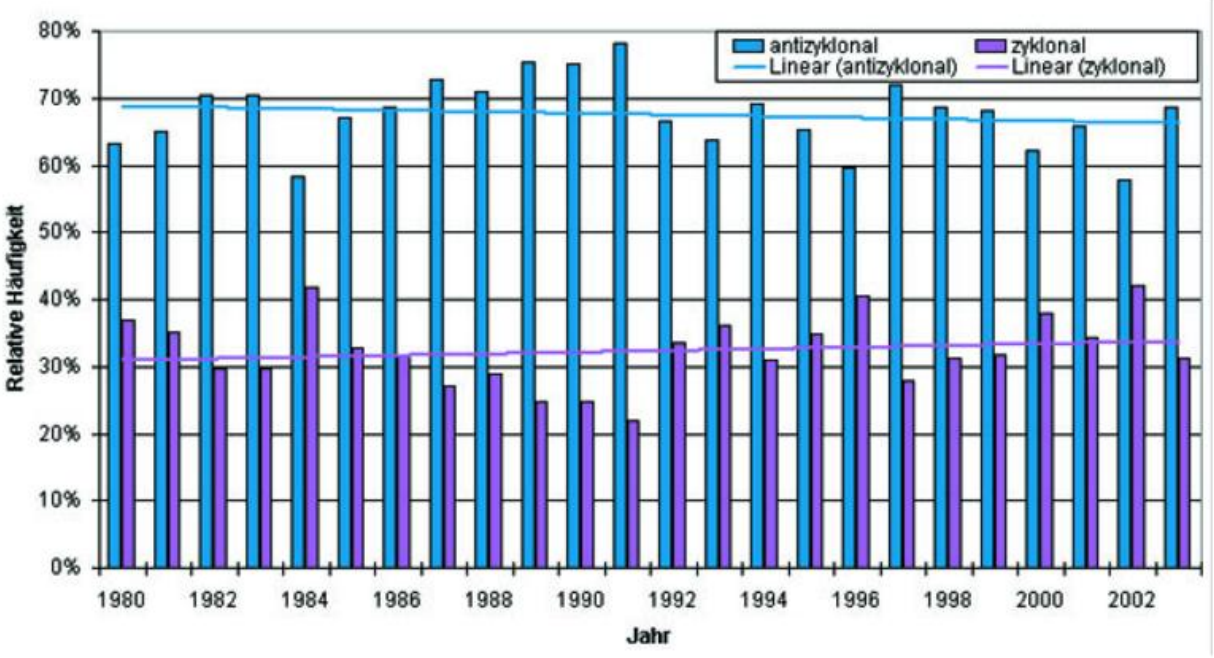


Abb. 7 Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 950 hPa der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2003.

Der 2003 beobachtete Anteil an antizyklonalen Lagen in 500 hPa wurde jedoch schon seitüber 10 Jahren nicht mehr erreicht und kann daher als außergewöhnlich bezeichnet werden.

Weitere Details zur objektiven Wetterlagenklassifikation können der DWD-Klimaüberwachungs-Internetseite entnommen werden:
http://www.dwd.de/de/FundE/Klima/KLIS/prod/monitoring/wlk_index.htm

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre

H. Nitsche

Den folgenden Ausführungen liegen die Radiosondenmessungen und Windpilotierungen an den Stationen des gemeinsamen Meßnetzes des Deutschen Wetterdienstes und des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr zugrunde, die als TEMP-bzw. PILOT-Meldungen über GTS empfangen wurden.

Zirkulation und Höhenwind

Mittlere monatliche Windvektoren

In den Abbildungen 1 bis 4 sind für Schleswig und Stuttgart (jeweils als repräsentative Stationen für Nord- bzw. Süddeutschland) die mittleren monatlichen Windvektoren bzw. ihre gewichteten Abweichungsvektoren vom Referenzzeitraum als Vertikal-/Zeitschnitte für das Jahr 2003 dargestellt. Durch die Wichtung werden Abweichungen geringer gewertet, wenn der Wind im mittleren Monatsmittel des Referenzzeitraums unbeständig ist.

Der Überschuß an Nordostlagen in den ersten Monaten des Jahres und besonders im Februar und März ist an beiden Stationen und in der gesamten Troposphäre zu erkennen. Die Beständigkeit der in diesen Monaten im Mittel typischen Westnordwest Zirkulation ist daher herabgesetzt. Die im Norden schon im April ausgeprägte stratosphärische Ostwindzirkulation wies über Schleswig dagegen eine recht hohe Beständigkeit auf. Umgekehrt zeigt auch die verstärkte westliche bzw. südwestliche Strömung im Mai und auch im Juni in der Troposphäre für Schleswig eine hohe Beständigkeit.

Sommerliche Ostwindperioden

Abbildung 5 zeigt die Folge der sommerlichen Ostwindperioden für drei Druckflächen über Stuttgart von 1979 bis 2003. Der Beginn der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre war 2003 über der GUAN-Station Stuttgart in 10 und 30 hPa den Jahren 1997, 1989 und 1985 vergleichbar.

In Tabelle 1 sind Anfang und Ende der sommerlichen stratosphärischen Ostwindzirkulation für die Druckflächen 20 und 50 hPa für 12 Radiosondenstationen zusammengefasst. Für einige Stationen (Bergen, Idar-Oberstein und Oberschleißheim) wurden die Daten wegen vorhandener Datenlücken manuell nachkorrigiert. Die korrigierten Werte sind mit * gekennzeichnet. So ergibt sich insgesamt ein konsistentes Bild. Eine gewisse Unsicherheit um wenige Tage bleibt aber bestehen. Der Beginn der stratosphärischen Ostwindzirkulation liegt in 20 hPa und in 50 hPa an den nördlichen und östlichen Stationen früher als an den westlichen und südlichen Stationen. Der Unterschied in der Dauer beträgt etwas mehr als 1 Monat in 20 hPa , in 50 hPa ist der Unterschied etwas größer. In 70 hPa wurde nur an der Station Schleswig noch eine sommerliche Ostwindzirkulation von 33 Tagen Dauer gefunden.



Abb. 1 Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Schleswig 2003.

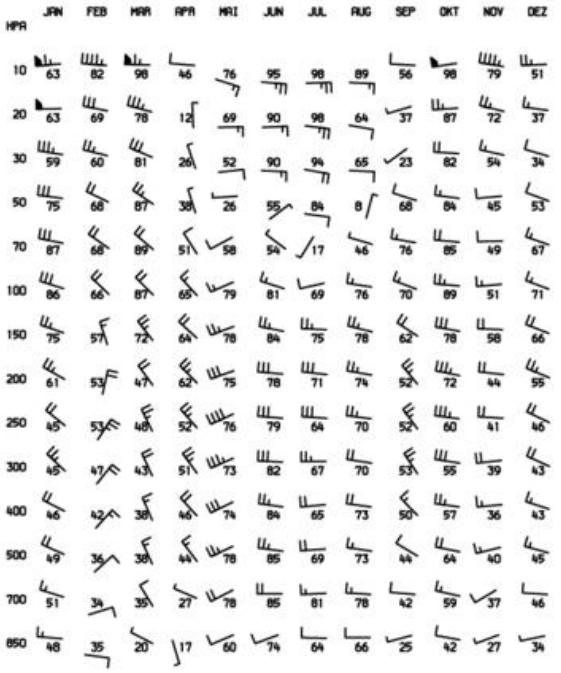


Abb. 2 Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Stuttgart 2003.

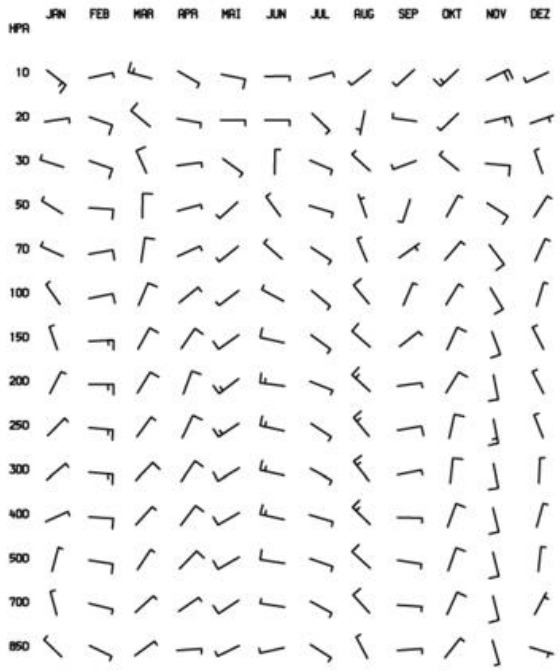


Abb. 3 Abweichungen der monatlichen Windvektoren und Windbeständigkeit vom Referenzzeitraum 1961-1990 Schleswig 2003.

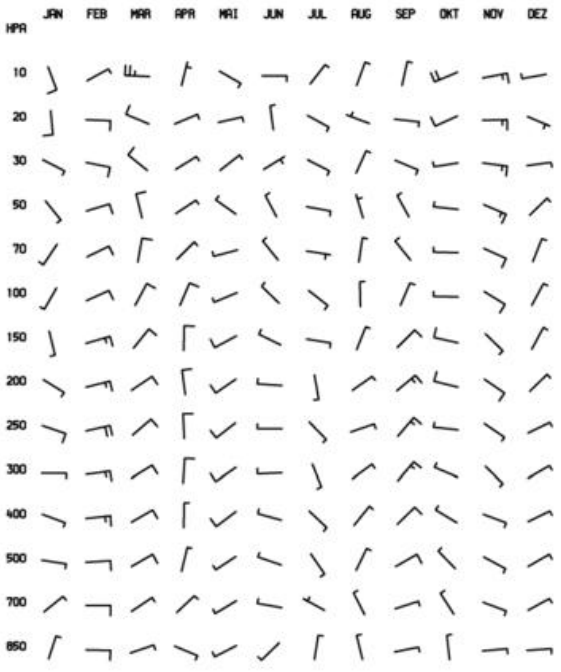


Abb. 4 Abweichungen der monatlichen Windvektoren und Windbeständigkeit vom Referenzzeitraum 1961-1990 Stuttgart 2003.

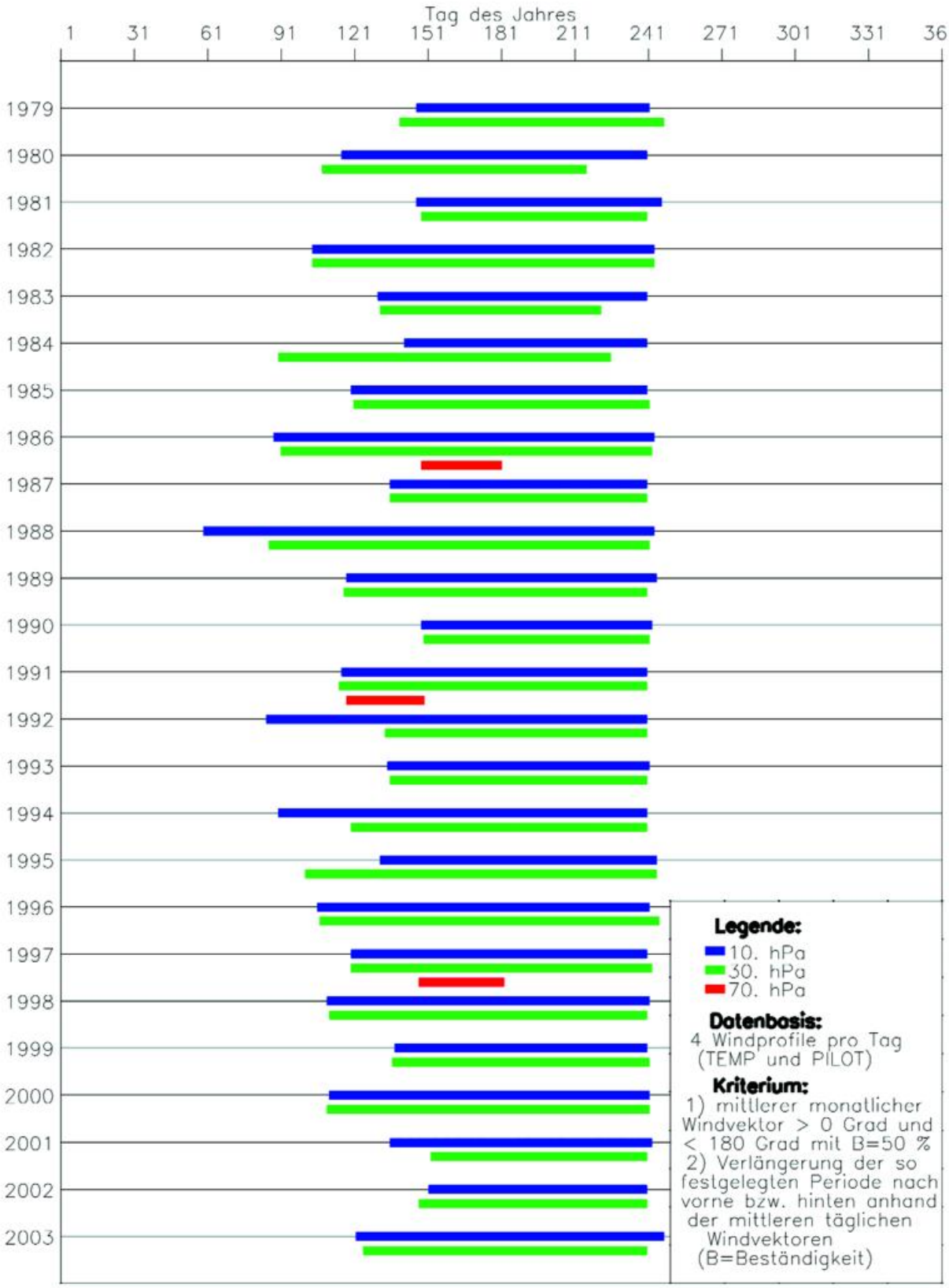


Abb. 5 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre, Stuttgart 1979-2003.

Windmaxima im Winterhalbjahr

Abbildung 6 zeigt die Reihe der Häufigkeiten von Windmaxima von mindestens 40 m/s über Stuttgart (Termine 00 und 12 Uhr UTC) seit dem Winter 1977/1978. Gezählt wurde jeweils das erste Maximum im vertikalen Profil (von unten gerechnet). Im Winter 2002/2003 wurden insgesamt 171 Fälle gezählt, die meisten im Januar (38 Fälle) und im März (33 Fälle) 2003. In 44 % dieser Fälle (76 Fälle) wurden die Windmaxima bei Drucken kleiner 150 hPa beobachtet.

Tab. 1 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre an 12 Radiosondenstationen für das Jahr 2003 (Datenbasis: Monatsmittelwerte und Tagesmittelwerte aus 2-4 Windprofilen pro Tag, manuell korrigierte Werte mit * gekennzeichnet.)

Station	Druckfläche (hPa)	Beginn (Tag)	Ende (Tag)	Dauer (Tage)
SCHLESWIG (WST)	20	83	243	161
	50	91	212	122
GREIFSWALD (WST)	20	83	243	161
	50	91	212	122
EMDEN (WST/AE)	20	83	243	161
	50	91	202	112
BERGEN (BW)	20	103*	238*	135*
	50	91	191	101
LINDENBERG (OBS)	20	84	243	160
	50	91	212	122
ESSEN-BREDENEY (AWST)	20	105*	253*	148*
	50	134*	233*	89*
OPPIN (WST)	20	105*	238*	133*
	50	144*	232*	89*
MEININGEN (WST)	20	121	243	123
	50	140	225	86
IDAR-OBERSTEIN (BW)	20	121	253	133
	50	143	225	83
STUTTGART(SCHNAR.AWST)	20	121	256	136
	50	142	224	83
KUEMMERSBRUCK (BW)	20	121	246	126
	50	140	234*	94*
OBERSCHLEISSHEIM	20	121	256	136
	50	138	226	89

Lufttemperatur

Monatsmittelwerte der Lufttemperatur

Abbildung 6 zeigt die Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2003 gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990 im Mittel über 8 Radiosondenstationen in 500 hPa und 50 hPa für die 4 Jahreszeiten der Jahre seit 1964. Im Frühjahr und Sommer war die Troposphäre wärmer und die Stratosphäre kühler als der Referenzzeitraum 1961-1990. Herbst und Winter zeigen nur geringe negative Abweichungen in der Stratosphäre.

Temperaturminima in der Stratosphäre

2002 traten Temperaturminima von –80 Grad Celsius oder niedriger in der Stratosphäre in 2 Episoden Mitte Januar an allen Stationen und Mitte Dezember an allen Stationen außer Meinigen, Kümmersbrück und Oberschleißheim auf. Die niedrigsten Werte wurden über Schleswig (-86 Grad am 14. Januar, 12 Uhr UTC) und über Emden (-84 Grad am 15. Januar 12 Uhr UTC und 16. Januar 00 Uhr UTC) beobachtet. Die zugehörigen geopotentiellen Höhen lagen für die Januar-Periode zwischen 22,6 km über Schleswig und 26 km über Stuttgart und für die Dezember-Periode zwischen 25,7 km über Emden und 30,1 km über Greifswald. Tabelle 2 gibt eine Zusammenfassung der Werte dieser Episoden.

Tab. 2 Extreme Temperaturminima in der Stratosphäre nach Radiosondenmessungen 2003

Station	Monat	Tag	Termin (UTC)	Temperatur (C°)	Geopotential (gpm)
SCHLESWIG (WST)	Jan	16	0	-82	24461
	Jan	14	12	-86	22649
	Dez	18	0	-81	27650
	Dez	18	12	-84	29843
GREIFSWALD (WST)	Jan	1	0	-80	25899
	Jan	15	12	-82	23298
	Dez	19	0	-82	30082
	Dez	16	12	-82	29149
EMDEN (WST/AE)	Jan	16	0	-84	25360
	Jan	15	12	-84	24559
	Dez	29	0	-83	25690
	Dez	16	12	-83	28429
BERGEN (BW)	Jan	13	12	-81	22872
	Dez	24	0	-81	21556
	Dez	17	12	-81	28135
LINDENBERG (OBS)	Jan	16	0	-83	23850
	Jan	15	12	-82	25200
	Dez	16	0	-80	25938
	Dez	17	12	-81	27944
ESSEN-BREDENEY (AWST)	Jan	15	0	-80	22990
	Jan	15	12	-82	24723
	Dez	15	12	-81	28658
OPPIN (WST)	Jan	16	0	-83	24422
	Jan	15	12	-83	24222
	Dez	16	0	-81	28674
	Dez	16	12	-81	28976
MEININGEN (WST)	Jan	16	0	-83	25976
	Jan	15	12	-82	24882
IDAR-OBERSTEIN (BW)	Dez	15	12	-81	28579
STUTTGART (SCHNAR.AWST)	Jan	16	0	-80	25205
	Jan	15	12	-81	24989
	Dez	15	0	-80	28464
KUEMMERSBRUCK (BW)	Jan	15	12	-81	24159
OBERSCHLEISSHEIM	Jan	16	0	-80	25376
	Jan	14	12	-81	23143

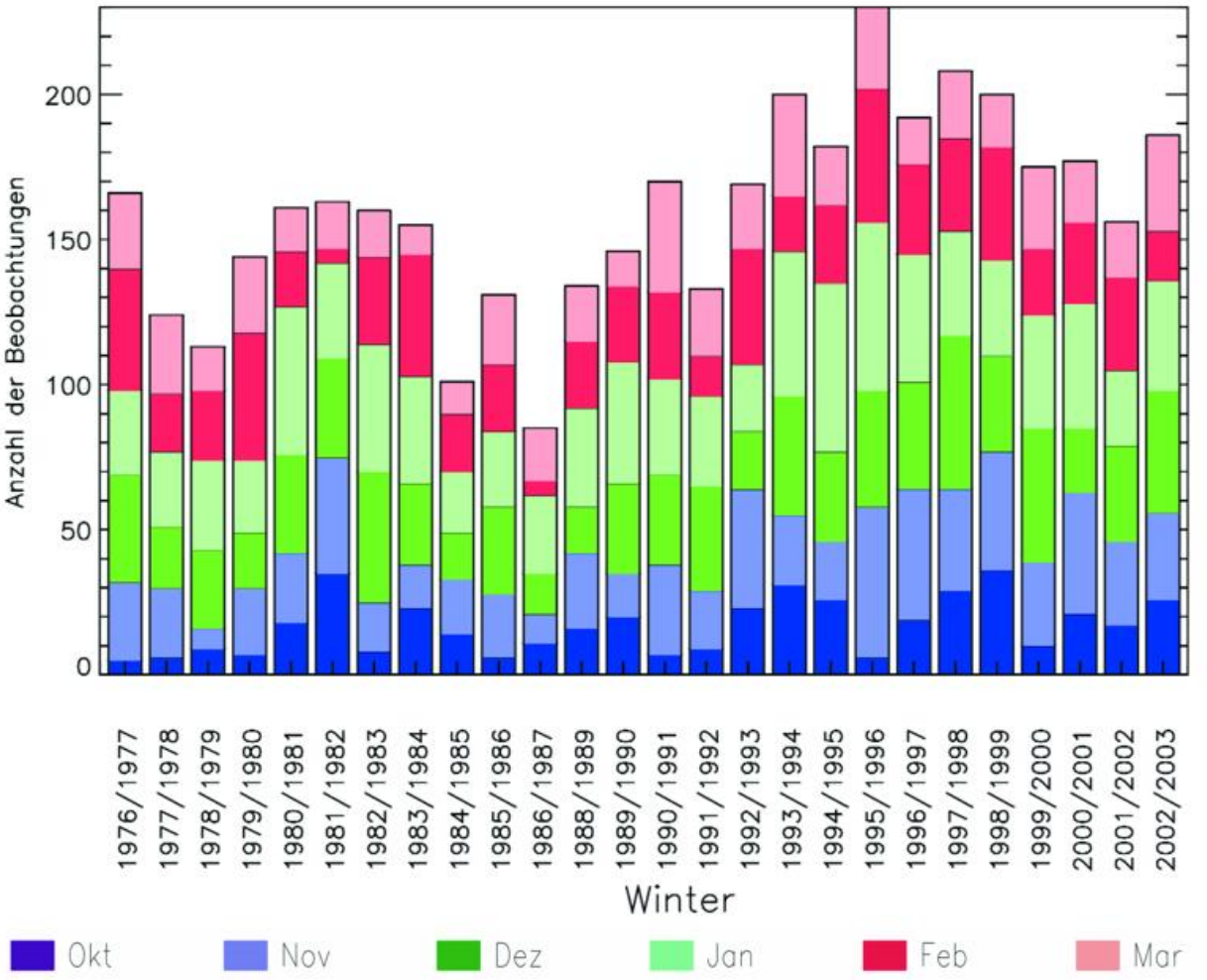


Abb. 6 Anzahl der Beobachtungen mit Windmaxima von mindestens 40 m/s im Winterhalbjahr über Stuttgart (Termine 00 Uhr und 12 Uhr)

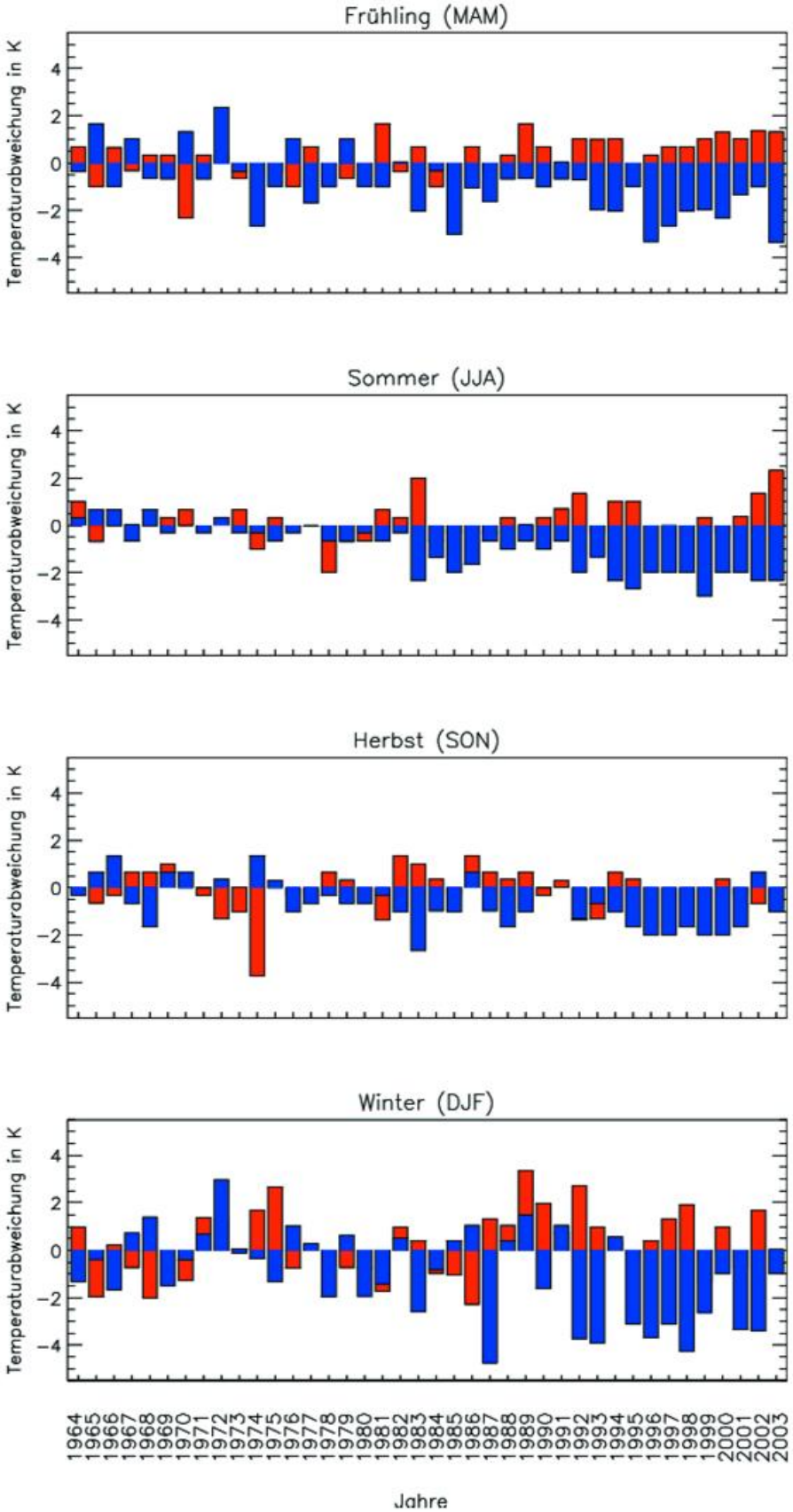


Abb. 7 Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 1964-2003 vom Referenzzeitraum 1961-1990 für Jahreszeiten in 500 hPa (rot) und 50 hPa (blau) (Mittelwerte über 8 Stationen).

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa

B. Rudolf

Auch in den globalen Analysen des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie ist zu erkennen, dass im meteorologischen Jahr (Dez. 2002 bis Nov. 2003) in Europa insgesamt deutlich weniger Niederschlag als normal gefallen ist (Abb. 1a,b). Das Defizit erreichte im Alpenraum 300 mm (auf den Monat bezogen also 25 mm), an den nordwestlichen Küsten sogar noch mehr. Lediglich über Nordwest-Russland, dem südlichen Balkan und Teilen der Iberischen Halbinsel fiel mehr als der durchschnittlich im Zeitraum 1961–1990 erreichte Niederschlag. Über Mitteleuropa lagen die prozentualen Werte zwischen 54% und 106% (Abb. 1c).

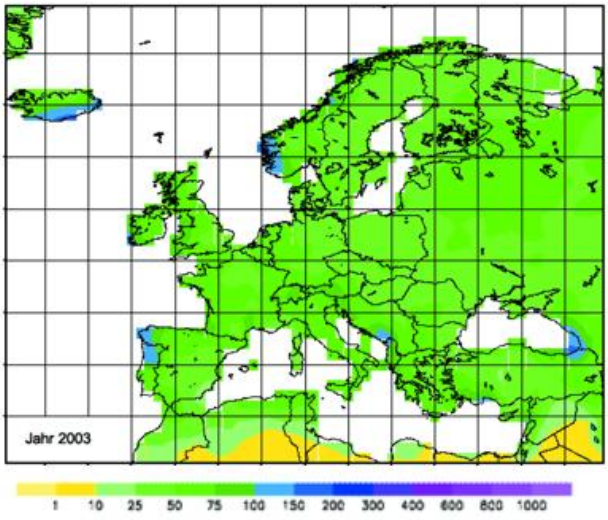


Abb.1a Niederschlagshöhe in mm/Monat, Zeitraum Dez. 2002 bis Nov. 2003

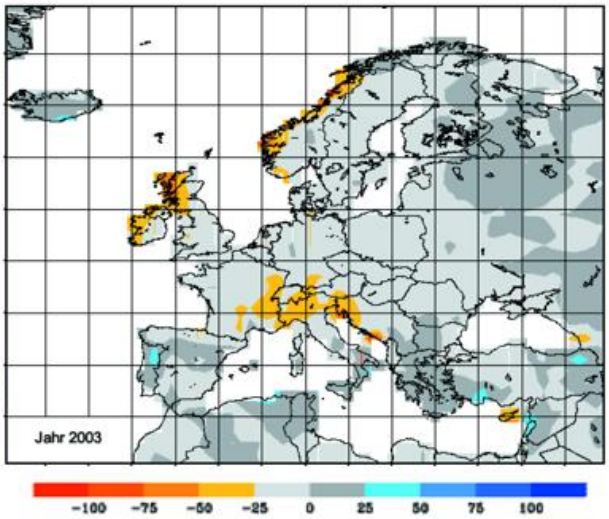


Abb.1b Niederschlagsanomalie in mm/Monat, Zeitraum Dez. 2002 bis Nov. 2003 (Bezugszeitraum 1961–1990)

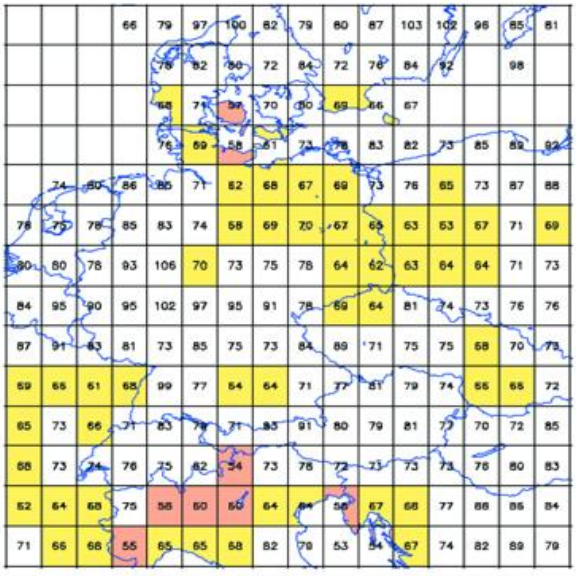


Abb.1c Jährlicher Niederschlag Dez. 2002 bis Nov. 2003 in Prozent der Mittelwerte 1961 bis 1990. Raster mit Prozentwerten bis 60% sind rötlich und zwischen 61 und 70% gelb unterlegt.

Ein Hinweis zur einheitlich verwendeten Maßeinheit Millimeter pro Monat: Für die jährlichen und jahreszeitlichen Niederschlagskarten, Abb. 1 und 2, wurden die mittleren monatlichen Niederschlagshöhen und -anomalien aus jeweils 12 bzw. 3 Monaten berechnet, damit sie ohne Umrechnung mit den monatlichen Karten in Abbildung 3 verglichen werden können.

Im jahreszeitlichen Verlauf verteilten sich die Niederschlagsdefizite unterschiedlich: Während die Trockenheit im Frühjahr und Sommer über dem Alpenraum besonders ausgeprägt war, so waren Irland, Schottland und Skandinavien im Winter 2002/03 und Herbst 2003 stärker von der Trockenheit betroffen (Abb. 2, folgende Seite).

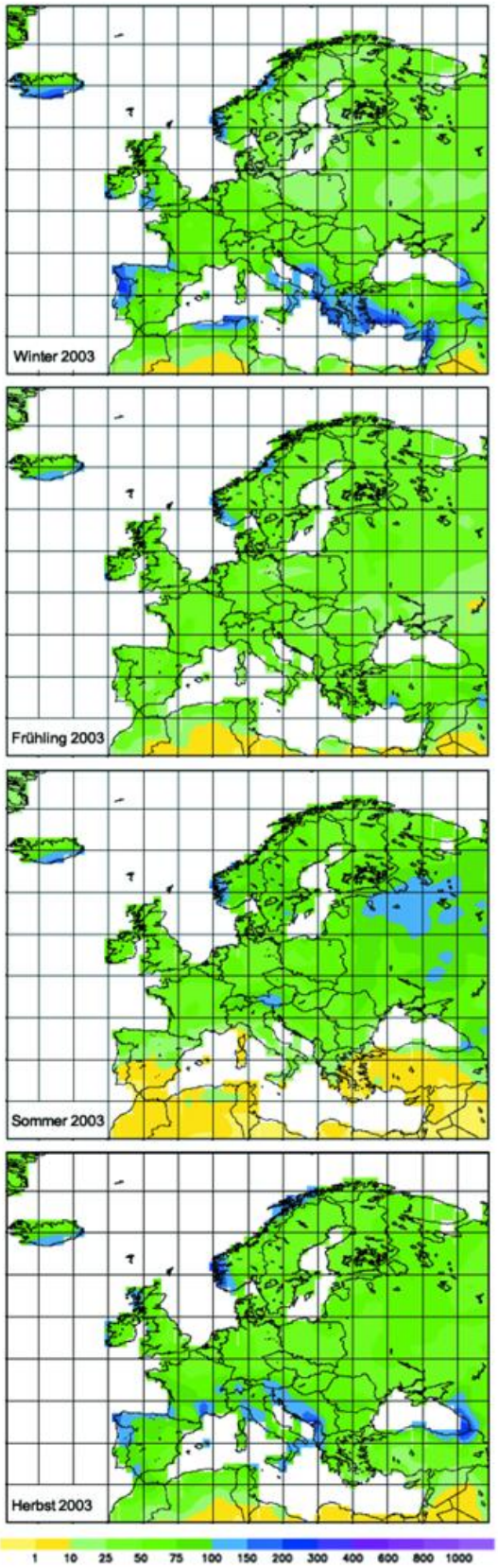


Abb.2a Niederschlagshöhe für die Jahreszeiten in mm/Monat

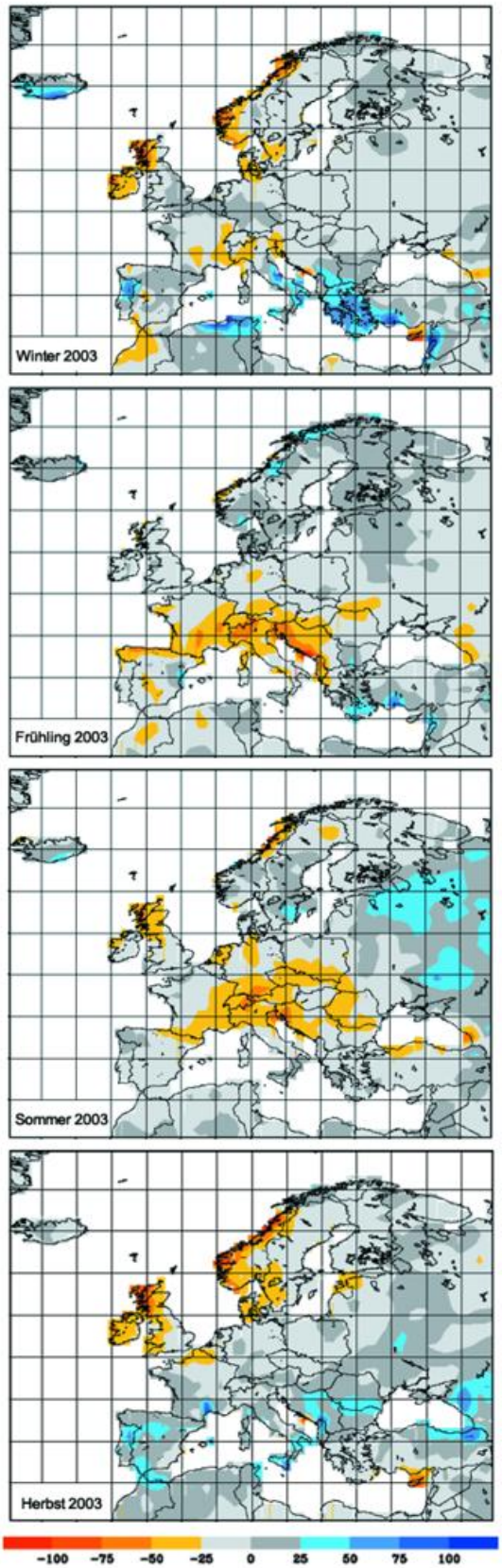


Abb.2b Niederschlagsanomalie für die Jahreszeiten in mm/Monat (Bezugszeitraum 1961–1990)

Die Zeitspanne von Februar bis September war durch erhebliche Niederschlagsdefizite geprägt. Der extremen Hitze im Sommer und der Trockenheit, wovon nahezu ganz Europa betroffen war, sind in diesem Klimastatusbericht verschiedene Beiträge gewidmet. Während dieser langen Periode fielen ergiebige Niederschläge nur gebietsweise in einzelnen Monaten, so im Mai in der nördlichen Hälfte des Kontinents und im August über Nordwestrussland.

Trotz der allgemeinen Trockenheit waren im Sommer extreme Starkniederschläge nicht selten. Solche Ereignisse sind bei kurzer Andauer oder geringer Ausdehnung in den auf großskaligen Rastern beruhenden Karten der monatlichen Niederschlagsanomalie nicht immer sichtbar. In den folgenden Abschnitten werden ergänzend zu den Niederschlagskarten der einzelnen Monate (Abbildungen 3a/b) beispielhaft extreme Ereignisse aufgeführt, welche zu Überschwemmungen führten*).

Dezember 2002

- Der nordwestliche Küstensteifen, insbesondere vom Schottland und Norwegen, war außerordentlich trocken, während die Balkanregion, Portugal, Frankreich, Belgien und Mittelengland noch reichliche Niederschläge erhielten.
- Nach vorangegangen Starkniederschlägen wurden zwei Gebiete in Frankreich von Überschwemmungen heimgesucht: Mitte des Monats waren die Stadt Montpellier und das mittelalterliche Dorf Sommieres von Sturzfluten betroffen. Dieses Dorf war bereits im September 2002 überschwemmt worden. Ein unerfreuliches Weihnachtsereignis war dann das Hochwasser der Seine in Paris.
- Auch in Portugal, Spanien, Macedonien, Griechenland und der Türkei kam es regional zu erheblichen Überschwemmungen.

Januar 2003

- Der Januar war über den meisten Regionen Europas relativ feucht, die größten monatlichen Niederschlagshöhen traten entlang der Küsten auf. Die Maxima der Niederschlagsanomalie lagen über Finnland, Südnorwegen, Portugal, im Adriaraum, über Südosteuropa sowie über Südwestdeutschland.
- Nach ergiebigen Regenfällen zwischen dem 29. Dezember 2002 und dem 4. Januar 2003 über Deutschland führten zahlreiche Flüsse (Mosel und Mittelrhein, Werra, Saale, Unstrut, Ils, Lauter, Fränkische Saale, Kinzig und Main) in der ersten Januarwoche Hochwasser; von Überschwemmungen waren z.B. die Städte Koblenz, Köln, Bad Kissingen und besonders Wertheim betroffen. In Böhmen trat auch die Elbe über ihr Ufer. Trotz des großflächigen Auftretens und der lokal sehr hohen Schäden war diese Flut nicht so spektakulär wie das Elbehochwasser des Vorjahres.
- Aus der Türkei wurde eine Sturzflut bei Antalya gemeldet, verursacht durch einen extremen Niederschlag von 169 mm innerhalb von 6 Stunden (22.1.).

Februar 2003

- Starker Regen und Schneeschmelze führten in Spanien zu Hochwasser des Ebro mit Überschwemmungen in Navarra, Pradilla, Alcala, Zaragoza und Miranda.
- Durch starke Schneefälle wurden Ortschaften in Deutschland, Österreich und Ungarn zeitweise von der Außenwelt abgeschnitten.

*) Quellen: Münchner Rück; Roger Brugge, UK, http://www.met.rdg.ac.uk/~brugge/world.html; Dartmouth Flood Observatory, New Hampshire, USA, http://www.dartmouth.edu/artsci/geog/floods; sowie Meldungen der Tagespresse (AIP; AP; Czech News; dpa; FAZ; NZZ; IFRC; LL; R; SZ; Die Welt)

März 2003

- Infolge der Schneeschmelze überflutete der Dnepir die Orte Dniprpetrovsk und Kherson in der Ukraine.
- Antalya in der Türkei war erneut von einer Sturzflut betroffen. Am 6. März fielen dort in 24 Stunden 277 mm Niederschlag.

April 2003

- Hohe Temperaturen über Südrussland verursachten eine starke Schneeschmelze mit der Folge weiträumiger Überschwemmungen. In 70 Orten wurden ca. 12.000 Häuser zerstört, 1250 Menschen wurden obdachlos.

Mai 2003

- Im Alpenbereich (Österreich, Schweiz und Süddeutschland) verursachten heftige Gewitter mit Hagelkörnern von bis zu 6 cm Durchmesser erhebliche Schäden.
- Drei Todesfälle sowie die Zerstörung von 65 Häusern folgten einer Sturzflut in Chisinau, Moldawien.

Juni 2003

- Schwere Stürme mit starkem Regen (bis zu 70 mm/h) und Hagel richteten regional in Belgien, Deutschland, den Niederlanden und der Schweiz beachtliche Schäden an.

Juli 2003

- In West- und Südwestfrankreich wurde der Nationalfeiertag von Sturm, starkem Regen und Hagel begleitet. Über 3500 Menschen mussten evakuiert werden.
- In der Schweiz, Region St. Gallen, wurden bei einem Tornado Windspitzen von 175 km/h und Extremniederschläge von 40 mm in 15 Minuten gemessen.

August 2003

- Das Hoch Michaela brachte Mittel- und Südeuropa absolute Rekordtemperaturen. In Freiburg und in Karlsruhe wurden vom DWD Höchstwerte von 40,2°C gemessen. Aus der Hitze resultierten hohe Verdunstung, extrem trockene Böden, niedrige Wasserstände, Waldbrände sowie ein Anstieg der Sterberate. Der volkswirtschaftliche Schaden wird auf 10 Milliarden Euro geschätzt.
- Aus vielen Ländern Europas wurden aber auch regionale Starkniederschläge und heftige Gewitter gemeldet. Betroffen waren England und Irland (4.-12.8.), Estland (7.-8.8.), Norwegen (15.8.), Rumänien (15.-17. und 27.8.), Deutschland, dort besonders Baden-Württemberg, Frankreich, Österreich, Schweiz und Spanien (17.-20.8.) und wieder Deutschland, Südfrankreich, Norditalien,Österreich und Schweiz (28.-31.8.). Schäden wurden verursacht durch Sturzfluten, Hagelschläge oder Schlammlawinen. In Bergamo wurden Hagelkörner von 7 cm Durchmesser gefunden.
- Sehr schwere weiträumige Überschwemmungen traten in Russland auf, im Südwesten sowie im Bereich des Baikalsees.

September 2003

- Im September führten starke Regenfälle zu Schäden in Baden-Württemberg (Ludwigsburg), Irland, Italien (Toscana, >250 mm/24h), Spanien (Valencia, Mallorca), in der östlichen Türkei sowie in Nordafrika (Tunesien). Schwere Waldbrände wüteten auf Korsika.

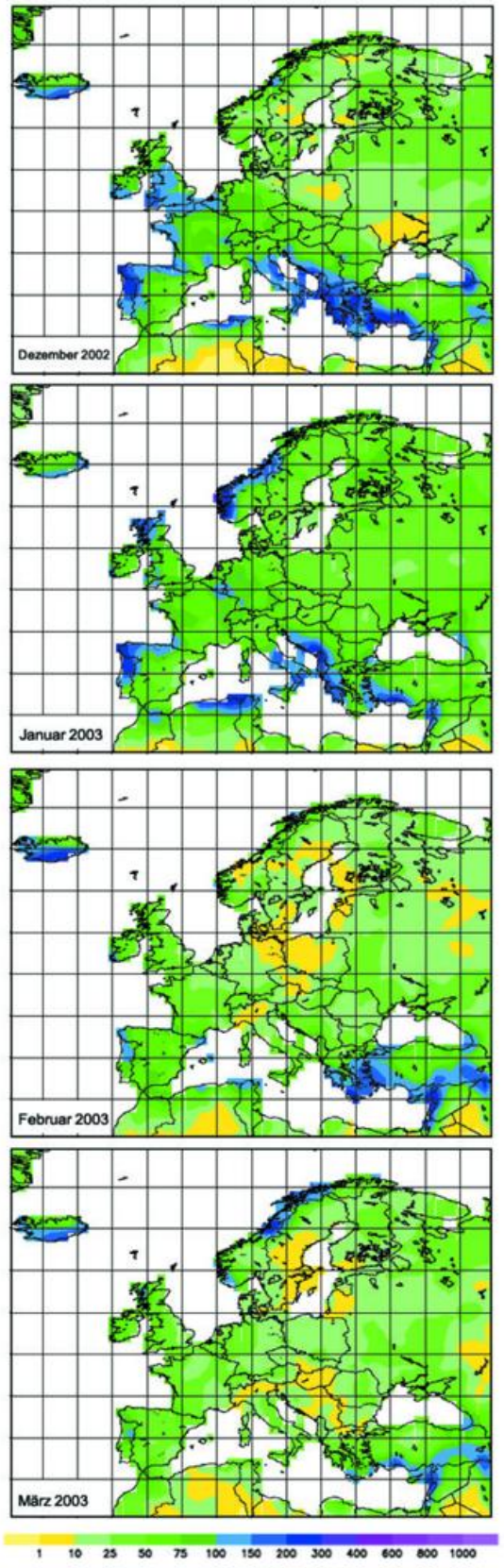


Abb.3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm

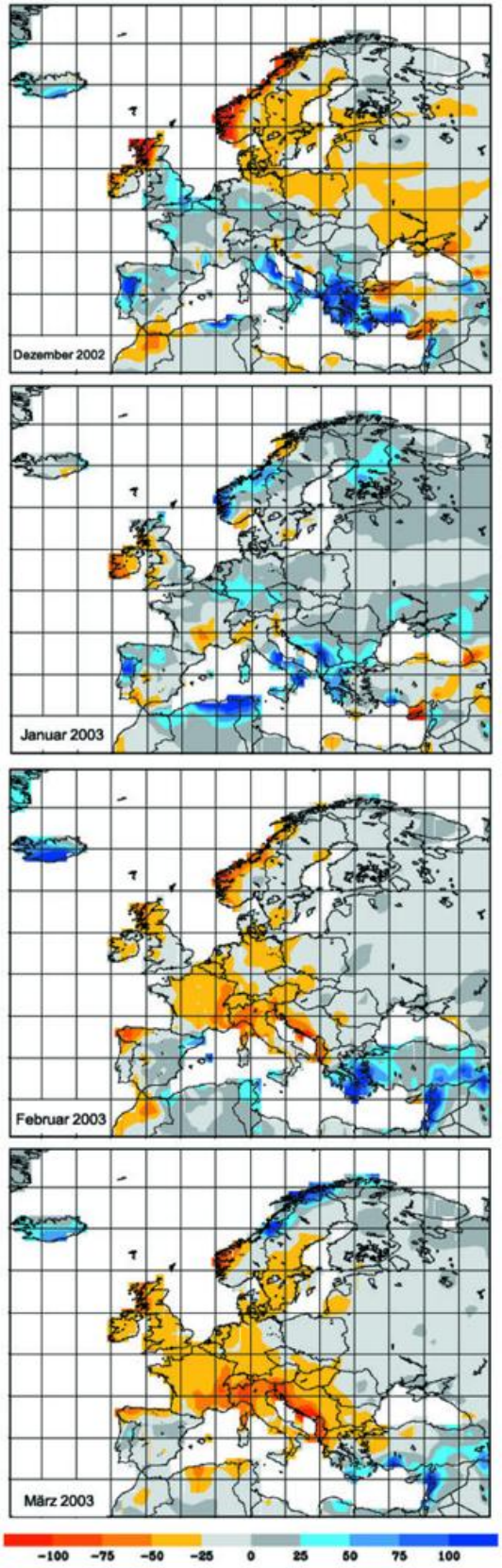


Abb.3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961–1990)

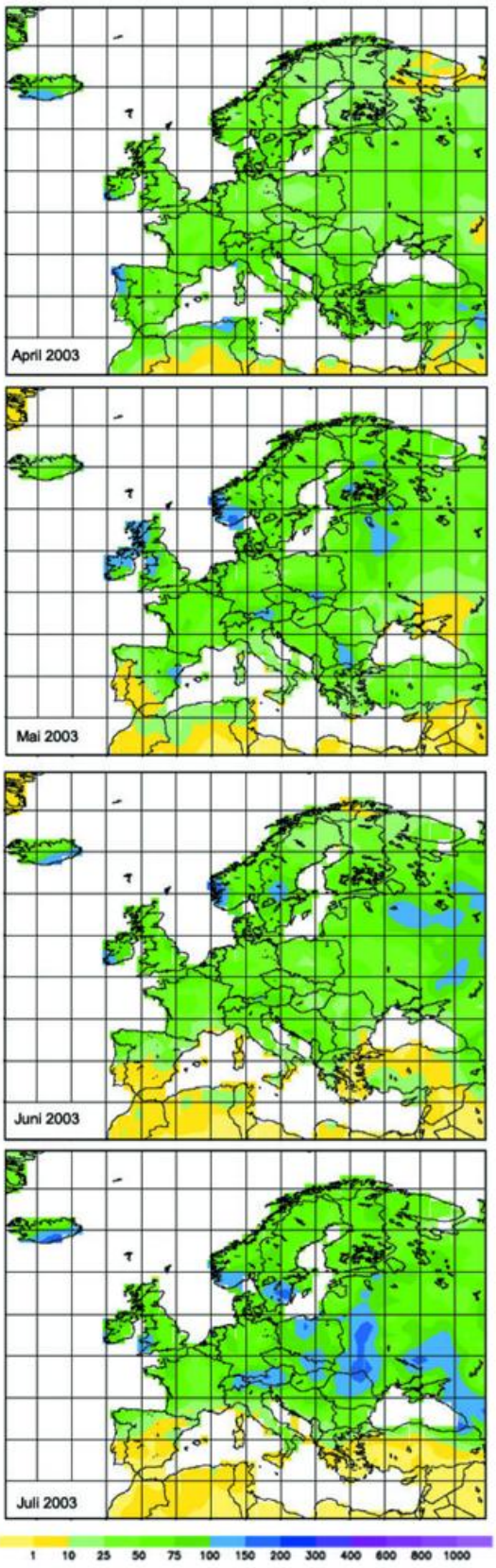


Abb.3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm

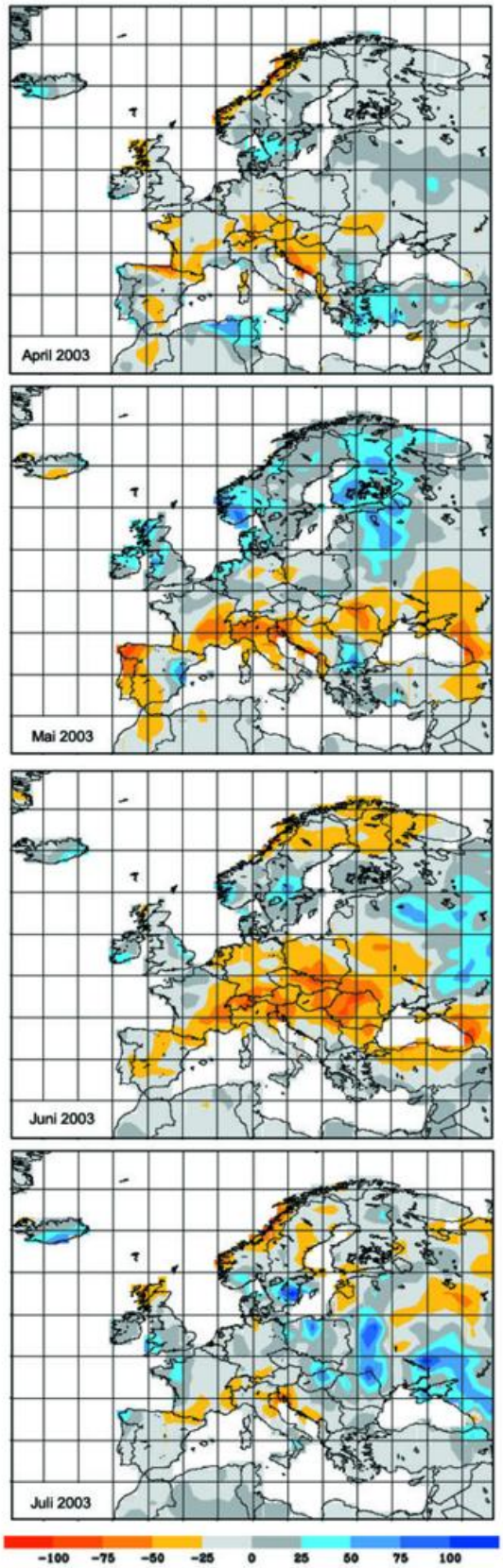


Abb.3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961–1990)

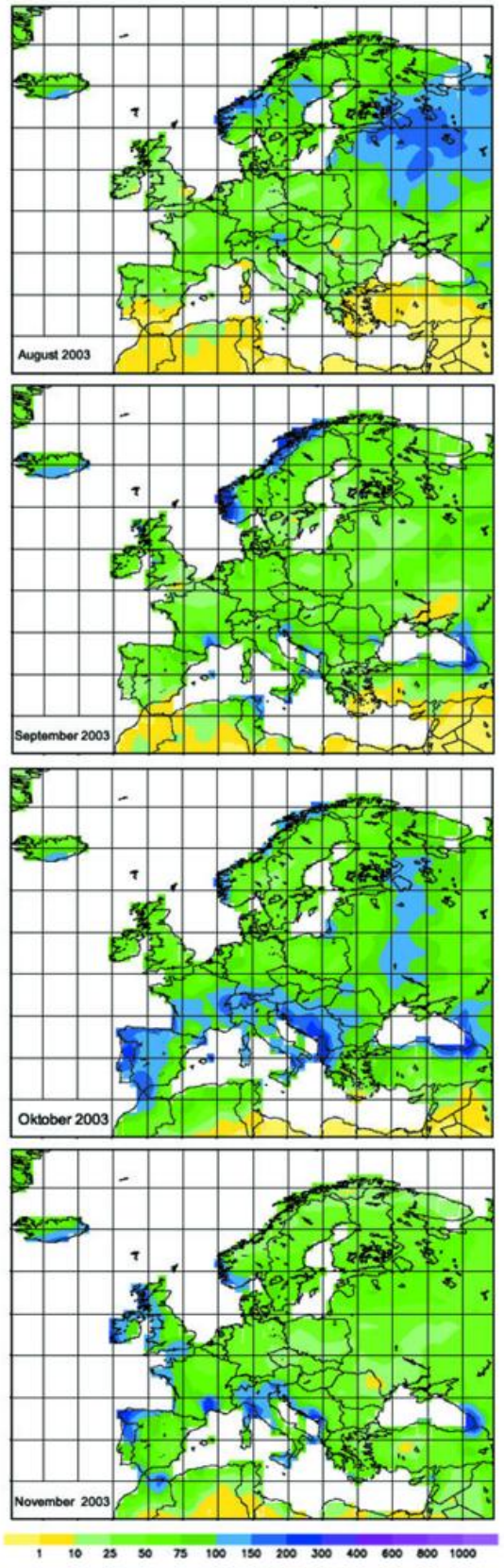


Abb.3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm

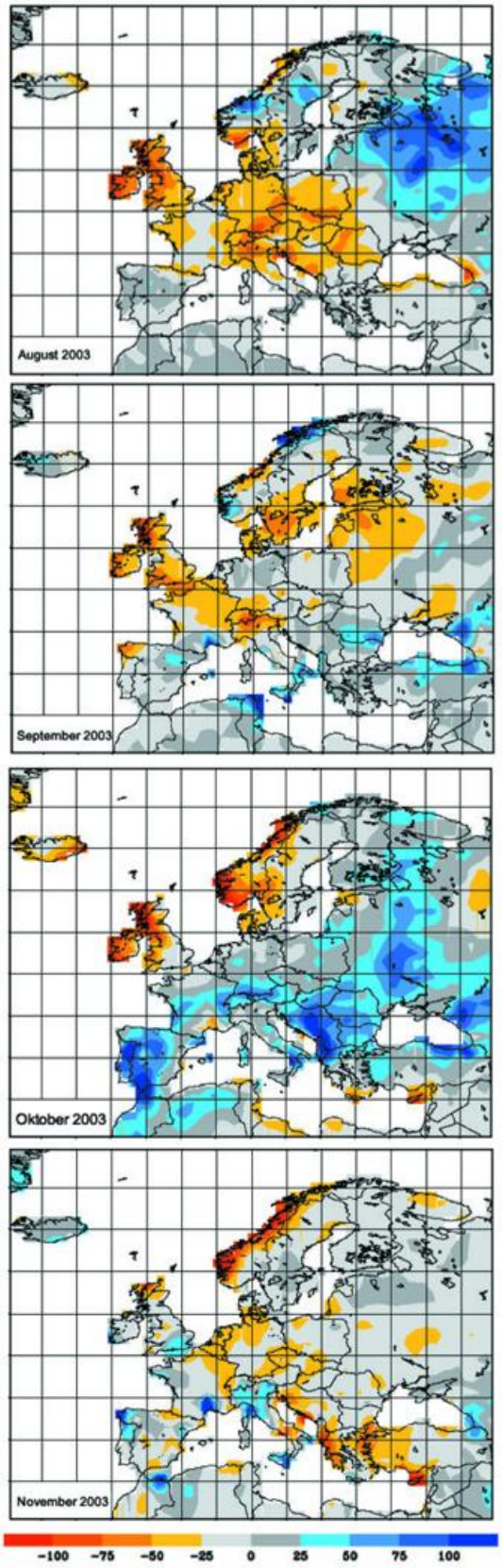


Abb.3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961–1990)

Oktober 2003

- Der europäische Nordwesten war von Irland über Schottland bis nach Norwegen sehr trocken. Der übrige Teil des Kontinents war deutlich zu nass. Besonders hervorzuheben sind Sizilien, Spanien, Portugal und Serbien mit Albanien und Nordgriechenland. In Finnland fielen bereits große Mengen an Schnee.

November 2003

- Überschwemmungen wurden aus Portugal und Spanien gemeldet. Weiterhin waren Südfrankreich und Norditalien betroffen.

Allgemeine Hinweise zur Datenbasis der Niederschlagskarten und zur Berechnung der Anomalien:

Die Niederschlagskarten dieses Beitrags beruhen auf Rasterdaten, die regelmäßig monatlich auf der Basis gemessener Niederschlagsdaten im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) berechnet werden (Rudolf et al., 1992 und 2003).

Für das monatliche „GPCC Monitoring Product" werden die in SYNOP- und CLIMAT-Meldungen über das globale Fernmeldesystem GTS empfangenen Daten nach einer gründlichen Qualitätskontrolle durch das WZN analysiert. Diese Datenbasis umfasst weltweit rund 7.000 Stationen. Abb. 4 zeigt die Verteilung der im Ausschnitt Europa liegenden Stationen. Die Anomalien wurden auf der Basis der Rasterdaten gebildet, die jeweils getrennt für die monatlichen Niederschlagsdaten des Jahres 2002 sowie für die Mittelwerte der Normalperiode 1961-1990 durch Interpolation berechnet wurden. Die Rastergröße beträgt 1° mal 1° geographische Breite und Länge, die resultierenden Rasterwerte wurden zur Darstellung in den Karten (Abb. 1 bis 3) geglättet.

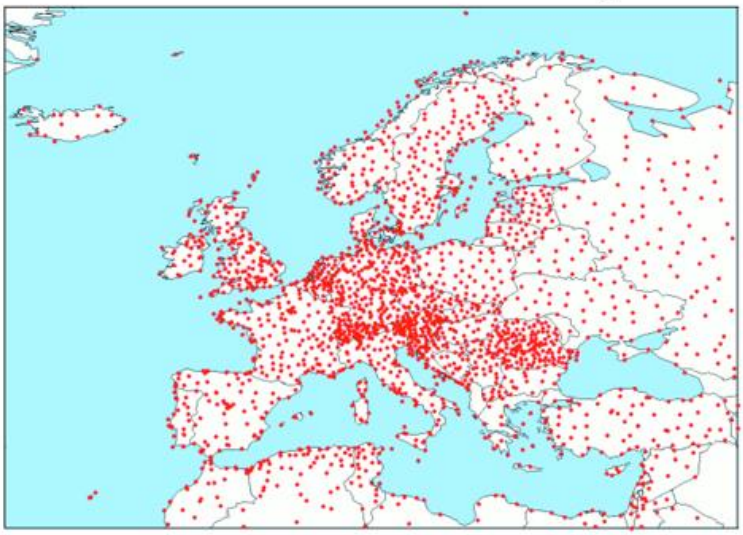


Abb. 4 Verteilung der in den Analysen verwendeten Stationen

Literatur

Rudolf, B., T. Fuchs, U. Schneider and A. Meyer-Christoffer (2003): Introduction of the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC). Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M., Germany. 16 pp. Internetpublikation unter http://gpcc.dwd.de/.

Rudolf, B., H. Hauschild, M. Reiß und U. Schneider (1992): Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie - Contributions to the Global Precipitation Climatology Centre. Meteorologische Zeitschrift N. F. 1 Nr. 1, 7-84.

Statistisch-klimatologische Analyse des Hitzesommers 2003 in Deutschland

C.-D. Schönwiese, T. Staeger, S. Trömel, M. Jonas

Langzeitbetrachtungen der Temperatur-Flächenmittelwerte

Im Jahr 2003 hat Deutschland einen ganz ungewöhnlichen Rekordsommer erlebt. Niemals seit 1761, dem Beginn der Flächenmittel-Abschätzungen der monatlichen bodennahen Lufttemperatur (Quelle: Rapp, 2000; ab 1999 aktualisiert durch die Rasterdaten des DWD, vgl. Beitrag Müller-Westermeier in diesem Band) wurde ein so hoher Sommeranomaliewert (Mittel der Werte für Juni, Juli und August) festgestellt: 3,4 °C über dem CLINO-Referenzwert 1961-1990 (entsprechend einer Sommertemperatur von 19,6 °C). Dies illustriert Abb. 1, wo bei einigen Hitze-Extrema auch die Jahreszahlen vermerkt sind: 2003 (+3.4 K, bisheriges Maximum), 1947 (+2.2 K, Maximum vor 2003), 1994 und 1992 (+2.1 K) und so weiter. Der bisher kälteste Sommer ist übrigens 1816 eingetreten, ein Jahr nach dem Vulkanausbruch des Tambora (in der Literatur als „Jahr ohne Sommer" bekannt; siehe z.B. Schönwiese, 2003). In jener Zeit bestand langfristig ein Abkühlungstrend, der jedoch seit ungefähr 1880 in einen Erwärmungstrend übergegangen ist (vgl. erneut Abb. 1)

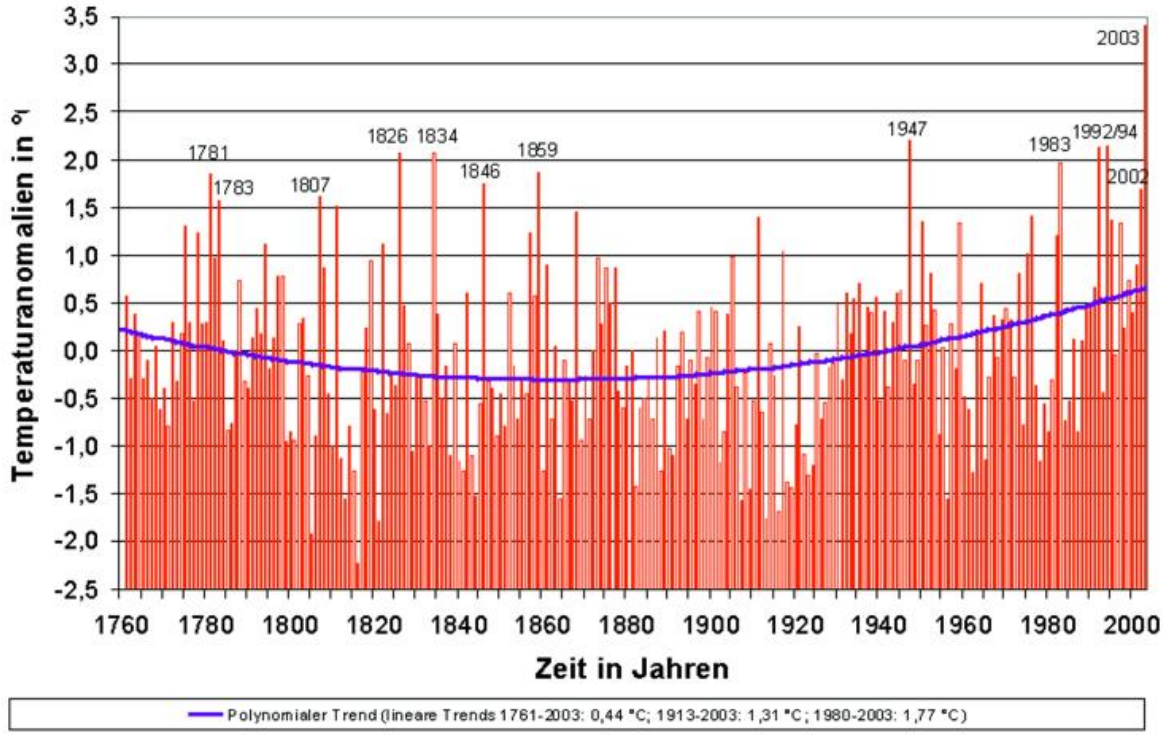


Abb. 1 Sommeranomalien (Mittel Juni, Juli und August, Abweichungen vom Mittelwert 1961-1990) 1761-2003 der bodennahen Deutschland-Lufttemperatur (Flächenmittel), Säulen, mit Jahresangaben für einige extrem warme Sommer und polynomialer Komponente, lila Kurve, die zunächst einen Abkühlungstrend und ab ca. 1880 einen Erwärmungstrend anzeigt.

Es ist daher zunächst von Interesse, sich die Trends der letzten rund 100 Jahre näher anzusehen, um abzuschätzen, ob es eine systematische Tendenz zu immer wärmeren Sommern gibt (siehe dazu auch Schönwiese et al., 2003). Dabei stellt sich nicht nur heraus, vgl. Tab. 1, dass der Sommertrend vom Monat August dominiert wird, sondern auch, dass beim Vergleich einiger 30-Jahre-Intervalle die maximalen Trendwerte im jüngsten Zeitintervall (1974-2003) erreicht wurden (Sommer + 1,8 °C, Juni 1,5 °C, Juli ebenfalls 1,5 °C und August, dominierend, 2,4 °C). Aufgrund der relativ starken überlagerten Fluktuationen sind die zugehörigen Signifikanzwerte jedoch meist relativ klein (vgl. wiederum Tab. 1; Signifikanz ermittelt aus den Trend-/Rauschverhältnissen, mit der Standardabweichung als Schätzwert für das Rauschen, und z-Tests; statistische Methodik vgl. Schönwiese, 2000).

Tab. 1 Lineare Trends in °C and zugehörige Signifikanzschwellen der Deutschland-Temperatur, Sommer- bzw. Juni, Juli- und Augustwerte, für die angegebenen Zeitintervalle.

Jahreszeit/Monat	Zeitintervall	Trend	Signifikanzniveau
Sommer	1901 - 2000	1.01	> 90 %
	1961 - 1990	0.38	-
	1971 - 2000	0.93	> 80 %
	1974 - 2003	1.82	> 95 %
Juni	1901 - 2000	0.57	-
	1961 - 1990	- 0.89	-
	1971 - 2000	0.85	-
	1974 - 2003	1.49	> 80 %
Juli	1901 - 2000	0.79	-
	1961 - 1990	0.87	-
	1971 - 2000	0.69	-
	1974 - 2003	1.49	> 80 %
August	1901 - 2000	1.68	> 90 %
	1961 - 1990	2.51	> 99 %
	1971 - 2000	0.12	-
	1974 - 2003	2.44	> 95 %

Eine Analyse der Häufigkeitsverteilung der Sommerdaten zeigt, dass die Annahme einer Gauß'schen Normalverteilung gerechtfertigt ist (keine Ablehnung dieser Hypothese bei Anwendung eines χ^2- sowie Kolmogoroff-Smirnoff-Tests auf allen Signifikanzschwellen 80 ... 99.9 %, obwohl die Weibull-Verteilung eine noch bessere Anpassung liefert). Daher ist die Anwendung von z-Tests wie oben erwähnt akzeptabel. Unter diesen Gauß'schen Annahmen (und Unterstellung eines stationären Prozesses) kann nach der Wahrscheinlichkeit gefragt werden, dass eine Sommeranomalie von + 3,4 °C, wie im Sommer 2003 beobachtet, auftritt. Die Antwort lautet: $p = 0.7 \cdot 10^{-6}$, d.h. nahezu unmögliches Ereignis.

Jedoch können sich im Rahmen eines Klimawandels, insbesondere infolge eines Erwärmungstrends, solche Wahrscheinlichkeiten auch ändern (nicht-stationärer Prozess). Folglich haben wir, auf der Grundlage einer neuen verallgemeinerten Methode der Zeitreihenzerlegung, die u.a. auch zeitabhängige Wahrscheinlichkeitsabschätzungen erlaubt (Trömel and Schönwiese, 2003; siehe auch Grieser et al., 2002), diese Technik auf die Deutschland-Sommertemperaturreihe angewandt und dabei nicht

nur die Frage gestellt, mit welcher Wahrscheinlichkeit bei den Sommertemperaturen Deutschlands eine Anomalie von $\geq 3{,}4$ °C statistisch erwartet werden kann, sondern auch, wie sich diese Wahrscheinlichkeit möglicherweise verändert hat. Die Antwort darauf gibt Abb. 2: Beginnend mit einer Wahrscheinlichkeit von $p < 0{,}0001$ (entsprechend einem Ereignis, das seltener als einmal pro 10 000 Jahre statistisch zu erwarten ist), hat sich diese Wahrscheinlichkeit aufgrund eines progressiven Erwärmungstrends (siehe erneut Abb. 1) auf näherungsweise $p = 0{,}0022$ (d.h. 455-Jahre-Ereignis) erhöht. Dies bedeutet, dass die Eintrittswahrscheinlichkeit derartig heißer Sommer in Deutschland dramatisch angestiegen ist (nämlich um mehr als den Faktor 20), trotzdem aber (noch?) als ein sehr extremes Ereignis zu bewerten ist.

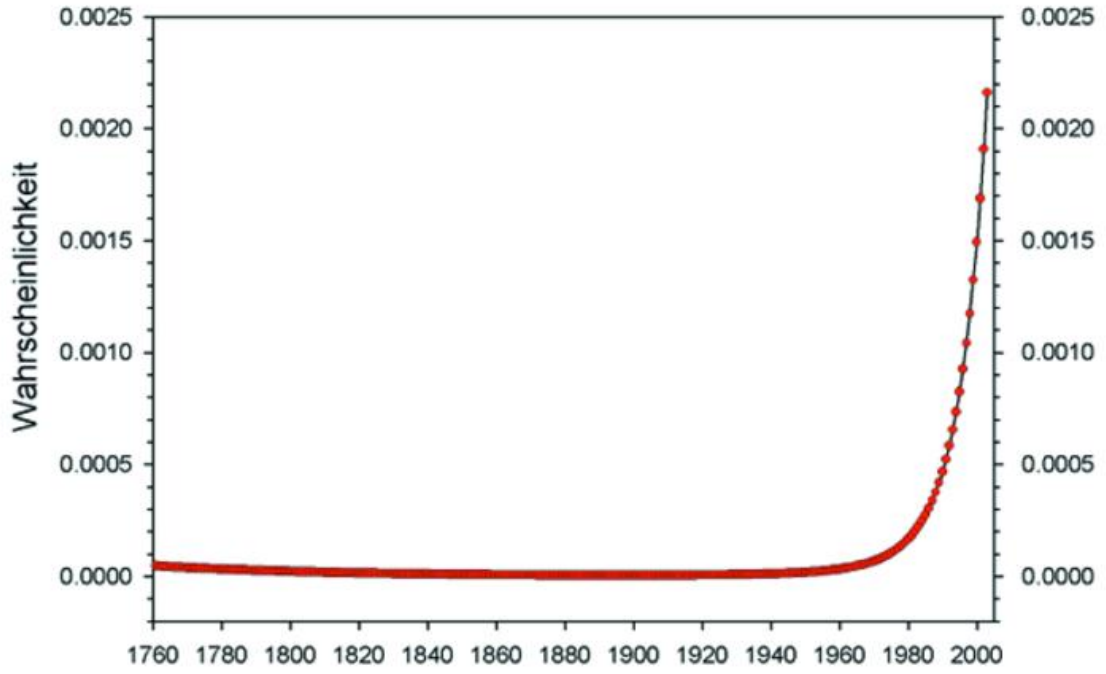


Abb. 2 Zeitliche Entwicklung der Wahrscheinlichkeit dafür, dass eine Sommeranomalie von $\geq 3{,}4$°C auftritt (bei Annahme einer Gaußschen Normalverteilung der zugrundeliegenden Daten). Diese Wahrscheinlichkeit ist in den letzten beiden Jahrzehnten enorm angestiegen, stellt am Ende mit $p = 0{,}022$ jedoch noch immer ein sehr extremes Ereignis dar (Jährlichkeit rund 455 Jahre).

Stationsbezogene Analysen

Anhand der in Tab. 2 aufgelisteten Stationen und Temperaturdaten wird nun die räumliche Struktur des Hitzesommers 2003 detaillierter betrachtet.

Tab. 2 Untersuchte Stationen und betrachtete Temperaturparameter für den Zeitraum 1901 bis 2003 (jeweils Monate Juni, Juli und August). Mit • gekennzeichnete Datensätze standen zur Verfügung.

Station	Monats-mittel	Maxima (Monatsmittel)	Minima (Monatsmittel)	Tagesmittel	Tagesmax.	Tagesmin.
Berlin-Dahlem	•	-	-	-	-	-
Bremen	•	•	•	•	•	•
Dresden-Klotsche	•	-	-	-	-	-
Hamburg-Fuhlsbüttel	•	•	•	•	•	•
Hohenpeissenberg	•	•	•	•	•	•
Jena-Sternwarte	•	-	-	-	-	-
Karlsruhe	•	•	•	•	•	•
Nürnberg	•	-	-	-	-	-
Potsdam	•	•	•	•	•	•
Zugspitze	•	•	•	•	•	•

Zunächst wurden die Monatsdaten auf der Grundlage der verallgemeinerten Methode der Zeitreihenzerlegung analysiert (Trömel und Schönwiese, 2003; siehe auch Grieser et al., 2002), die bereits bei den Flächenmittel-Sommertemperaturen Deutschlands zur Anwendung kam (vgl. oben). Hierbei werden zeitabhängige Parameter einer beliebigen zugrunde liegenden Verteilung (hier Gauß'sche Normalverteilung) angepasst. Die zeitlichen Strukturen beinhalten nichtlineare Trends für Mittelwert und Standardabweichung sowie zusätzlich für den Mittelwert polynomiale (niederfrequente) Komponenten, jeweils bis zur fünften Ordnung. Je höher die Trendordnung, desto progressiver ist das Änderungsverhalten des betrachteten Parameters.

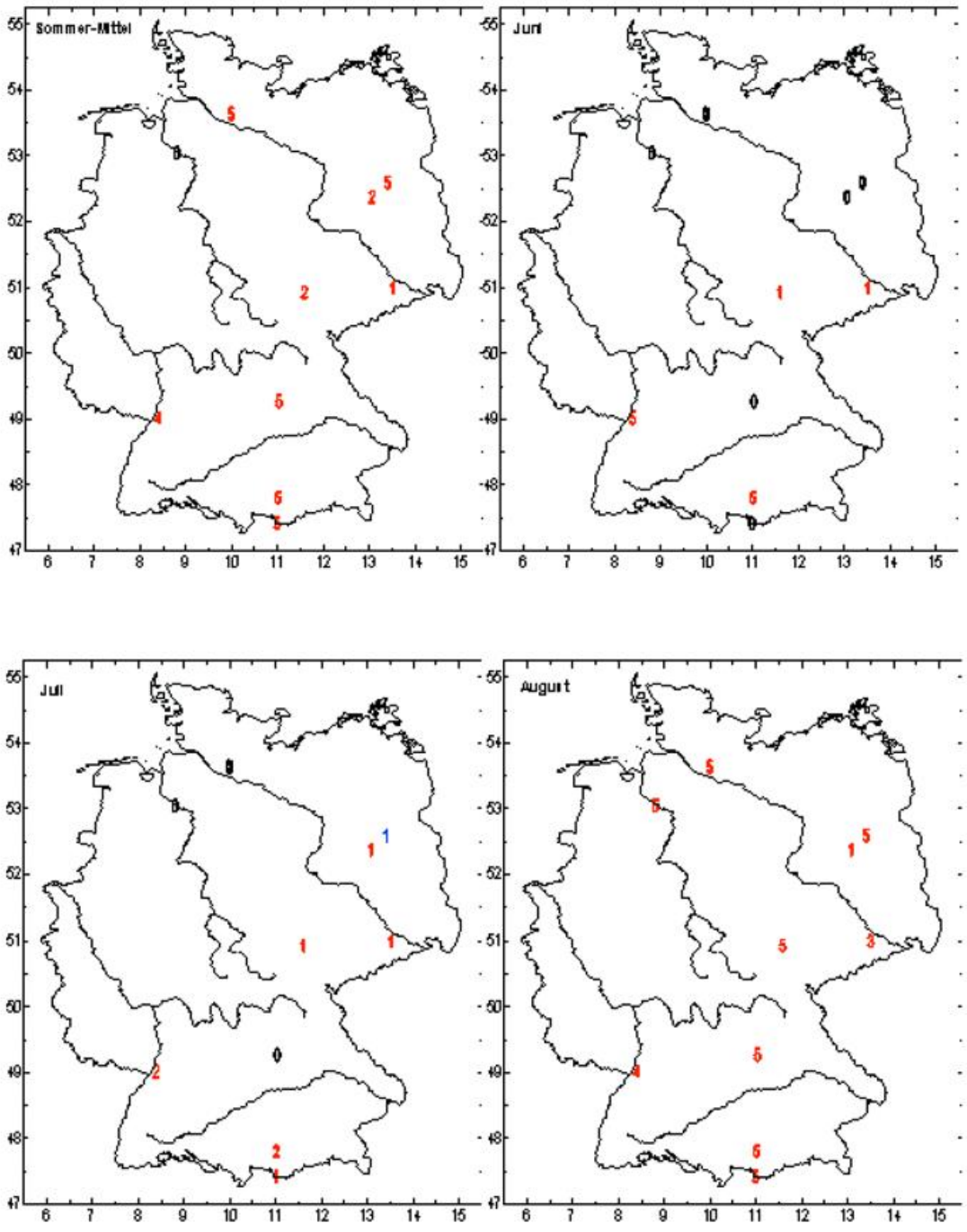


Abb. 3 Trendordnung des Mittelwertes der zeitabhängigen Verteilungen für die Sommermittel, sowie für die Juni-, Juli- und Augustmittel der Temperatur 1901 – 2003 an zehn deutschen Stationen (vgl. Tab. 2). Rote Zahlen bedeuten positive, blaue negative Trends.

In Abb. 3 sind die Trendordnungen der Mittelwerte an den betrachteten zehn Stationen verzeichnet. Beim Sommermittel (oben links in Abb. 3) findet man fast nur positive Trends (Ausnahme Hamburg: kein Trend), deren Ordnung meistens sehr hoch ist. Dies bedeutet, dass die Trendverstärkung erst recht spät, dann aber deutlich einsetzt. Bei Betrachtung der Einzelmonate zeigt sich, dass vor allem im August (unten rechts in Abb. 3) ausgeprägt progressive Trends in den Mittelwerten an fast allen Stationen vorliegen. Trends in den Standardabweichungen treten fast nicht auf und sind daher hier nicht gezeigt.

Anhand dieser zeitabhängigen Parameter können nun für jedes Jahr zugehörige Verteilungen bestimmt und deren Veränderung im Laufe der Zeit betrachtet werden. In Abb. 4 sind hierfür zwei Beispiele zu sehen.

Die Station Hohenpeißenberg (Abb. 4, links) ist repräsentativ für fast alle untersuchten Stationen und Zeiträume: Die Verteilung verschiebt sich im Laufe der Zeit „formtreu“ hin zu höheren Temperaturen, in diesem Beispiel um 2,8°C von 13,4°C auf 16,2°C im untersuchten Zeitraum. Dies erscheint, verglichen mit der mittleren Erhöhung der Jahresmitteltemperatur in Deutschland um etwa 0,9°C (Staeger, 2003), recht viel, jedoch beeinflusst der extreme Sommer 2003 die Anpassung des Trends sehr stark, da bei einer Minimierung des mittleren quadratischen Abstandes bei der Regression große Abweichungen vom Mittel naturgemäß besonders stark ins Gewicht fallen. An der Station Dresden (rechts in Abb. 4) hat sich zusätzlich zum Mittelwert auch die Standardabweichung im Laufe der Zeit erhöht, was an der zusätzlichen Verbreiterung der Verteilung deutlich wird. Dies ist jedoch, wie schon erwähnt, eher die Ausnahme.

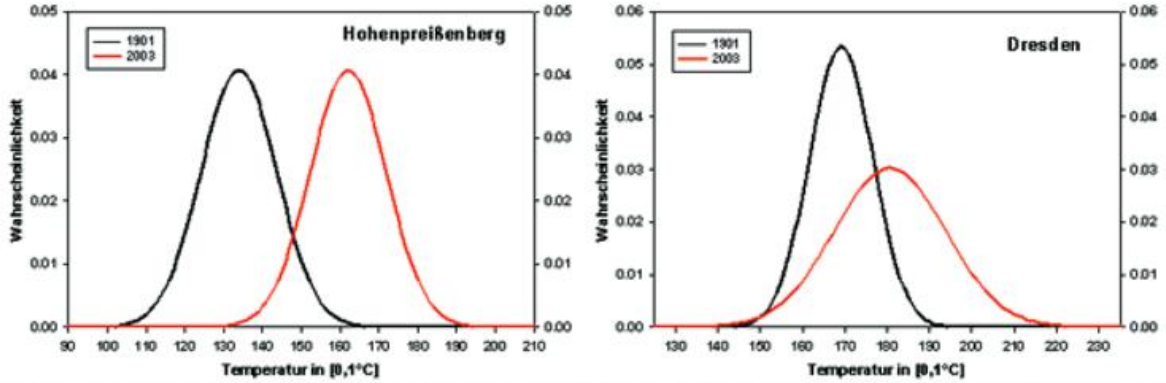


Abb. 4 Angepasste Verteilungen der Sommermitteltemperaturen an zwei ausgewählten Stationen, jeweils für die Jahre 1901 und 2003.

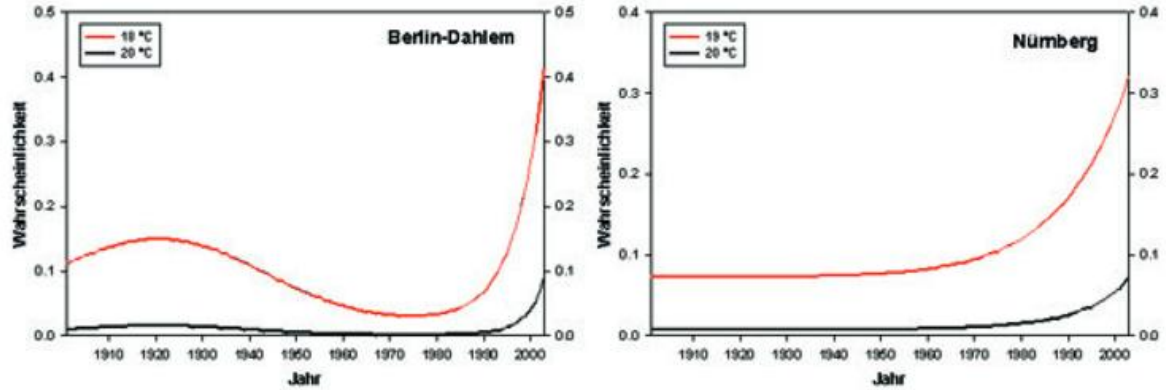


Abb. 5 Zeitabhängige Überschreitungswahrscheinlichkeiten für gewählte Schwellen der Sommermitteltemperatur an zwei ausgewählten Stationen.

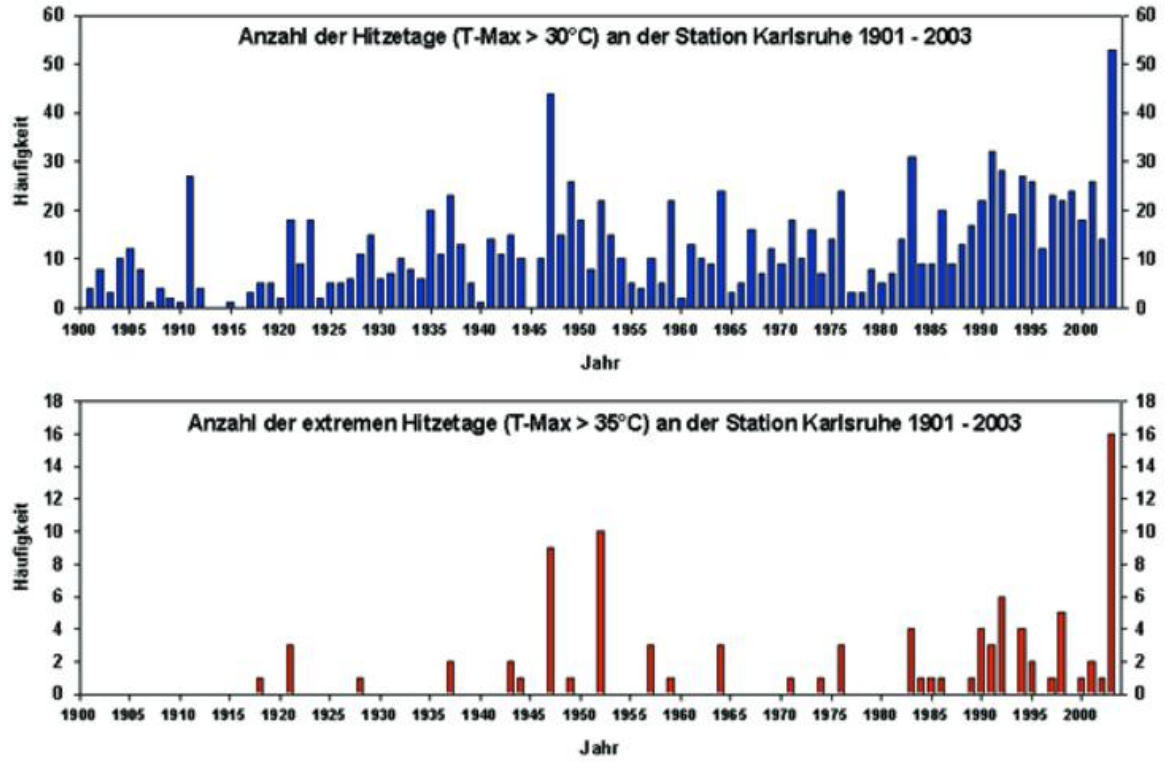


Abb. 6 Jährliche Häufigkeiten von Hitzetagen (Tagesmaximum der Temperatur über 30°C, oben) und „extremen Hitzetagen" (Tagesmaximum > 35°C) an der Station Karlsruhe 1901 - 2003.

Aus der Kenntnis der zeitabhängigen Verteilungen lassen sich nun wiederum zeitabhängige Über- bzw. Unterschreitungswahrscheinlichkeiten für beliebige Schwellen ableiten. Dies ist in Abb. 5 anhand von zwei Beispielen verdeutlicht. Hier findet man, entsprechend dem überwiegend positiven Trend der Mittelwerte, fast ausschließlich ansteigende Überschreitungswahrscheinlichkeiten. Beispielsweise hat sich in Berlin-Dahlem (Abb. 5, links) die Wahrscheinlichkeit für das Überschreiten einer Sommermitteltemperatur 18 °C von etwa 0,11 (entspricht einem 9-jährigen Ereignis) auf über 0,4 (2,5-jähriges Ereignis) im Jahr 2003 erhöht. Interessanterweise ist diese Wahrscheinlichkeit zwischenzeitlich gesunken, dann jedoch innerhalb der letzten etwa 20 Jahre sehr stark angestiegen. Ähnliches findet man bei fast allen untersuchten Zeitreihen: ein auffällig starker Anstieg der Überschreitungswahrscheinlichkeiten oberer Schwellen innerhalb der letzten Dekaden. Dies gilt auch und in besonderem Maße für die untersuchten Monats- und Sommermittel der täglichen Maximumtemperaturen und etwas schwächer ausgeprägt bei den entsprechenden Minimumtemperaturen (hier nicht gezeigt).

Analyse von Tagesdaten

Diese sehr deutlichen Signale sind auch in den Tageswerten der Temperaturmittel sowie den Tagesmaxima und -minima sichtbar. Betrachtet man z.B. die Häufigkeiten der Hitzetage pro Jahr, oder allgemeiner der Tage, die eine beliebige hohe obere Schwelle überschreiten, so findet man hierfür fast ausschließlich signifikante positive Trends, was in Abb. 6 am Beispiel der Station Karlsruhe schon mit bloßem Auge sichtbar wird. In Abb. 6 zeigt sich auch, wie extrem der Hitzesommer 2003 in Karlsruhe war: Mit 53 Hitzetagen liegt das Jahr 2003 deutlich vor dem nachfolgenden Jahr 1947 mit immer-

hin 44 Hitzetagen (Abb. 6 oben). Bei der Betrachtung der Tage mit einer Maximumtemperatur über 35°C zeigt sich ein noch deutlicheres Bild (Abb. 6 unten): „Spitzenreiter" 2003 liegt mit 16 Tagen deutlich vor 1952 (10 Tage) und 1947 (9 Tage). Beeindruckend ist auch die Tatsache, dass vor dem Hitzesommer 1947 im gesamten 20. Jahrhundert nur an 10 Tagen eine Maximumtemperatur von über 35°C in Karlsruhe gemessen wurde.

Die Trends in den Häufigkeiten der heißen Tage an den untersuchten Stationen wurden mit Hilfe des verteilungsfreien Mann-Kendall-Test auf ihre Signifikanz geprüft. Die Ergebnisse sind in Tab. 3 zusammengefasst.

Tab. 3 Prozentuale Signifikanzen (Sig.) der Trends in den jährlichen Häufigkeiten von Tagesmaxima (T-Max), Tagesmittel (T-Mittel) und Tagesminima (T-Min) der Überschreitung bestimmter Temperaturschwellen (Ts in [°C]) an 6 untersuchten Stationen. Schwarz: signifikant positive Trends; blau: signifikant negative Trends, -: unsignifikant.

Bremen		Hamburg		Hohenpei.		Karlsruhe		Potsdam		Zugspitze	
T-Max											
Ts	Sig	Ts	Sig	Ts	Sig	Ts	Sig	Ts	Sig	Ts	Sig
28	99	28	99	25	99	32	99.9	30	95	11	99.9
29	95	29	99	26	99	33	99.9	31	90	12	99.9
30	95	30	95	27	95	34	99.9	32	95	13	99.9
31	95	31	95	28	80	35	99.9	33	95	14	99.9
T-Mittel											
21	-	21	99	20	99	24	99.9	22	95	6	99.9
22	80	22	99	21	99	25	99.9	23	95	7	99.9
23	-	23	99	22	99	26	99.9	24	95	8	99.9
24	-	24	95	23	99	27	99	25	99	9	99.9
T-Min											
15	-	15	95	16	99.9	17	99.9	15	99.9	4	99.9
16	-	16	80	17	99.9	18	99.9	16	99.9	5	99.9
17	-	17	80	18	99	19	99	17	99.9	6	99
18	-	18	80	19	99	20	99	18	99.9	7	99.9

Der Tab. 6 entnimmt man, dass in fast allen untersuchten Fällen hochsignifikante positive Trends vorliegen. Ausnahmen bilden die Station Bremen, an der für die Temperaturmittel und Minima fast keine signifikanten Trends gefunden werden, und die Station Hamburg, an der die Häufigkeiten der hohen Minima signifikant abgenommen haben. Auffällig hohe Signifikanzen (weitgehend über 99,9%) finden sich an den Stationen Karlsruhe und Zugspitze.

Anhand der Tageswerte lassen sich auch Hitzewellen etwas näher betrachten. Sie sind hier als Zeitintervalle von mehr als 3 Tagen definiert, in denen die Tagesmaxima über einer (bezogen auf das stationsabhängige Temperaturniveau) hohen oberen Schwelle liegen.

In Tab. 4 sind die längsten Hitzewellen (bezogen auf vorgegebene obere Schwellen des Tagesmaximums der Temperatur) für den Zeitraum 1901 bis 2002 im Vergleich mit Hitzewellen im Jahr 2003 zusammengestellt. Man sieht, dass der Hitzesommer 2003 an den untersuchten Stationen einen unterschiedlichen Stellenwert einnimmt.

So ist die Hitzewelle, die in Karlsruhe am 14.8.2003 zu Ende ging, mit 12 aufeinander folgenden Tagen eines Maximums über 35°C die mit Abstand längste seit 1901. Dagegen erlebte die Station Potsdam 2003 keine extreme Hitzewelle. Interessant ist auch der Verlauf an der Station Zugspitze, an der im Sommer 2003 an 13 aufeinander folgenden Tagen ein Maximum über 12°C verzeichnet wurde, was zwischen 1901 und 2002 erst 7 Tage in Folge der Fall war. Jedoch gab es in diesem Referenz-Zeitraum auf der Zugspitze bereits Hitzewellen auf höherem Temperaturniveau (s. Tab. 4 unten). Die betrachteten 6 Stationen erlauben noch nicht, die räumliche Verteilung des Hitzesommers 2003 hinreichend genau zu beschreiben; jedoch deuten die hier gezeigten Ergebnisse darauf hin, dass vor allem Süddeutschland stärker betroffen war.

Tab. 4 Hitzewellen in Deutschland 1901 – 2002 im Vergleich zu Hitzewellen im Jahr 2003. Aufgelistet sind die längsten Perioden in Tagen, in denen das Tagesmaximum der Temperatur über einer vorgegeben Schwelle lag.

Schwelle [°C]	Dauer in Tagen	Ende (Datum)	Dauer (2003)	Ende (2003)
Bremen				
34	5	11.8.1975	-	-
33	5	11.8.1975	-	-
32	9	12.8.1975	4	10.8.
Hamburg				
32	7	13.7.1941	3	9.8.
31	7	13.7.1941	6	12.8.
30	7	13.7.1941 28.7.1994	6	12.8.
Hohenpeißenberg				
30	4	7.7.1957	-	-
29	4	7.7.1957	4	11.8.
28	4	21.8.1943 7.7.1957	6	13.8.
Karlsruhe				
35	7	6.7.1952	12	14.8.
34	9	8.7.1952	12	14.8.
33	9	8.7.1952 5.7.1976	13	14.8.
Potsdam				
35	3	3.8.1943 1.8.1994	-	-
34	3	5.7.1923 3.8.1943 11.7.1959 1.8.1994	-	-
33	4	12.8.1975	-	-
Zugspitze				
14	4	5.7.1952 7.7.1957	-	-
13	6	6.7.1952 12.8.1998	4	5.8
12	7	8.7.1957	13	14.8

Zeitlich gleitende Analysen

Schließlich wurden die Monatsmitteltemperaturen 1901-2003 der Sommermonate (Juni, Juli, August) und des Sommers an 10 Stationen zeitlich gleitend untersucht, weiterhin die Maximum- und Minimum-Temperaturen der Sommermonate sowie die Sommermaxima und -minima an 6 Stationen (vgl. Tab. 2). Die Fensterbreite betrug dabei 30 Jahre. Diese Untersuchungen umfassten die Anpassung von Normal-, Gumbel- und Weibullverteilungen und die Analyse der zeitlichen Veränderung der Verteilungsparameter. Weiterhin wurde für jede Zeitreihe der Beobachtungswert des Jahres 2003 als Schwelle festgelegt und untersucht, wie groß das Risiko des Eintretens eines solchen Ereignisses für das jeweilige Fenster ist.

Dies führte zu folgenden Ergebnissen.

- Aufgrund entsprechender Testverfahren erweist sich die Normalverteilung zu meist als geeignet, erstaunlicherweise oft noch besser als die Weibullverteilung.
- Betrachtet man den linearen Trend für das Risiko des Eintretens eines Extremereignisses, so zeigen die Monate Juli und August einen positiven, der Monat Juni hingegen einen negativen Trend. Der Juni wird in dieser Hinsicht also tendenziell kühler, Juli und August wärmer. Die Größenordnung der Steigung bewegt sich für positive wie negative Trends in der Größenordnung von 10^{-3}, was einem absoluten Anstieg des Risikos von 0,1 oder 10% in 100 Jahren entspricht. Ähnliches gilt, mit Ausnahme der Station Hamburg, auch für die Sommermittelwerte.
- Ein differenzierteres Bild ergibt sich bei den Maximum- und Minimumtemperaturen. Das darauf bezogene Risiko nimmt bei der Mehrzahl der untersuchten Stationen ab. Die Größenordnung liegt auch hier im Bereich 10^{-3}, für einige Stationen ist sie bis hin zu 10^{-6} aber kleiner.

Anzumerken ist dabei, dass an den meisten Stationen, an denen ein Anstieg des Risikos erkennbar ist, der lineare Trend durch ein starkes Ansteigen des Risikos in den letzten (ca.10) Intervallen dominiert/erzeugt wird. So steigt z. B. an der Station Hohenpeißenberg bei den Augustmitteltemperaturen das Risiko des Überschreitens des Wertes von August 2003 vom vorletzten Intervall (1973-2002) zum letzten (1974-2003) um den Faktor 14!

Was die Verteilungsparameter betrifft, so ergibt sich sowohl für die Monats- als auch Sommermitteltemperaturen ein einheitlicher linearer Trend der Lage- (entspricht bei einer Normalverteilung dem Mittelwert) und Streuparameter: Für die Junimitteltemperaturen nehmen sie zeitlich gleitend ab, für Juli, August und die Sommermitteltemperaturen insgesamt nehmen sie zu.

Die Sommermaxima weisen sowohl in ihrer Lage als auch in ihrer Streuung einen positiven Trend auf. Dagegen zeigt sich bei den Sommerminima in der Lage (außer in Hamburg und Bremen) ein positiver Trend, in der Streuung jedoch ein negativer Trend. Bei den Junimaxima- und -minima ist der Trend unterschiedlich: Lageparameter der Junimaxima positiv, Streuparameter hingegen negativ. Bei den Juniminima findet man beim Streuparameter ebenfalls einen negativen Trend, beim Lageparameter

ist der Trend hingegen nicht einheitlich. Im übrigen zeigen die Lageparameter der Maximumtemperaturen im August und der Streuparameter im Juli einen einheitlichen positiven Trend.

Kurze Wertung und Ausblick

Der Sommer 2003 in Deutschland ist als extrem heiß einzustufen. Die Wahrscheinlichkeit dafür hat systematisch zugenommen, Hand in Hand mit den insbesondere in den letzten Jahrzehnten beobachteten Erwärmungstrends. Im Detail, d.h. bei Betrachtung der einzelnen Sommermonate, der Tagesdaten und in regionaler Auflösung, fällt das Bild jedoch durchaus differenziert aus. Es bleibt aber auch dann beim Befund eines sehr extremen Ereignisses. Die medinzinmeteorologischen Folgen derartiger Hitzesommer werden im gleichen Band von G. Jendritzky behandelt.

Im allgemeinen sind Hitzesommer auch relativ trocken. Die Korrelation 1901-2003 der sommerlichen Temperatur- und Niederschlagswerte (jeweils Rasterdaten Deutschland) liegt allerdings nur bei - 0,46, was darauf hindeutet, dass heiße Sommer – sicherlich regional sehr unterschiedlich – auch zu Starkniederschlagsereignissen neigen können. Eine statistische Analyse und Bewertung des Sommers 2003 aus niederschlagsklimatologischer Sicht geben Beck et al. in diesem Band.

Wir danken dem Umweltbundesamt (UBA) und dem Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF, im Rahmen von DEKLIM) für die Förderung unserer Untersuchungen. In Form weiterer Publikationen und Berichte werden wir noch ausführlicher auf das sehr bemerkenswerte Phänomen des Sommers 2003 in Deutschland eingehen.

Literatur

Grieser, J., S. Trömel, C.-D. Schönwiese, 2002: Statistical time series decomposition into significant components and application to European temperature. – Theor. Appl. Climatol. 71, 171-183.

Rapp, J., 2000: Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. – Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Bericht Nr. 212.

Schönwiese, C.-D., 2000: Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. – 3. Aufl., Borntraeger, Stuttgart.

Schönwiese, C.-D., 2003: Klimatologie. – 2. Aufl., Ulmer (UTB), Stuttgart.

Schönwiese, C.-D., T. Staeger, S. Trömel, 2004: The hot summer 2003 in Germany. Some preliminary results of a statistical time series analysis. – Meteorol. Z., in print.

Staeger, T., 2003: Empirisch-statistische Analyse von Wechselbeziehungen zwischen Klimasystem und Anthroposphäre in neoklimatologischer Zeit. – Berichte des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main Nr. 107.

Trömel, S., C.-D. Schönwiese, 2003: A generalized method of time series decomposition into significant components including probability assessments of extreme events and application to observational German precipitation data. – Meteorol. Z., submitted.

Hydroklimatologische Einordnung der in Europa extremen Jahre 2002 und 2003

B. Rudolf

Eine Schlagzeile im Magazin „Focus“ (Heft 34/2003) lautete „Omega-Glut über Europa“. Im Rundfunk schwärmten die Wettergurus der Unterhaltungsprogramme monatelang vom „Supersommer“. Die Kehrseite war eine extreme Dürre, deren volkswirtschaftliche Folgeschäden fast so hoch waren wie die des Elbehochwassers (Münchener Rück, Berz 2004).

Das Nordwestradio brachte am 27. Juli 2003 eine Sendung mit dem Titel „Schwere Fluten im Jahr 2002 und nun die Dürre. Sind das die Anzeichen der globalen Klimaänderung?“ Den Kontrast zur Dürre bildete das Jahrhunderthochwasser der Elbe im August 2002 (Rudolf & Rapp, 2003). Augenscheinlich sind extreme Wetterlagen zum Ende des 20. Jahrhunderts besonders häufig aufgetreten. Aufeinanderfolgende gegensätzliche Extreme traten allerdings auch früher auf: So war z.B. das Einzugsgebiet des Rheins im Sommer 1993 sehr trocken, im Dezember desselben Jahres trat dennoch ein Jahrhunderthochwasser auf (Abb. 1).

Mit Bezug auf den DWD geht der Focus-Artikel auf die Ursache der Hitzeperiode ein, die beständige Lage eines Hochs über Mitteleuropa. Deutlich wird die europäische Dimension: Klimatische Phänomene und Strukturen, im Besonderen die räumliche Verteilung jahreszeitlicher Anomalien können nicht durch auf Deutschland begrenzte Analysen allein bewertet werden. Auch für die regionale Ausprägung sind die ursächlichen Mechanismen im komplexen globalen physikalischen System Atmosphäre-Ozean-Landoberfläche zu suchen bzw. zu finden, wobei auch die Entwicklung der Schnee- und Eisbedingungen im arktischen Raum wegen der Verbindung mit der Nordatlantischen und Arktischen Oszillation von Bedeutung sind.



Abb. 1 Jahrhunderthochwasser von Rhein und Mosel im Dezember 1993 und im Januar 1995 (Foto: BfG Koblenz) und das im Sommer 1993 ausgetrocknete Flussbett (Foto: Münchener Rück).

Lufttemperatur und Sonnenscheindauer sind die Klimagrößen, die den vergangenen extremen Sommer primär charakterisieren. Beide Größen haben auch einen wesentlichen Einfluss auf das hydrologische Gleichgewicht an der Erdoberfläche: Solange die Böden noch feucht sind, bestimmen die Lufttemperatur und besonders die Sonneneinstrahlung (Intensität und Dauer) die Verdunstungshöhe. Eine erhöhte Lufttemperatur würde also auch bei durchschnittlichen Niederschlägen zu einer Austrocknung der Böden führen. Eine im Jahresdurchschnitt um 1°C erhöhte Lufttemperatur müsste, grob geschätzt, durch 10 bis 20 mm mehr Niederschlag im Jahr kompensiert werden, um das hydro-klimatische Gleichgewicht zu erhalten (Roth, 1994).

Nach einer Analyse von Luterbacher et al. (2004) ist das Jahr 2003 für ganz Europa als das wärmste Jahr seit 500 Jahren einzustufen. Die Anomalie der Lufttemperatur lag im Sommermittel 2003 (Juni bis August) über ganz Mitteleuropa bei Werten zwischen +2° und +5° Celsius. Die übernormal warme Zone reichte vom mittleren Nordatlantik bis über die Grenze Russlands hinaus und von Nordafrika bis zur Arktis (Abb. 2). Die räumliche Verteilung spiegelt die Omegastruktur der Großwetterlage mit einem genau über Europa liegenden blockierenden Hoch wider. Die Verlagerung der sog. „Rossby-Wellen" in der atmosphärischen Weströmung, d.h. der Folge von Hochdruckrücken und Tiefdrucktrögen in den mittleren Breiten, hängt von der Ostwestausdehnung dieser Wellen ab. Bei kurzen Wellenlängen, Tiefs und Hochs erstrecken sich meist über 1.000 bis 3.000 km, bewegen sich die Wellen von West nach Ost. Erreicht ein Hoch jedoch einen Querschnitt von rund 5.000 km, so bleibt es längere Zeit stationär und leitet die von Westen kommenden Störungen in einem großen Bogen um sich herum.

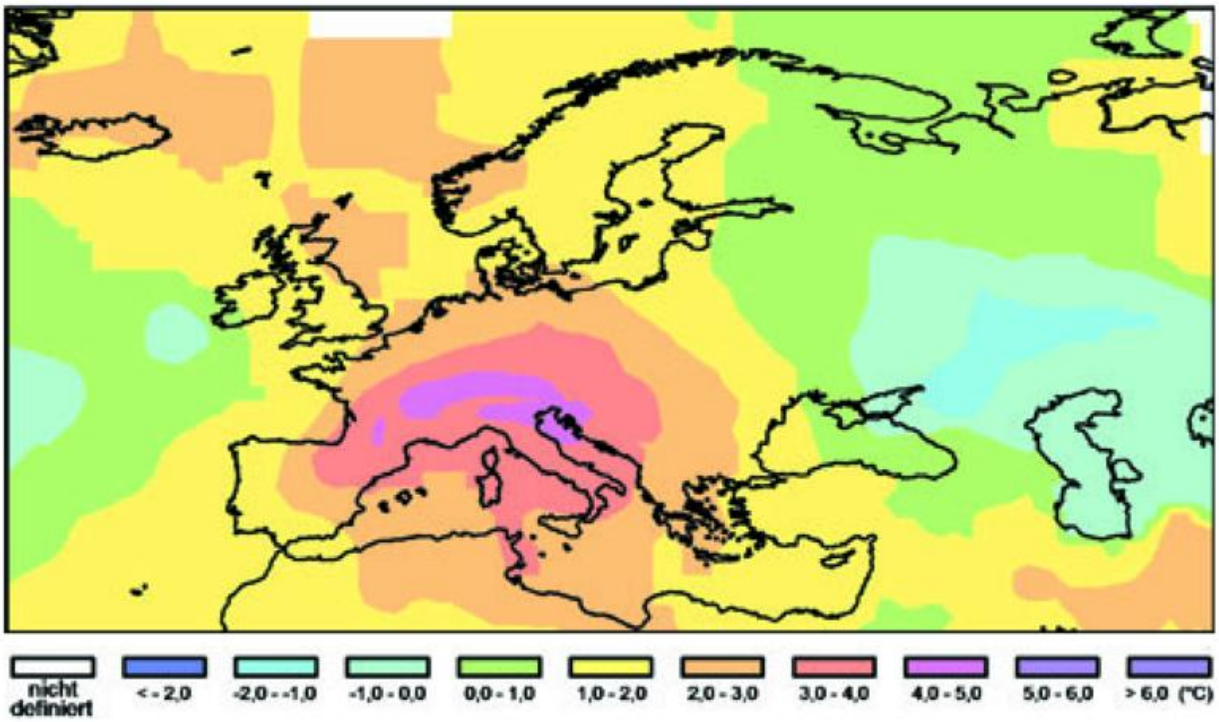


Abb. 2 Anomalie der Lufttemperatur (Abweichung vom Mittel der Periode 1961-90) über Europa im Sommer 2003 (Juni-August), berechnet aus CLIMAT-und Schiffswettermeldungen.

Wurde nun im Sommer 2003 die infolge der Hitze erhöhte Verdunstung durch ein mehr an Niederschlag kompensiert? Bereits die Karten der monatlichen Niederschlagsanomalie des Beitrags „Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa“ in diesem Band (Rudolf, 2004) zeigen, dass das Jahr 2003 in Mitteleuropa im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990 überwiegend zu trocken war und in der Jahressumme deutlich weniger Niederschlag als normal gefallen ist.

Über diese Aussage hinausgehend beschreibt der hier vorliegende Artikel für sieben ausgewählte Gebiete aus Europa die Niederschlagsbedingungen im Jahresverlauf für die letzten 18 Jahre. Abbildung 3 zeigt zunächst das prozentuale Verhältnis der Gesamtniederschlagshöhe von 2003 (meteorologisches Jahr Dezember 2002 bis November 2003) zum durchschnittlichen Jahresniederschlag der Periode 1961-1990 in einer ungeglätteten Rasterkarte. Dieser Rasterkarte, wie auch den nachfolgend beschriebenen Auswertungen, liegen die monatlichen globalen Rasterdaten des „Monitoring Product“ des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie (WZN) zugrunde. Dieses Produkt enthält monatliche Gebietsniederschläge, die aus Stationsbeobachtungen für Rasterflächen von 1° mal 1° geographischer Länge und Breite mittels objektiver Analyse berechnet werden (Rudolf et al., 1992). Die Ergebnisse repräsentieren also keine punktuellen Bedingungen sondern Flächenmittel. Das „Monitoring Product“, von dem heute eine Zeitreihe von 18 Jahren (1986 bis 2003) vorliegt, beruht nur auf den frühzeitig weltweit verfügbaren Daten (Rudolf et al., 2003), denn zusätzliche Daten aus dem Ausland kann das WZN wegen der zur Datenaufbereitung bei den jeweiligen nationalen Wetterdiensten anfallenden Zeit erst deutlich später erhalten. Die vorliegende Untersuchung ersetzt daher nicht detailliertere Analysen für die einzelnen Länder, liefert aber in der groben Zeit- und Raumskala realistische Ergebnisse. Eine Zusammenfassung der Witterung im Jahr 2003 für Deutschland liefert der erste Beitrag dieses Bandes („ Die Witterung in Deutschland“ Müller-Westermeier & Riecke, 2004).

Auf der Basis der Jahresanalyse für 2003 (Abb. 3) wurden sieben Teilgebiete ausgewählt, deren Lage und Größe aus Abbildung 4 hervorgeht. Als Kriterien für die Gebietsauswahl dienten sowohl die Anomalien, vorzugsweise die Schwerpunkte der Trockengebiete von 2003, als auch die Belegung der Gebiete mit Messdaten von Stationen. Die den Gebieten zugehörigen Diagramme (Abb. 5a-c) zeigen die jeweils von Januar an monatlich bis zum Jahresende aufsummierten Gebietsniederschlagsanomalien für jedes Einzeljahr sowie für das Mittel der 18 Jahre 1986 bis 2003. Für das Gebiet Nordostdeutschland-Westpolen werden zusätzlich vorweg die aufsummierten Gebietsniederschlagshöhen im Vergleich zum Mittel der Normalperiode 1961-1990 dargestellt (Abb. 5a oben). Die Diagramme sind wie folgt zu lesen: Über dem Januar (linker Rand) ist die monatliche Niederschlagshöhe für den Januar abzulesen, über dem Februar die Gesamtniederschlagshöhe für Januar plus Februar etc. Damit ergibt sich über dem Dezember die Jahresniederschlagshöhe.

Zur Darstellung: Die vier über Nordostdeutschland-Westpolen niederschlagsreichsten Jahre (2002, 1998, 1993 und 1994) sind durch Linien in Blau und Violett, die vier in diesem Gebiet trockensten Jahre (2003, 1989, 1992 und 1996) in Rot, Orange und Hellgrün gekennzeichnet. Alle anderen Jahre sind in Grau dargestellt und das Mittel für die 18 Jahre 1986-2003 in Dunkelgrün. Die Zuordnung der Farben zu den Jahreszahlen gilt einheitlich auch für die anderen sechs Gebiete.

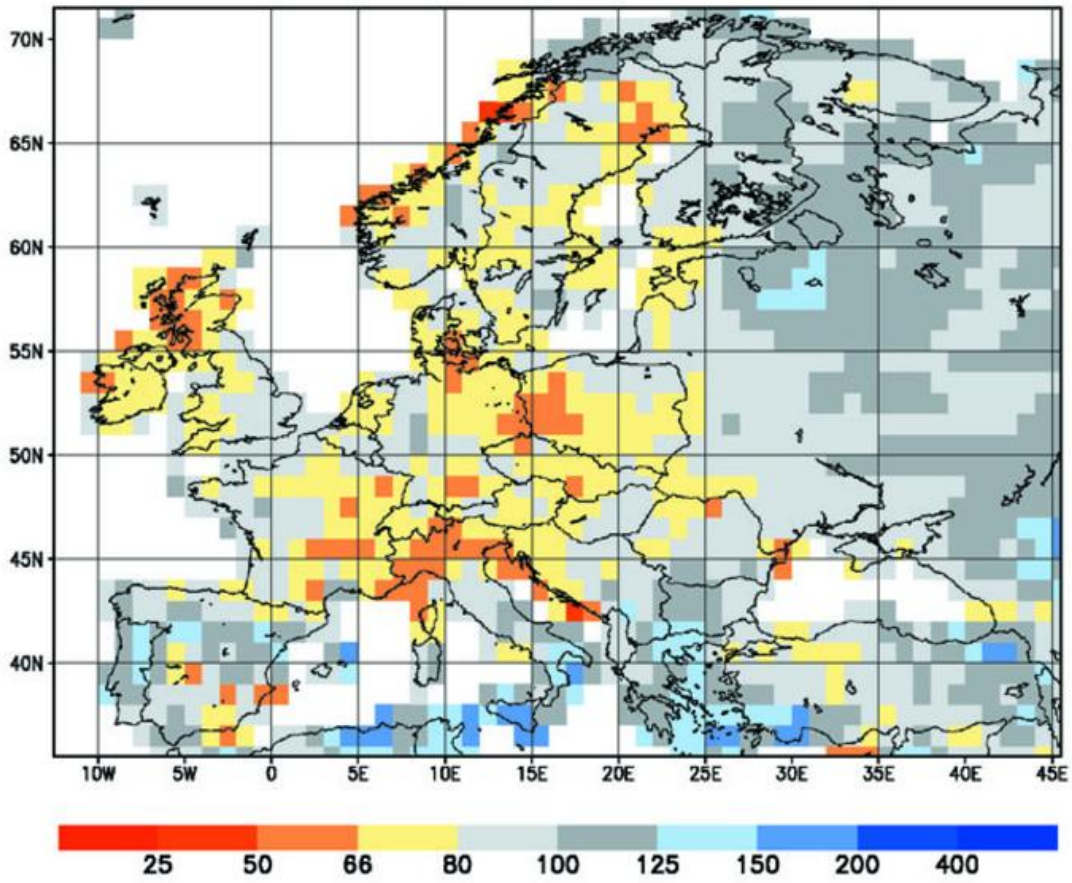


Abb. 3 Jährlicher Niederschlag Dez. 2002 bis Nov. 2003 in Prozent der Mittelwerte 1961 bis 1990.

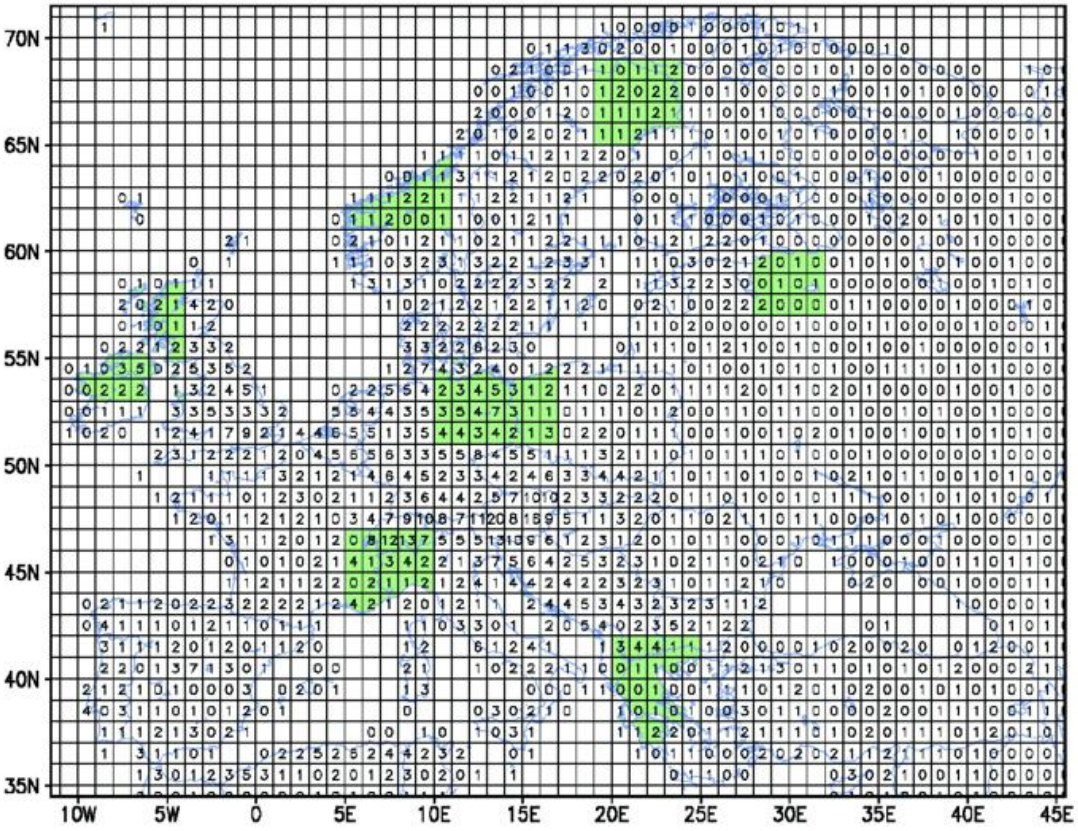
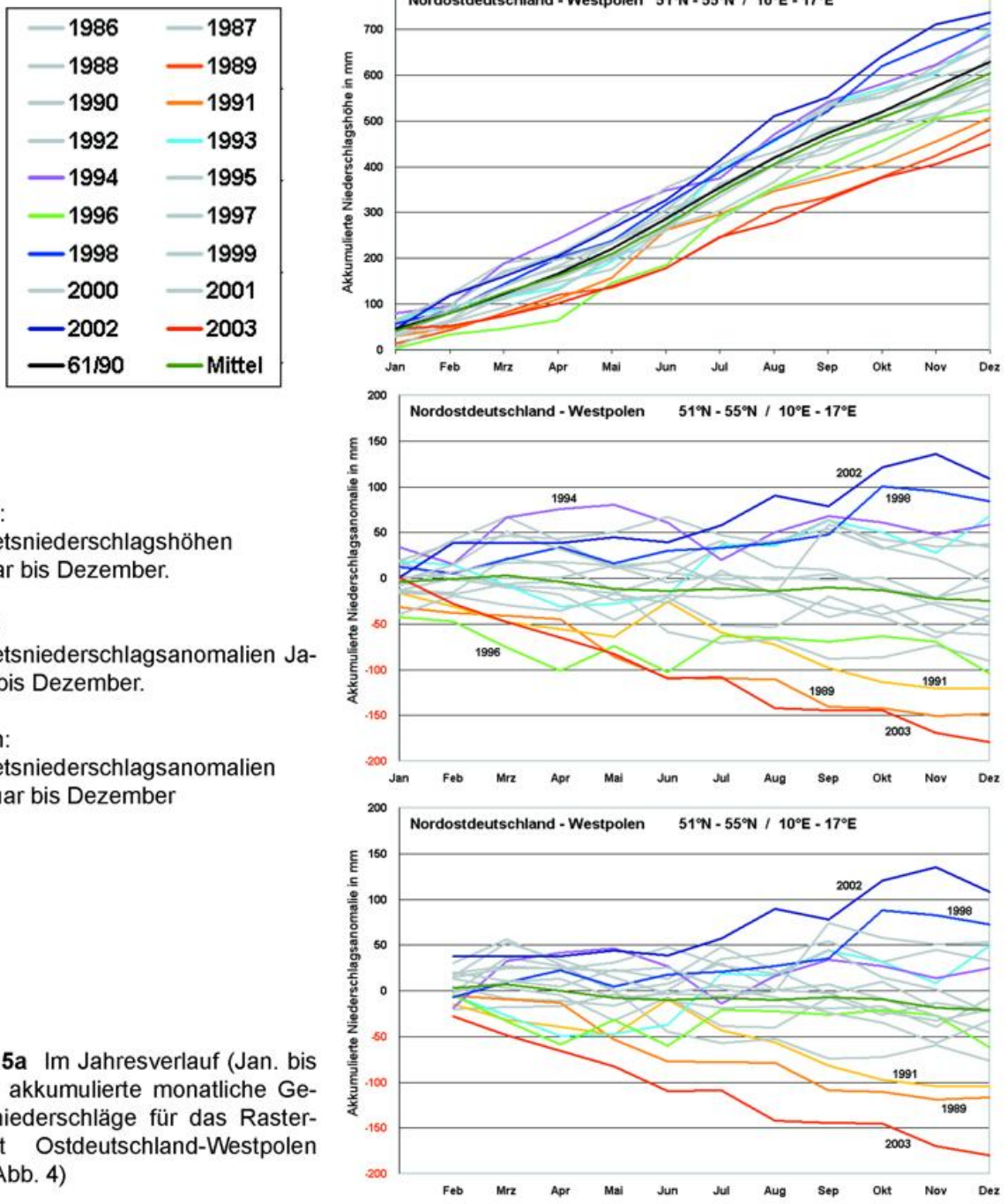


Abb. 4 Lage der sieben ausgewählten Gebiete (grün unterlegt) und Anzahl der verwendeten meteorologischen Stationen in den Gebietsrastern (1° mal 1° geogr. Länge und Breite).



Oben:
Gebietsniederschlagshöhen Januar bis Dezember.

Mitte:
Gebietsniederschlagsanomalien Januar bis Dezember.

Unten:
Gebietsniederschlagsanomalien Februar bis Dezember

Abb. 5a Im Jahresverlauf (Jan. bis Dez.) akkumulierte monatliche Gebietsniederschläge für das Rastergebiet Ostdeutschland-Westpolen (vgl. Abb. 4)

Für das Gebiet Nordostdeutschland-Westpolen bilden die beiden letzten Jahre (2003 sehr trocken, 2002 sehr nass) die gegensätzlichen Extreme. Die Spanne wird noch deutlicher, wenn der Januar, 2002 eher trocken und 2003 feucht war, unberücksichtigt bleibt, die Bildung der Niederschlagssummen also erst mit dem Februar beginnt. Aus agrarmeteorologischer Sicht ist das sogar sehr sinnvoll: Bei einem Beginn der Vegetationsperiode im März liefern die Februarniederschläge einen Beitrag zur Bodenfeuchte, während die vom Januar herrührende Bodenfeuchte bei einem trockenen Februar großenteils verdunstet. Die für den Zeitraum 1986-2003 berechnete mittlere Jahresgebietsniederschlagshöhe liegt um etwa 20 mm niedriger als der Mittelwert der klimatologischen Bezugsperiode 1961-1990.

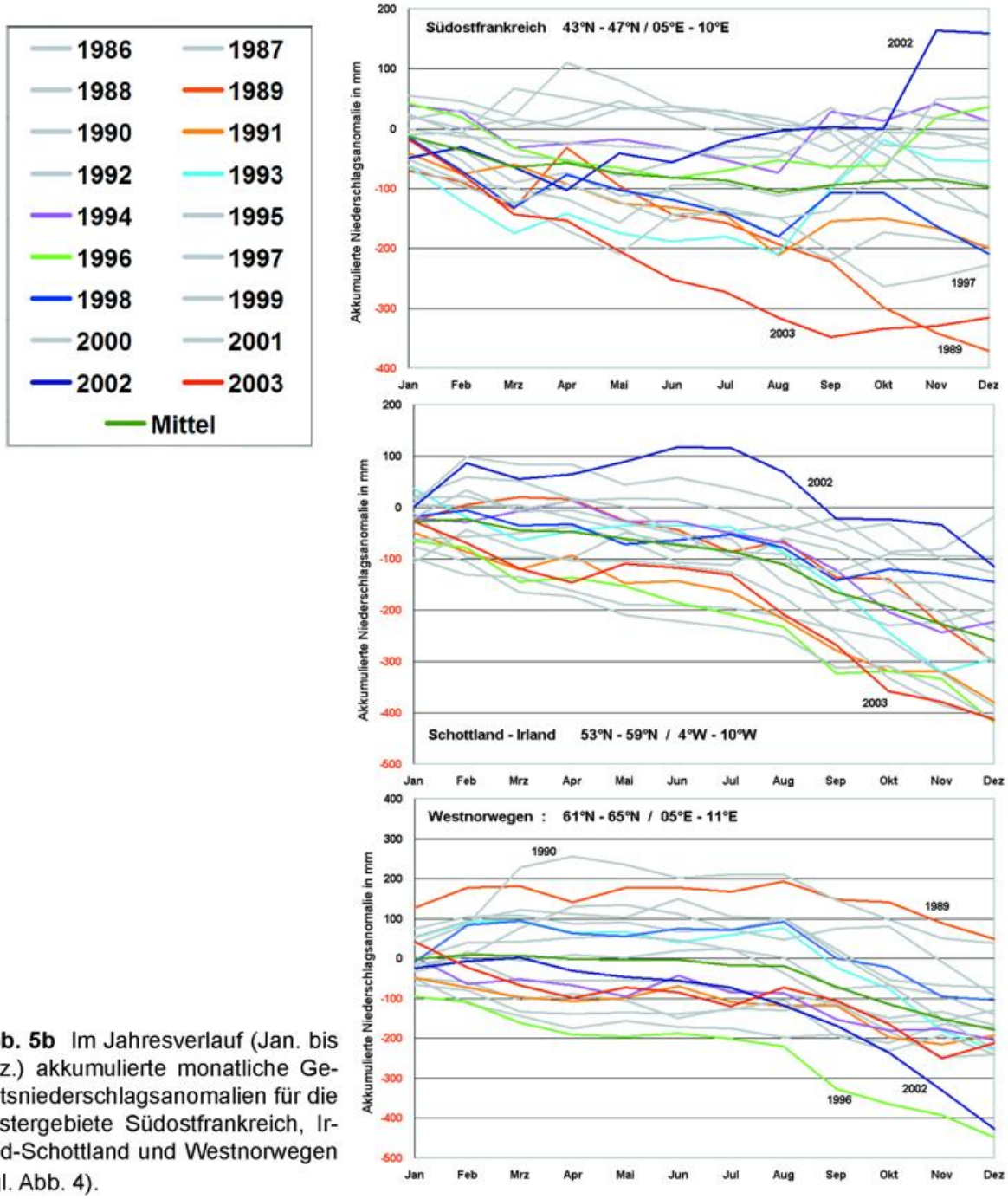


Abb. 5b Im Jahresverlauf (Jan. bis Dez.) akkumulierte monatliche Gebietsniederschlagsanomalien für die Rastergebiete Südostfrankreich, Irland-Schottland und Westnorwegen (vgl. Abb. 4).

Für das über Nordostdeutschland feuchteste Jahr 2002 entsprachen die bis zum Oktober gefallenen Niederschläge dem klimatologischen Durchschnitt, aufgrund der extremen Regenfälle im November wurde 2002 jedoch auch hier zum feuchten Rekordjahr. 2003 war auch im Raum Südostfrankreich bis zum Oktober extrem trocken, wurde aber im Jahresniederschlag noch vom Jahr 1989 unterboten. Bei den am Atlantik gelegenen Küstengebieten (Irland und Schottland, Westnorwegen) fällt für nahezu alle der letzten 18 Jahre ein starker Rückgang der Herbstniederschläge auf. Zur Verifizierung dieser Ergebnisse und deren Interpretation sind Untersuchungen unter Berücksichtigung klassifizierter Großwetterlagen und der Nordatlantischen Oszillation auf der Basis qualitäts- und homogenitätsgeprüfter Datenreihen für einen längeren, weiter zurückreichenden Zeitraum notwendig.

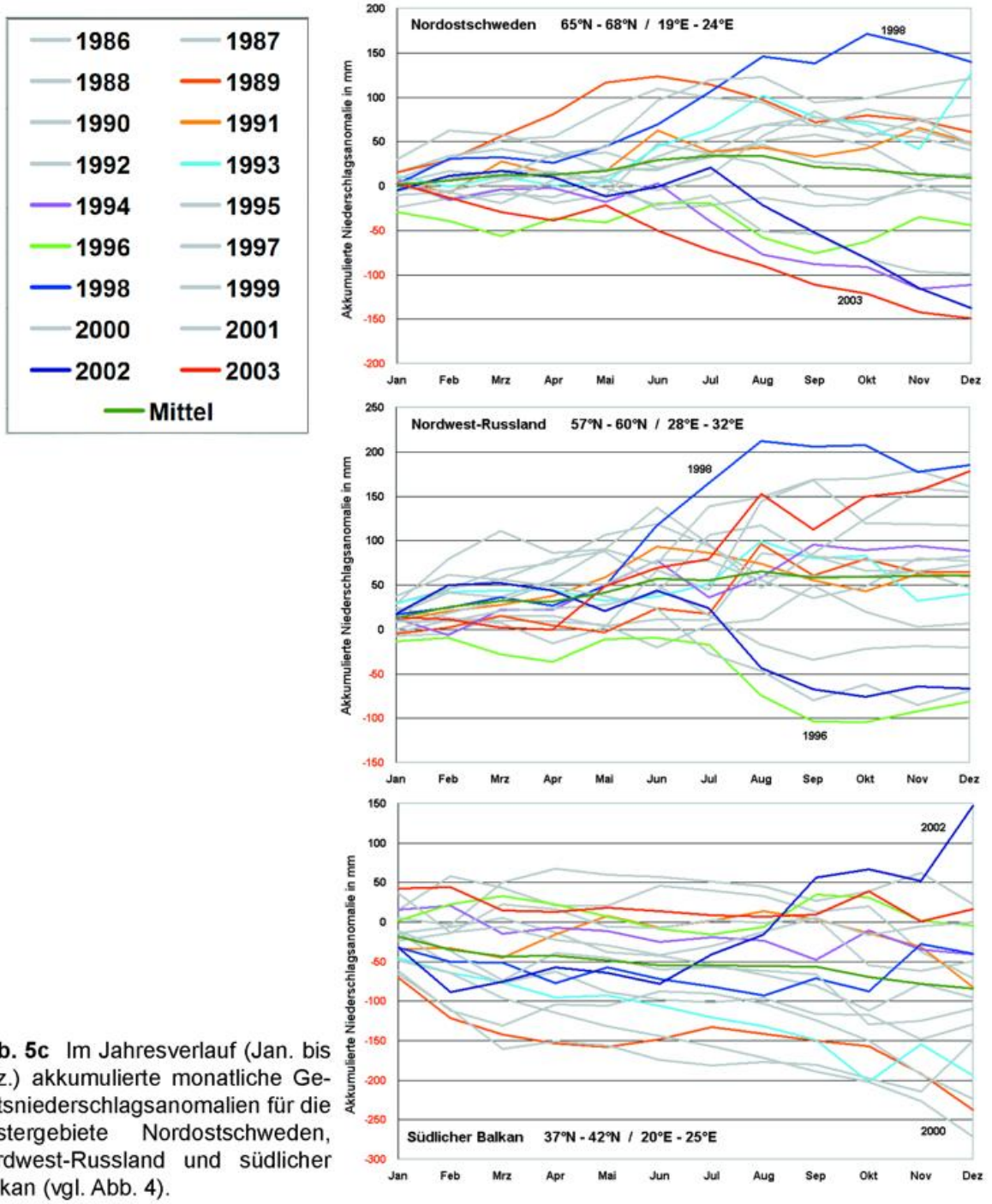


Abb. 5c Im Jahresverlauf (Jan. bis Dez.) akkumulierte monatliche Gebietsniederschlagsanomalien für die Rastergebiete Nordostschweden, Nordwest-Russland und südlicher Balkan (vgl. Abb. 4).

Im Jahr 2003 reichte die warme und niederschlagsarme Zone von Mitteleuropa bis nach Skandinavien, wie die Ergebnisse für Nordschweden zeigen. Nordschweden erhielt allerdings auch schon im Jahr 2002 nach einem sehr trockenen zweiten Halbjahr deutlich unternormale Niederschläge.

Über Nordwest-Russland war die Mehrzahl der 18 Jahre nasser als normal. Die beiden extremen Jahre 2002 und 2003 verhielten sich hier gegenläufig zu Mitteleuropa: Das Jahr 2002 war hier deutlich trockener als normal, das Jahr 2003 dagegen sehr niederschlagsreich. Über dem südlichen Balkan schlagen 2002 die hohen Dezemberniederschläge in der Jahressumme durch, 13 der 18 analysierten Jahre fielen in dieser Region jedoch trockener als normal aus.

Schlussbemerkungen

Der jährliche Witterungscharakter von Europa wird in erster Linie aus der Konstellation der Wetterlagen geprägt. Dies wird, wenn es auch in diesem kurzen Artikel nicht im Einzelnen erläutert ist, aus den Analysen des WZN deutlich. Beim Auftreten extrem nasser Ereignisse sind die Unterschiede innerhalb Europas zeitlich und räumlich stärker ausgeprägt als unter trockenen Bedingungen. Aufgrund des Skalenunterschieds schließen sich auch eine großräumigen Dürre und das gleichzeitige Auftreten von lokal extremen Starkniederschlägen und Sturzfluten nicht aus, wie es das heiße Jahr 2003 gezeigt hat (Rudolf, 2004).

Die Beurteilung der Häufigkeit oder Eintrittswahrscheinlichkeit seltener extremer Niederschlagsereignisse, für Trockenperioden besonders auch deren Andauer, setzt die Auswertung langer homogenitätsgeprüfter Datenreihen voraus. Betrachtete Größen sind der Trend der Niederschlagshöhe, die Niederschlagsvariabilität, der Trend dieser Variabilität und die Häufigkeitsverteilung klassifizierter Niederschlagshöhenbereiche. Eine an der Universität Frankfurt durchgeführte statistische Analyse belegte eine allmähliche Zunahme der Häufigkeit extrem trockener wie auch feuchter Monate (Grieser, Staeger & Schönwiese, 2000), wobei die Niederschlagsvariabilität stärker als die Mittelwerte zunahm. Die Extremereignisse der beiden vergangenen Jahre passen in dieses Bild, obwohl ein ursächlicher Zusammenhang mit dem Trend nicht bewiesen ist. Als Einzelereignisse hätten sie allerdings auch in der Klima-Spannweite des 20. Jahrhunderts jederzeit auftreten können.

Die in der oben zitierten Untersuchung verwendeten Datenreihen reichen jedoch nur bis zum Jahr 1995. Deshalb führen die Universität Frankfurt und der DWD zur Zeit gemeinsam ein Folgeprojekt mit den Zielen der Entwicklung einer geeigneten globalen Datengrundlage für das 20. Jahrhundert und deren statistischer Analyse durch. Dieses Projekt wird vom Bundesforschungsministerium im Rahmen des Deutschen Klimaprogramms DEKLIM mit einer Laufzeit bis März 2006 gefördert. Erste Analysen wurden vor dem Hintergrund der schweren Fluten im Jahr 2002 und der Dürre im Folgejahr bereits publiziert (Beck & Grieser, 2003 und 2004). Die Ergebnisse beschränken sich allerdings noch auf das Gebiet von Deutschland und sind wegen der noch nicht abgeschlossenen Homogenitätsuntersuchungen als vorläufig anzusehen.

Bei einer weiteren Zunahme der mittleren Lufttemperatur, wie sie durch die Klimamodelle unter der Berücksichtigung der zu erwartenden Treibhausgasemissionen vorhergesagt wird (Graßl &. Vieser, 1998; IPCC, 2001), ist auch in Europa mit einer Zunahme und Intensivierung extremer Ereignisse, d.h. hoher Temperaturen wie im Sommer 2003 und Starkniederschlägen wie im Sommer 2002, zu rechnen (Schär et al., 2004). Die Witterung der letzten beiden Jahre könnte daher schon einen Vorgeschmack auf unser zukünftiges europäisches Klima geliefert haben.

Danksagung: Die Karte der Lufttemperaturanomalie wurde freundlicherweise von Frau M. Seilkopf, Seewetteramt Hamburg, für diesen Beitrag bereitgestellt. Den Herren P. Finger, J.N. Breidenbach und P. Stender sei für die Zusammenstellung der Niederschlagsdaten und Unterstützung bei der Auswertung gedankt.

Literatur

Beck, Ch., , J. Grieser und S. Trömel (2004): Die Trockenperiode des Jahres 2003 in Deutschland im Kontext langzeitlicher Niederschlagsvariabilität. Klimastatusbericht 2003, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, 2004.

Berz, G. (2004): persönliche Mitteilung.

Graßl, H., und H. Vieser (1998): Des Menschen gefährlichstes Experiment: Dürre, Flut und Stürme. Bild der Wissenschaft, Heft 11-1998, S. 61-72.

Grieser, J., und C. Beck (2003): Extremniederschläge in Deutschland - Zufall oder Zeichen? DWD Klimastatusbericht 2002, im Selbstverlag des Deutscher Wetterdienstes, Offenbach am Main 2003.

Grieser, J., Staeger, T., Schönwiese, C.-D. (2000): Statistische Analysen zur Früherkennung globaler und regionaler Klimaänderungen aufgrund des anthropogenen Treibhauseffektes. Bericht 103, Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt a.M., 228 S.

IPCC (2001): Climate Change 2001 – The Scientific Basis. Summary for Policymakers and Technical Summary of the Working Group I Report of the International Panel on Climate Change (IPCC). Zu beziehen durch: IPCC Secretariat c/o World Meteorological Organization (WMO), Genf.

Luterbacher, J., D. Dietrich, E. Xoplaki, M. Grosjean, H, Wanner (2004): European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends, and Extremes Since 1500. Science, 303, S. 1499-1503.

Müller-Westermeier, G., und W. Riecke (2004): Die Witterung in Deutschland 2003. Klimastatusbericht 2003, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, 2004.

Rudolf, B. (2004): Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa: Klimastatusbericht 2003, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, 2004.

Rudolf, B., T. Fuchs, U. Schneider & A. Meyer-Christoffer (2003): Introduction of the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC). Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M., Germany. 16 pp. Internetpublikation unter http://gpcc.dwd.de/.

Rudolf, B., H. Hauschild, M. Reiß und U. Schneider (1992): Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie - Contributions to the Global Precipitation Climatology Centre. Meteorologische Zeitschrift N. F. 1 Nr. 1, 7-84.

Rudolf, B., und J. Rapp (2003): Das Jahrhunderthochwasser der Elbe: Synoptische Wetterentwicklung und klimatologische Aspekte. Klimastatusbericht 2002, Deutscher Wetterdienst, ISBN 3-88148-388-8, S. 172-187.

Roth, R. (1994): Einige Bemerkungen zum Klimaimpaktproblem auf der Basis der Klimaklassifikation von Köppen und Geiger anläßlich des 100. Geburtstages von R. Geiger. Meteorol. Zeitschrift N.F. 3(4), S. 250.

Schär, Ch., P. L. Vidale, D. Lüthi, Ch. Frei, Ch. Häberli, M. A. Liniger & Ch. Appenzeller (2004): The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. Nature, Vol. 427, Jan. 2004, S. 332-336.

Die Trockenperiode des Jahres 2003 in Deutschland im Kontext langzeitlicher Niederschlagsvariabilität

Ch. Beck, J. Grieser, S. Trömel

- Historische Minima der Flusspegelstände in verschiedenen deutschen Flussgebieten (z.B. wird Ende September 2003 mit 50 cm der niedrigste Wasserstand des Rheins am Pegel Emmerich seit Beginn der Pegelmessungen 1804 erreicht),
- in Brandenburg wird aufgrund des akuten Waldbrandrisikos die Waldbrandstufe drei ausgerufen,
- für einige Gemeinden Thüringens kann die Trinkwasserversorgung nur noch mittels Tankwagen sichergestellt werden.



Abb. 1 Das Dorf Asel, gegründet 1317, erbaute 1890 diese Brücke. Wegen des Baus der Edertalsperre wurde das Dorf umgesiedelt und 1914 geflutet. Durch den Jahrhundertsommer senkte sich der Wasserspiegel im Jahr 2003 soweit, dass neben vielen versunkenen Bauruinen auch diese gut erhaltene Brücke wieder ans Tageslicht trat. (Foto und Text von Matthias Heitwerth)

Dies sind nur drei Beispiele für jeden erkennbarer Folgen einer langanhaltenden Phase defizitären Niederschlagsaufkommens in 2003, die nicht nur klimatologisches Phänomen war sondern auch von ökonomischer Relevanz ist (Münchener Rückversicherungsgesellschaft).

Im vorliegenden Beitrag soll der Frage nachgegangen werden, wie die Trockenheit des Jahres 2003 bei vergleichender Betrachtung mit der Niederschlagsentwicklung in Deutschland im 20. Jahrhundert zu bewerten ist, inwieweit sie als Konsequenz systematischer Veränderungen des Niederschlagsgeschehens aufgefasst werden kann und welchen langzeitlichen Variationen ihre Eintrittswahrscheinlichkeit unterliegt. Nach einer kurzen Beschreibung und Einordnung der Trockenheit in den langzeitlichen Kontext erfolgt in den darauffolgenden Abschnitten zunächst eine Untersu-

chung der Änderungen im Auftreten von Trockentagen und in der Andauer von Trockenperioden. Abschließend wird anhand einer statistischen Modellierung monatlicher stationsbezogener Niederschlagsreihen die zeitliche Änderung der Wahrscheinlichkeit für das Eintreten eines solchen Ereignisses in räumlicher Differenzierung untersucht.

Charakterisierung der Trockenphase des Jahres 2003 in Deutschland

Eine Übersicht der monatlichen Niederschlagssummen (Deutschlandmittel) während der ersten 10 Monate des Jahres 2003 (Tabelle 1, Quelle: Klimainformationssystem des Deutschen Wetterdienstes - http://www.dwd.de/de/FundE/Klima/KLIS/index.htm) verdeutlicht zum einen, dass bei monatsspezifischer Betrachtungsweise die Niederschlagssumme jedes Einzelmonats des vergangenen Jahres innerhalb des Zeitraums von 1901 bis 2000 mehrmals unterschritten wurde. Selbst die Niederschlagssummen im Februar und August - den Monaten mit den deutlichsten Niederschlagsdefiziten im Vergleich zum vieljährigen Mittel des Bezugszeitraums (1961-1990) - wurden im letzten Jahrhundert noch in 9 bzw. in 2 Monaten unterboten. Der relativ gesehen feuchteste Einzelmonat Mai nimmt sogar nur den 49. Rangplatz ein. Zum anderen offenbart Tabelle 1 aber, dass aus den einzelnen, zum Teil nicht außergewöhnlich niedrigen Monatssummen insgesamt gesehen in Deutschland eine bemerkenswert langanhaltende Phase unterdurchschnittlicher Niederschläge von Februar bis September resultiert, die, in Verbindung mit zeitweise stark überdurchschnittlichen Temperaturen (siehe Schönwiese et al. in diesem Band), die eingangs erwähnten Auswirkungen auf natürliche und gesellschaftliche Systeme zeigte.

Geht man von der Annahme aus, dass das Niederschlagsgeschehen in Deutschland keinen langfristigen Änderungen unterliegt, setzt man also Stationarität voraus, so lassen sich die auf 100 Beobachtungsjahre bezogenen Anzahlen von Unterschreitungen der für verschiedene Zeiträume aggregierten Niederschläge (Tabelle 1) als Wahr-

Tab. 1 Monatsniederschläge des Jahres 2003 (Januar bis Oktober) in Deutschland, relative Abweichungen vom vieljährigen Mittel (Bezugswert 1961-1990), Anzahl der Unterschreitungen bzgl. der Periode 1901 bis 2000 und daraus abgeleitete Wiederkehrzeit.

Monat	Niederschlag [mm]	Abweichung vom Bezugswert in %	Anzahl der Unterschreitungen	Wiederkehrzeit [Jahre]
Januar	79.3	+30.4	823	1.2
Februar	19.6	-60.2	9	11.1
März	26.8	-52.6	14	7.1
April	37.1	-36.3	21	4.8
Mai	63.8	-10	48	2.0
Juni	52	-38	9	11.1
Juli	66.5	-14.2	21	4.5
August	33.2	-57	2	50
September	50.2	-17.9	30	3.3
Oktober	72.6	+30.1	691	1.4
Frühling	127.8	-31.8	10	9.1
Sommer	151.8	-36.6	4	25
Feb. – Aug.	299.2	-39	1	100
Feb. - Sep.	349.2	-35.78	4	25

scheinlichkeiten für das Auftreten entsprechender Trockenphasen interpretieren. Der Kehrwert dieser Wahrscheinlichkeit kann dann als Schätzwert für die Wiederkehrzeit des jeweiligen Ereignisses aufgefasst werden. Für die Einzelmonate des Zeitraums Februar bis September ergeben sich so Wiederkehrzeiten zwischen etwa zwei (Mai) und 50 Jahren (August) und bei saisonaler Zusammenfassung Wiederkehrzeiten von neun (Frühling) bzw. 25 Jahren (Sommer). Betrachtet man aber den Zeitraum von Februar bis August, so erhält man eine geschätzte Wiederkehrzeit von 100 Jahren. Während also die unterdurchschnittlichen Niederschläge der Einzelmonate mehrheitlich nicht als extrem seltene Ereignisse bezeichnet werden können, trifft dies für die übergreifende Periode von Februar bis August umso mehr zu. Bei dieser Abschätzung von Wiederkehrzeiten aus relativen Häufigkeiten ist jedoch große Vorsicht geboten, insbesondere wenn der Berechnung sehr wenige Ereignisse zugrundeliegen. So suggeriert ein einmal in hundert Jahren aufgetretenes Ereignis ein Hundertjahreereignis, ein zweimal beobachtetes schon ein Fünfzigjahreereignis. Bei Betrachtung eines vom letzten Jahrhundert abweichenden hundertjährigen Bezugszeitraums, hätten wir demnach auch deutlich divergierende Ergebnisse erhalten können.

Detailliertere Aussagen zur Wiederkehrzeit der Trockenheit des Jahres 2003 werden wir im weiteren auf der Grundlage der Ergebnisse einer statistischen Modellierung der Niederschlagsreihen formulieren. Zuvor soll aber die Frage beantwortet werden, wie das Auftreten der oben kurz charakterisierten außergewöhnlich langanhaltenden Trockenperiode des Jahres 2003 in den Kontext langzeitlicher Variabilität der Häufigkeit und Persistenz von Trockentagen in Deutschland einzuordnen ist.

Langzeitliche Veränderungen der Auftrittshäufigkeit von Trockentagen sowie der Andauer und des Beginns von Trockenperioden

Zur Analyse langzeitlicher Veränderungen von Trockenheiten in Deutschland für den Bezugszeitraum von Februar bis August (182 Tage) werden stationsbezogene Tagesdaten des Niederschlags von 83 deutschen Stationen für den Zeitraum von 1901 bis 2000 analysiert (zur räumlichen Verteilung der Stationen siehe Abb. 1). Als Trockentage werden dabei solche Tage aufgefasst, an denen bis zu 1 mm Niederschlag gefallen ist. Um weitergehende Aussagen zu Variationen der Dauer und des Eintrittsdatums von Trockenperioden zu ermöglichen, wird darüber hinaus für jedes Jahr die längste Periode bestimmt innerhalb derer an allen aufeinanderfolgenden Tagen nicht mehr als jeweils 2 mm Niederschlag gemessen wurde (maximum number of consecutice dry days, entsprechend der Definition des UK Met Office im Rahmen des UK Climate Impact Programme).

In einem ersten Untersuchungsschritt wird zunächst für jede der 83 Stationen und jeweils alle drei Untersuchungsvariablen (Anzahl Trockentage, Dauer und Eintrittsdatum der längsten Trockenperiode) ein Mann-Kendall Trendtest durchgeführt, der Aufschluss über Vorzeichen und Signifikanz langzeitlicher Änderungstendenzen gibt.

Die in Tabelle 2 zusammengefassten Ergebnisse verdeutlichen, dass bezüglich der Anzahl der Trockentage und der Länge der längsten Trockenperiode nur an wenigen Stationen signifikante Trends ausgeprägt sind. Zwar überwiegen zahlenmäßig in beiden Fällen die Stationen mit signifikant negativem Trend, diese Häufungen erreichen

aber keine statistische Signifikanz.

Hingegen zeigt sich bezüglich des Eintrittsdatums der längsten Trockenperiode ein ausgeprägtes hochsignifikantes Übergewicht von Stationen, an denen eine signifikante Verschiebung des Beginns der Trockenphase, und zwar auf ein späteres Datum, festgestellt werden kann.

Tab. 2 Zusammenfassung der Ergebnisse der Mann-Kendall Trendtests der Untersuchungsvariablen: Anzahl der Stationen mit signifikant positivem/negativem Trend und Signifikanz der Häufung von Stationen mit signifikantem Trend des dominierenden Vorzeichens.

Variable	Anzahl der Stationen mit sign. negativem Trend	Anzahl der Stationen mit sign. positivem Trend	Signifikanz der Anzahl der Trends
Anzahl Trockentage	7	4	Unsign.
Länge Trockenperiode	6	1	Unsign.
Beginn Trockenperiode	0	16	99.99%

Zur Abschätzung der Größenordnung dieser Veränderungen erfolgte in einer weiteren Untersuchung der Vergleich der variablenspezifischen Mittelwerte der ersten und der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts, wobei für die Ergebnisdarstellung in Tab. 3 die Mittelwerte und die Differenzen (zweite Hälfte minus erste Hälfte) jeweils über alle Stationen gemittelt wurden.

An einer deutlich überwiegenden Anzahl von Stationen ist in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts (1951-2000) sowohl die Anzahl der Trockentage im Zeitraum Februar bis August als auch die Andauer der längsten Trockenperiode im entsprechenden Zeitraum gegenüber der ersten Hälfte des Jahrhunderts (1901-1950) reduziert. Gemittelt über alle Stationen ergibt sich eine Abnahme der Häufigkeit von Trockentagen um etwa einen Tag und eine Verkürzung der längsten Trockenphase um etwas mehr als einen halben Tag. In beiden Fällen ist die Häufung von Stationen mit Veränderungen negativen Vorzeichens statistisch signifikant.

Betrachtet man die stationsspezifischen Ergebnisse, so zeigt sich eine ausgeprägte Schwankungsbreite der Unterschiede zwischen den beiden Vergleichszeiträumen von zwölf Tagen Abnahme bis zu 7 Tagen Zunahme bezüglich der Anzahl von Trockentagen und von 4 Tagen Reduzierung bis zu etwa 2 Tagen Verlängerung hinsichtlich der Dauer der längsten Trockenperiode.

Erhebliche Unterschiede zwischen den einzelnen Stationen bestehen auch in Hinblick auf den Beginn der längsten Trockenphase, der im Mittel über alle Stationen in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts auf den 13. April fällt und damit gegenüber dem Zeitraum 1901-1950 etwa sechs Tage später registriert wird. Bei stationsspezifischen Veränderungen im Bereich von –18 bis zu +32 Tagen überwiegen insgesamt aber deutlich und statistisch hochsignifikant diejenigen Stationen für die in der zweiten Jahrhunderthälfte ein späterer Eintrittstermin festgestellt werden kann (61 von 83 Stationen).

Angesichts der sehr heterogenen räumlichen Verteilung der zur Verfügung stehenden Stationen (siehe Abb. 1) sind Aussagen zu regionalen Differenzierungen der Untersu-

chungsergebnisse nur eingeschränkt möglich. Dennoch lässt sich für die Veränderungen hinsichtlich Persistenz und Beginn der längsten Trockenphasen feststellen, dass sich die ausgeprägtesten Andauerreduzierungen und die deutlichsten Verschiebungen des Eintrittstermins auf ein späteres Datum in Süddeutschland und dort, bezüglich der letztgenannten Untersuchungsvariable vor allem im Voralpenraum und im Bayerischen Wald manifestieren.

Tab. 3 Mittelwerte der Untersuchungsvariablen in erster und zweiter Hälfte des 20. Jahrhunderts und Differenzen (zweite Hälfte minus erste Hälfte), sowie Anzahl negativer und positiver Differenzen

Variable	1. Hälfte	2. Hälfte	Differenz	Anzahl neg. Differenzen	Anzahl pos. Differenzen	Signifikanz
Trockentage	135.75	134.63	-1.12	54	29	99.1
Länge Trockenperiode	19.96	19.39	-.58	52	31	97.2
Beginn Trockenperiode	103.25	109.20	5.95	22	61	99.99

Eine in vergleichbarer Weise nachvollziehbare räumliche Strukturierung der Ergebnisse ist aber bezüglich der langzeitlichen Veränderungen der Auftrittshäufigkeiten von Trockentagen nicht erkennbar.

Vor dem Hintergrund dieser Ergebnisse erscheint die Trockenheit des Jahres 2003 nicht als konsequente Folge der langzeitlichen Entwicklungen von Anzahl und Persistenz von Trockentagen in Deutschland seit 1901 sondern vielmehr als von den Langfristtendenzen unabhängiges Einzelereignis.

Um zu einer weiter differenzierten Bewertung und Einordnung dieses Ereignisses zu gelangen, werden im weiteren die zeitlichen Variationen der Wahrscheinlichkeit seines Auftretens im 20. Jahrhundert untersucht.

Änderungen der Eintrittswahrscheinlichkeit der aggregierten Niederschlagssummen Februar bis August 2003 im 20. Jahrhundert

Um Wahrscheinlichkeiten für das Eintreten der Trockenperiode 2003 sowie deren Änderungen im 20. Jahrhundert abzuschätzen, werden 110 aggregierte Niederschlagsreihen deutscher Stationen für den Zeitraum 1901 bis 2000 statistisch modelliert. Der Wert eines Jahres einer jeden Station beinhaltet hier also die Niederschlagssummen der Monate Februar bis August. Die statistische Modellierung gelingt mittels einer verallgemeinerten Zeitreihenzerlegung (Trömel et al.), welche in der Weiterentwicklung aus einer sukzessiven Strategie (Grieser et al.) zur Berücksichtigung verschiedener Zeitreihenkomponenten hervorgegangen ist. Die Methodik der verallgemeinerten Zeitreihenzerlegung beinhaltet die Möglichkeit auf Basis einer wählbaren Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion Zeitreihen zu beschreiben, indem für zwei der gewöhnlich konstanten Verteilungsparameter Zeitabhängigkeit zugelassen wird. Das bedeutet, für jeden Zeitpunkt der analysierten Reihe, hier z.B. das Niederschlagsaggregat eines Jahres, kann die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion angegeben werden. Da hier Niederschläge mehrerer Monate aufsummiert werden, erscheint bereits die Gaußverteilung statt einer linkssteilen Dichtefunktion wie z. B. der Gumbel- oder der Weibullverteilung adäquat. Das Ergebnis sind 110 zeitabhängige Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der Gaußverteilung zur Beschreibung der Reihen. Im Gegen-

satz zum stationären Fall, also Anpassung einer konstanten Dichtefunktion für den gesamten Beobachtungszeitraum oder der Anpassung mehrerer Dichtefunktionen für innerhalb des Beobachtungszeitraums gleitende Datenfenster, treten an die Stelle konstanten Mittelwerts und Varianz analytische Zeitfunktionen. Zur Beschreibung des Mittelwerts in seinem zeitlichen Verlauf stehen dem Modell Funktionen in Form von Trends bis zur Ordnung 5 sowie niederfrequente Schwankungen, welche durch Polynome der maximalen Ordnung 5 beschrieben werden, zur Verfügung. Für die Varianz können aus einem etwas eingeschränkteren Pool, welcher die starre Basisschwingung des Jahresgangs sowie die Trends der verschiedenen Ordnungen enthält, signifikante Funktionen ausgewählt werden. Welche Funktionen jeweils aus dem entsprechenden Pool zur Beschreibung der beiden Parameter verwendet werden, wird in einem Modellselektionskriterium entschieden, welches an die Stepwise Regression (von Storch und Zwiers) angelehnt ist und zur simultanen Bestimmung zweier Verteilungsparameter einer beliebigen Verteilung statt, wie ursprünglich, des Mittelwerts der Gaußverteilung modifiziert wurde. Wie bereits erwähnt, ist hier zwar keine alternative Verteilung nötig, jedoch die mögliche zusätzliche Variabilität der Varianz.

Zur Beurteilung der Änderungen der Wahrscheinlichkeit für das betrachtete Trockenereignis 2003 im 20. Jahrhundert werden als Schwellenwerte die an der jeweiligen Station beobachteten aggregierten Niederschlagssummen der Monate Februar bis August des Jahres 2003 verwendet. Abbildung 1 veranschaulicht, dass die niedrigsten Werte in Ostdeutschland beobachtet wurden.

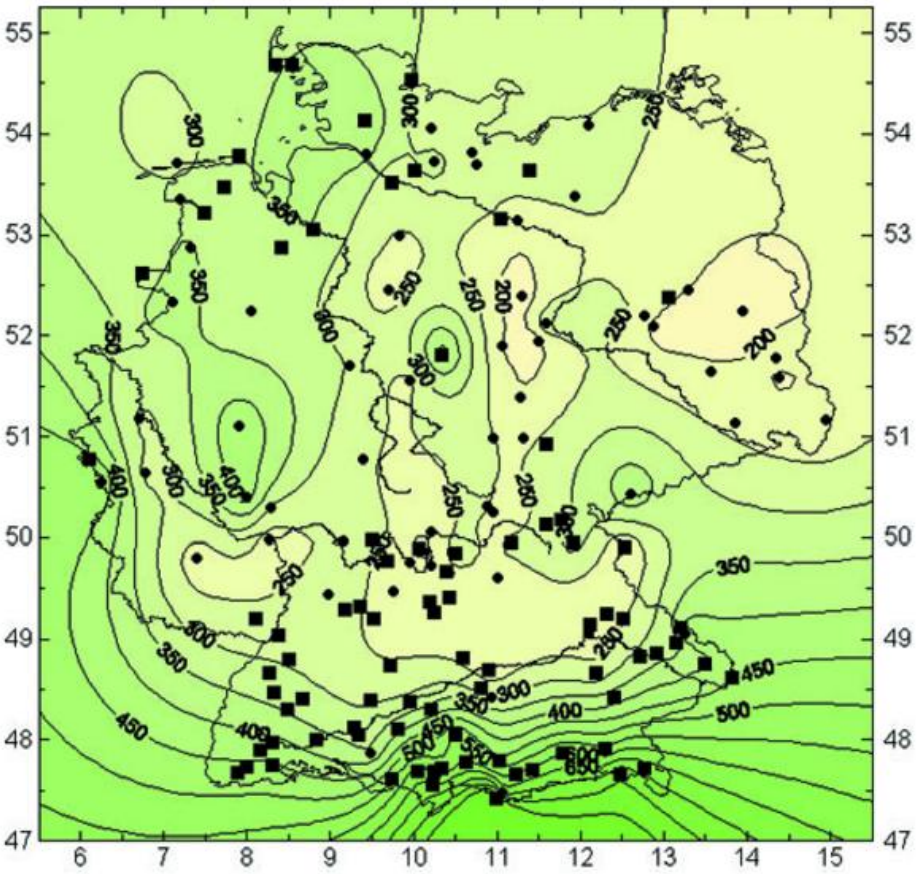


Abb. 1 Niederschlagsaggregate [mm] der Monate Februar bis August im Jahr 2003. Die schwarzen Kreise und Quadrate zusammen markieren die Stationen der 110 verwendeten Niederschlagsreihen monatlicher Auflösung, die Quadrate alleine die 83 Stationen der verwendeten Tagesdaten.

Da das Verfahren die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion für jeden Zeitschritt einer Reihe liefert, können für jede Station die Unterschreitungswahrscheinlichkeiten für den angenommenen Schwellenwert, den aggregierten Niederschlag der Trockenperiode 2003, in den Jahren 1901 und 2000 gegenübergestellt werden. Abbildung 2 zeigt die Unterschreitungswahrscheinlichkeiten für das Jahr 1901. In den unterschiedlichen Wahrscheinlichkeiten spiegeln sich sowohl die unterschiedlichen Schwellenwerte als auch die verschiedenen statistischen Charakteristika der Zeitreihen wider. An den meisten Stationen war die Eintrittswahrscheinlichkeit für die im Jahr 2003 eingetretene Trockenperiode recht gering. Insbesondere im Osten Deutschlands liegen sehr geringe Wahrscheinlichkeiten vor. Der Vergleich der Abbildungen 2 und 3 bzw. das Überwiegen der blauen Zahlen in Abbildung 3 zeigt nun, dass an einem Großteil der Stationen im Laufe des 20. Jahrhunderts die Wahrscheinlichkeit für die Trockenperiode 2003 noch weiter gesunken ist. In 81 der 110 Fälle liegt die Wahrscheinlichkeit im Jahr 2000 für die Trockenperiode unter 5% und in 62 Fällen sogar unter 3%. In 31 Fällen liegt die Wahrscheinlichkeit unter 1% und entspricht somit einem Ereignis, dass höchstens alle 100 Jahre erwartet wird. An 24 Stationen wird es höchstens alle 200 Jahre erwartet. Die Änderungen in den Wahrscheinlichkeiten spiegeln detektierte langfristige Änderungen in den Parametern der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen, also Trends und tieffrequente Änderungen im Mittelwert oder Trends in der Varianz, wider. In den Parametern detektierte Trends sind in Abbildung 4 veranschaulicht. Es zeigt sich, dass die Abnahmen in den Unterschreitungswahrscheinlichkeiten im Süden und Westen Deutschlands vor allem durch positive lineare Trends im Mittel verursacht werden. Die systematische Verschiebung zu höheren Niederschlagsaggregaten der betrachteten Periode Februar bis August bewirkt eine Abnahme in der Eintrittswahrscheinlichkeit geringer Werte.

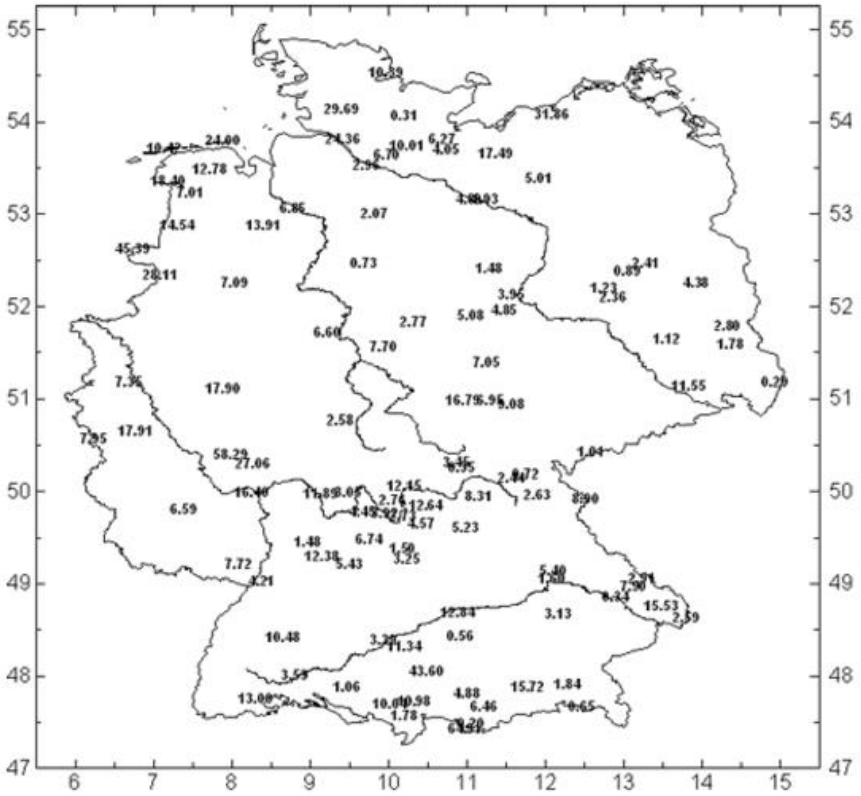


Abb. 2 Wahrscheinlichkeit in % für die beobachtete Trockenperiode 2003 im Jahr 1901 an den betrachteten Stationen.

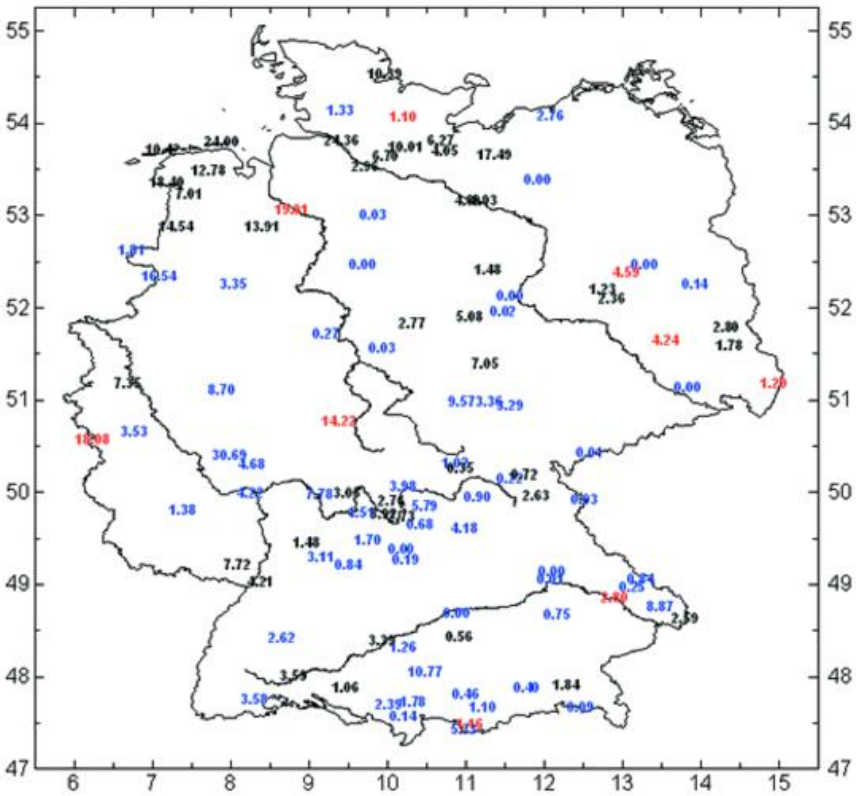


Abb. 3 Wahrscheinlichkeiten in % für die beobachtete Trockenperiode 2003 im Jahr 2000 an den betrachteten Stationen. Blaue Zahlen markieren eine Abnahme der Wahrscheinlichkeit gegenüber 1901, rote Zahlen eine Zunahme und schwarze Zahlen eine unveränderte Wahrscheinlichkeit. Innerhalb der verwendeten Genauigkeit bedeuten die angegebenen Werte von 0,00% Wahrscheinlichkeiten kleiner 0.005%.

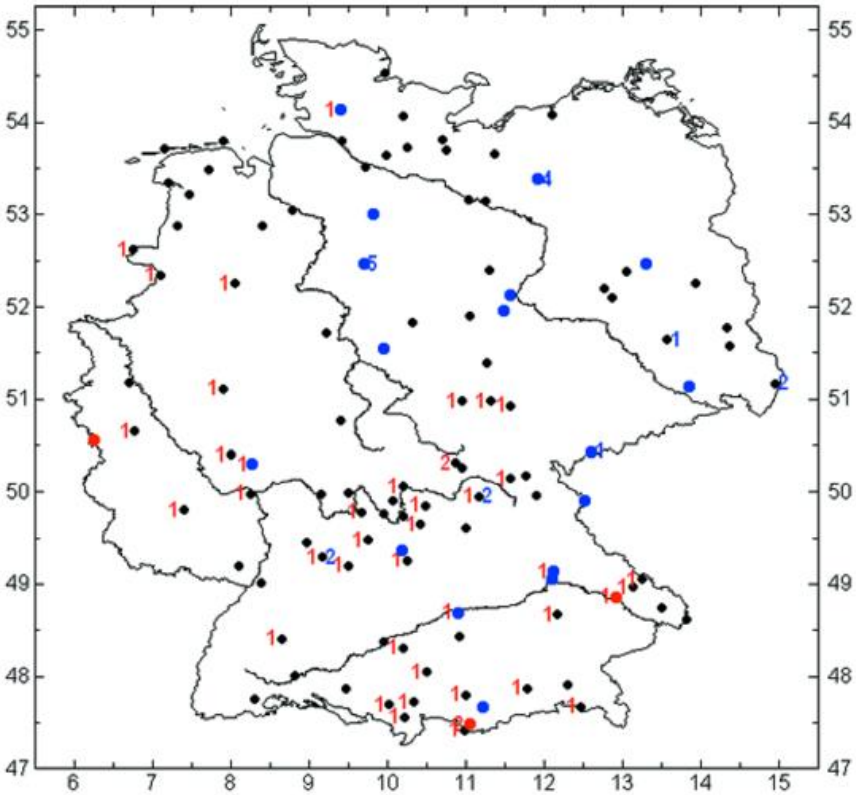


Abb. 4 Rote Zahlen geben die Ordnung signifikanter positiver und blaue Zahlen die Ordnung signifikanter negativer Trends im Mittel wieder. Stationen mit positivem Trend in der Varianz sind durch einen roten und solche mit negativem Trend in der Varianz mit einem blauen Punkt markiert.

Im Osten Deutschlands werden an einzelnen Stationen negative, teilweise progressive Trends im Mittel beobachtet. Überwiegend sind in Ostdeutschland jedoch negative Trends, zumeist 5. Ordnung, in der Varianz zu beobachten. Die Folge sind ebenfalls eine Abnahme der Eintrittswahrscheinlichkeit geringer Niederschlagsaggregate, insbesondere gegen Ende des Beobachtungszeitraums.

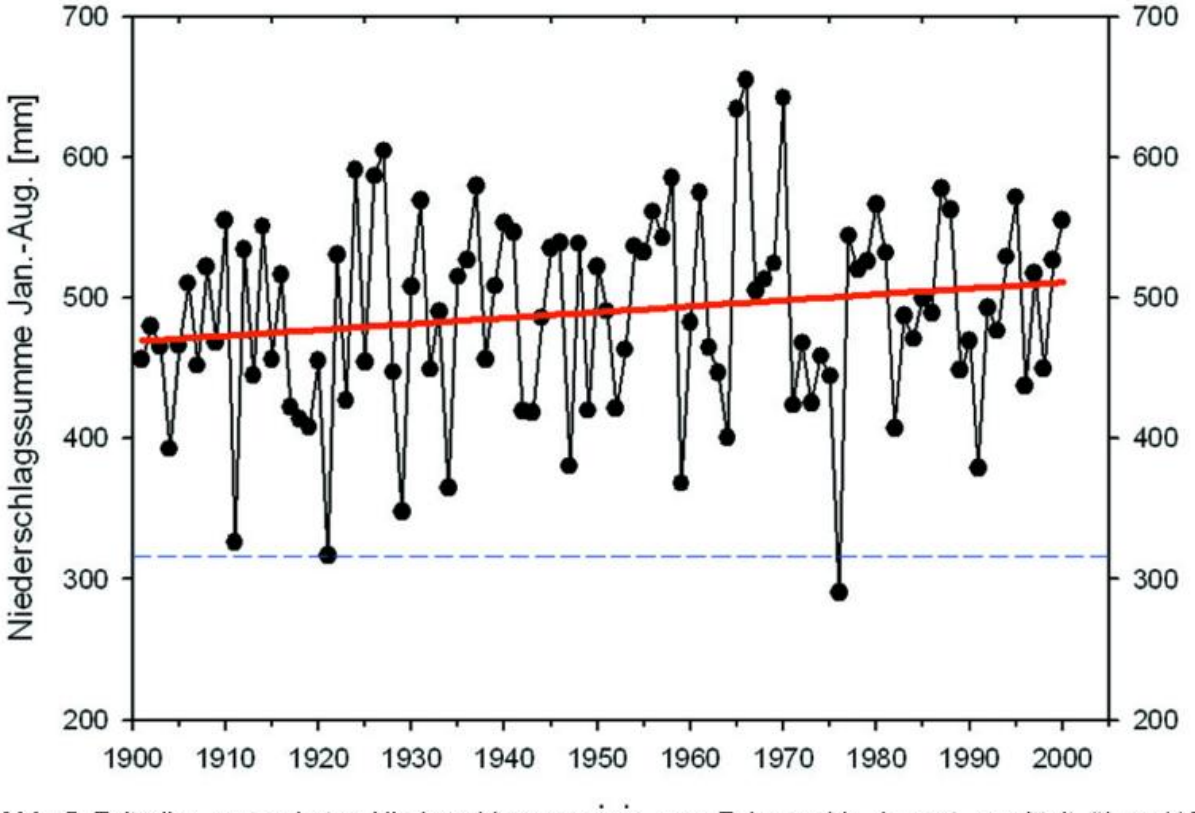


Abb. 5 Zeitreihe aggregierter Niederschlagssummen von Februar bis August gemittelt über 110 Niederschlagsreihen Deutschlands. Die rote Line markiert den im Mittel detektierten positiven Trend. Das Niederschlagsaggregat von 1976 wird als Extremereignis detektiert. Die gestrichelte blaue Linie kennzeichnet den im Jahr 2003 beobachteten Wert von 316.1mm.

Aufgrund der abnehmenden Variabilität wird hier aber auch ein selteneres Auftreten relativ hoher Niederschlagsaggregate erwartet, was hier jedoch nicht näher betrachtet wird. Kritisch anzumerken ist, dass beobachtete negative Trends 5. Ordnung in der Varianz die Unterschreitungswahrscheinlichkeiten im Jahr 2000 teilweise sehr gering werden lassen. Dies ist letztlich aber nur Ausdruck reduzierter Variabilität innerhalb weniger Jahre am Ende des 20. Jahrhunderts und darf nicht in die Zukunft extrapoliert werden. Lediglich an 9, unstrukturiert über Deutschland verteilten Stationen ist eine Zunahme der Wahrscheinlichkeit niedriger Niederschlagsaggregate zu beobachten. Grund für die Zunahme sind einzelne positive Trends in der Varianz, aber auch glatte tieffrequente Schwankungen im Mittel. In nur zwei Fällen ist die Zunahme durch einen negativen Trend im Mittel verursacht.

Bildet man eine für Deutschland repräsentative Zeitreihe der Niederschlagsaggregate von Februar bis August durch Mittelung über die betrachteten 110 Reihen, ergibt sich die in Abbildung 5 dargestellte Zeitreihe. Im Mittel sind in Deutschland in den Monaten Februar bis August im Jahr 2003 lediglich 316.1mm Niederschlag gefallen. Aufgrund des im Deutschlandmittel ebenfalls detektierten positiven linearen Trends (rote Linie) sinkt die Wahrscheinlichkeit für ein so niedriges Niederschlagsaggregat von

1901 bis 2000 von 1.03% auf 0.16%. Dies entspricht formal einem Anstieg der Wiederkehrzeit von 97 auf 625 Jahre. Das Niederschlagsaggregat von 316.1mm ist in der Zeit von 1901 bis 2000 lediglich einmal und zwar im Jahr 1976 unterschritten worden. Bemerkenswert ist, dass das Jahr 1976 aus der Analyse als Extremereignis hervorgeht, sowohl im Deutschlandmittel als auch in einigen Stationszeitreihen. Das bedeutet gemäß der hier verwendeten Definition, dass das Niederschlagsaggregat von 1976 mit sehr großer Wahrscheinlichkeit aufgrund des ansonsten angepassten statistischen Modells nicht in der betrachteten Zeitreihe erwartet wird.

Zusammenfassung

Ausgehend von den monatlichen Gebietsniederschlägen in Deutschland im Jahr 2003 im Vergleich zu den Gebietsmitteln des letzen Jahrhunderts konnte festgestellt werden, dass jeder einzelne Monat der Trockenperiode des Jahres 2003 bzgl. des Niederschlags keine Rekorde aufgestellt hat. Erst die lange Andauer der Trockenheit suggeriert ein Jahrhundertereignis.

Ein Blick auf die Veränderungen der Niederschlagscharakteristik auf der Basis von stationsbezogenen Tagesdaten verdeutlicht, dass die Anzahl der Trockentage sowie die Länge der längsten Trockenperiode im Zeitraum von Februar bis August im Verlauf des letzten Jahrhunderts abgenommen hat. Der Beginn der längsten Trockenperiode hat sich hingegen deutlich auf ein späteres Datum verschoben.

Eine statistische Zeitreihenmodellierung der Stationsbeobachtungen führt zu weiteren Erkenntnissen. Zusammenfassend ergibt sich, dass die im 20. Jahrhundert beobachteten langfristigen Änderungen in den Zeitreihen der Niederschlagsaggregate der Monate Februar bis August größtenteils mit einer Abnahme der Eintrittswahrscheinlichkeit für die im Jahr 2003 beobachtete Trockenperiode einhergehen. Im Süden und Westen Deutschlands wird die Abnahme überwiegend durch positive lineare Trends im Mittel und im Osten Deutschlands durch negative progressive Trends in der Varianz hervorgerufen. In etwa einem Fünftel der Fälle wird im Jahr 2000 die Wiederkehrzeit für das jeweilige beobachtete Niederschlagsaggregat 2003 größer als 200 Jahre abgeschätzt. Im Deutschlandmittel ist die Wiederkehrzeit im 20. Jahrhundert von 97 auf 625 Jahre angestiegen. Die Trockenperiode 2003 steht entsprechend beobachteter Niederschlagsreihen des 20. Jahrhunderts also nicht im Einklang mit langfristigen Tendenzen sondern ist als zunehmend unwahrscheinlicheres Ereignis einzustufen. Eine noch markantere Trockenperiode wurde 1976 beobachtet.

Danksagung
Die Autoren danken Herrn Peter Stender für die Hilfe bei der Bereitstellung und Aufarbeitung der Beobachtungsdaten. Ganz besonderer Dank geht an Martin Jonas, Dr. Tim Staeger und Prof. Christian-D. Schönwiese für die anregenden Diskussionen.

Literatur

Grieser, J., Trömel, S., Schönwiese, C.-D.: Statistical time series decomposition into significant components and application to European temperature. Theor. Appl. Climatol., 71, 171-183 (2002).
Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft: TOPICS geo-AnnualReview: Natural catastrophes 2003. Muinch Re 2004
Storch, H.v., Zwiers, F. W.: Statistical analysis in climate research. Cambridge University Press (1999).
Trömel, S., Schönwiese C.-D.: A generalized method of time series decomposition into significant components including probability assessments of extreme events and application to observational German precipitation data. Eingereicht bei Met. Z. (2003).

Die Auswirkungen der Hitzewelle 2003 auf die Gesundheit

Ch. Koppe, G. Jendritzky, G. Pfaff

Der Wärmehaushalt des Menschen

Über seinen Wärmehaushalt ist der Mensch eng mit der atmosphärischen Umwelt verknüpft, denn der Organismus befindet sich in einer dauernden Auseinandersetzung mit den thermischen Bedingungen. Wärmeproduktion (Stoffwechsel in Form von Grund- und Aktivitätsumsatz) und Wärmeabgabe müssen ins Gleichgewicht gebracht werden, um die Körperkerntemperatur konstant zu halten. Damit werden optimale Bedingungen für alle physiologischen Funktionen gewährleistet. Insbesondere beim gesunden, fitten Menschen arbeitet das Thermoregulationssystem sehr effektiv und passt den Organismus selbst an extreme Bedingungen der Wärmeabgabe an. Diese physiologische Anpassung wird darüber hinaus von Verhaltensanpassung (Bekleidung, Ernährung, Behausung, Aktivitäten, etc.) unterstützt. Unter thermisch indifferenten Bedingungen weisen die Thermoregulationsmechanismen minimale Aktivität auf. Mit zunehmender Wärme- bzw. Kältebelastung steigen jedoch die Anforderungen an das Herz-Kreislaufsystem und die Atmung.

Die **mittlere Strahlungstemperatur Tmrt** ist die einheitliche Temperatur einer schwarz strahlenden Umschließungsfläche, die zu dem gleichen Strahlungsgewinn oder -verlust eines Menschen führt wie unter den aktuellen Bedingungen. Über Tmrt werden sämtliche kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse auf die Geometrie eines hier aufrecht stehenden Menschen bezogen.

Der Wärmeaustausch des Menschen mit der Atmosphäre erfolgt über die Flüsse fühlbarer und latenter Wärme sowie über Strahlung (Wärmeleitung kann vernachlässigt werden). Dementsprechend spielen neben der Lufttemperatur auch die Windgeschwindigkeit (turbulenter Transport), der Wasserdampfdruck und die mittlere Strahlungstemperatur eine Rolle. Stand der Technik für die thermophysiologisch relevante Bewertung der thermischen Umgebungsbedingungen ist die Anwendung von kompletten Wärmehaushaltsmodellen des Menchen, die sämtliche Mechanismen des Wärmeaustausches unter Berükksichtigung von Bekleidung mit der metabolischen Rate verknüpfen (VDI 3787 Bl. 2, 1998). Das entsprechende Standardverfahren des DWD ist das Klima-Michel-Modell (Jendritzky et al., 1979; Jendritzky et al., 1990), dessen Wärmehaushaltskern auf der in o.g. VDI-Richtlinie beschriebenen PMV-Gleichung von Fanger (1972) basiert. Allerdings wurde es durch die Übernahme der PMV-Korrektur von Gagge et al. (1986) modifiziert (Jendritzky et al., 2001), um die bei Behinderungen der Wärmeabgabe zunehmend wichtiger werdenden Flüsse latenter Wärme besser zu berücksichtigen. Schließlich kann bei einer Lufttemperatur oberhalb der Hauttemperatur Wärme nur noch über die Verdunstung von Schweiß abgegeben werden, während der sensible Wärmefluss zum Organismus hingerichtet ist.

Das **Predicted Mean Vote PMV** ist ein Maß für das mittlere thermische Empfinden einer größeren Anzahl von Personen auf der phsycho-physischen ASHREA-Skala. Ein PMV Wert von 0 entspricht thermischer Behaglichkeit, ein PMV Wert von 1 steht für leicht warme Bedingungen (2 = warm, 3 = heiß, -1 = leicht kühl, -2 = kühl, -3 = kalt).

Die **Gefühlte Temperatur GT** ist die Temperatur einer Referenzumgebung, in der das gleiche Wärme- bzw. Kälteempfinden auftreten würde, wie unter den aktuell wirksamen (gefühlten) Bedingungen. Der Modell-Mensch bewegt sich mit einer Geschwindigkeit von 4 km/h (Wärmeproduktion 135 Wm^{-2}) in der Ebene und passt sich vernünftig über Variationen seiner Bekleidung (zwischen Sommerkleidung 0.5 clo und mitteleuropäischer Winterkleidung 1.75 clo) an, um thermische Behaglichkeit zu erreichen. Weitere Referenzbedingungen sind: Windstille, rel. Luftfeuchte 50%, mittlere Strahlungstemperatur gleich Lufttemperatur, was näherungsweise Schatten entspricht.

Deshalb sind die beiden in der VDI-Richtlinie beschriebenen Verfahren PMV (Predicted Mean Vote) und PET (Physiologisch Äquivalente Temperatur) wegen ihrer unzureichenden Feuchtesensitivität zur Bewertung von Wärmebelastung ungeeignet. Die vergleichsweise untergeordnete Bedeutung des Dampfdrucks auf PET wird auch von Matzarakis und Andrea (2003) bestätigt.

Das Ergebnis einer Klima-Michel-Modell-Berechnung ist die Gefühlte Temperatur GT (engl.: Perceived Temperature PT) (Staiger et al., 1997). Die Bewertung ist für den Aufenthalt im Freien ausgerichtet. Angewandt auf die Bewertungstabelle in VDI 3787 Bl. 2 (1998, dort Tabelle 3) ergibt sich folgende Klassifikation (Tabelle 1):

Der **clo - Wert** ist ein in der Thermophysiologie häufig benutztes Maß für den Wärmedurchgangswiderstand der Bekleidung 1 clo = 0,155 Km^2/W; dies entspricht etwa einem "korrekten Straßenanzug". Leichte Sommerkleidung = 0,5 clo entspricht etwa Jeans/T-Shirt, mitteleuropäische Winterkleidung = 1,75 clo Anzug mit Mantel, Schal, Mütze und Handschuhe. (VDI 3787, BL. 2.2, 1998)

Tab.1 Gefühlte Temperatur GT, thermisches Empfinden und Belastungsstufen

GT in °C	thermisches Empfinden	Belastungsstufe	physiologische Wirkung
38	sehr heiß	extrem	Wärmebelastung
32	heiß	stark	
26	warm	mäßig	
20	leicht warm	schwach	
0	behaglich	keine	
-13	leicht kühl	schwach	
-26	kühl	mäßig	
-39	kalt	stark	Kältestress
	sehr kalt	extrem	

Hitzewellen

Es existiert noch keine allgemein akzeptierte Definition einer Hitzewelle, z.B. durch die WMO. Grundsätzlich muss eine wirkungsbezogene Definition auf der Anwendung eines thermophysiologisch relevanten Wärmehaushaltsmodells des Menschen beruhen. Neben der Überschreitung von Schwellenwerten spielen darüber hinaus auch Andauer, Änderungsgeschwindigkeit und Zeitpunkt innerhalb der Saison (Akklimatisation) eine Rolle.

Alle bisher existierenden Methoden zur Hitzebelastungsvorhersage beruhen auf der Überschreitung von entweder absoluten oder relativen Schwellenwerten, die zur Auslösung eines „Hitzealarms" führen. Absolute Schwellenwerte haben den Nachteil, dass sie eine Anpassung der Bevölkerung an das lokale Klima nicht berücksichtigen. Das führt in warmen Klimaten zu einer häufigen Überschreitung des Schwellenwertes, während in kälteren Gegenden der Schwellenwert überhaupt nicht erreicht wird. Auch Keatinge et al. (2000) widersprechen der Existenz einer absoluten Schwelle indem sie anhand von Mortalitätsdaten feststellen, dass die Populationen in Europa an ihre regional repräsentativen mittleren Sommertemperaturen angepasst sind. Bei relativen Schwellenwerten wird davon ausgegangen, dass statistisch gesehen überall die gleiche Anzahl von Tagen mit Wärmebelastung auftritt. Überspitzt formuliert gibt es bei der Definition einer relativen Schwelle, z.B. eines Perzentilwertes, in Madrid genauso viele Tage mit Wärmebelastung wie am Nordpol. Das heißt für die existierenden Methoden zur Wärmebelastungsvorhersage wiederum, dass sie auf ein bestimmtes Klima abgestimmt sind und bei einer Übertragung auf andere Gebiete neu kalibriert werden müssen. Sie sind also nicht universell gültig. Zudem beruht keine der existierenden Methoden auf einem kompletten Wärmehaushaltsmodell des Menschen. Ein weiteres Problem besteht in der Handhabung der Hitzewellensaison. Es gibt Hinweise, dass eine Hitzewelle gleicher Intensität im Frühsommer mehr Menschenleben fordert als im Spätsommer, wenn die Menschen akklimatisiert sind (Kyselý und Huth, 2004). Einige der existierenden Methoden zur Hitzebelastungsvorhersage, z.B. das synoptische Verfahren nach Kalkstein et al. (1996), versuchen dieses Problem durch Einbeziehung der Lage des Tages in einer vorher festgelegten Sommersaison zu berücksichtigen. Außerhalb dieser Sommersaison (oft 15.05.-30.09.) finden entsprechend keine Hitzewarnungen statt.

Eine Lösung dieser Probleme könnte in einer Kombination aus einem absoluten und einem relativen Ansatz unter Verwendung eines thermischen Index bestehen. Das Verfahren, welches derzeit vom Deutschen Wetterdienst entwickelt wird, basiert zum einen auf absoluten Schwellen der Gefühlten Temperatur (GT), die an die VDI Richtlinie 3787 Blatt 2 (VDI 1998) angelehnt sind, zum anderen aus einem relativen Teil, welcher die kurzfristigen Akklimatisationsprozesse an das regionale Klima widerspiegeln soll. Dieser Ansatz unterscheidet sich zudem von den meisten bereits existenten Verfahren dadurch, dass er wirkungsbezogen ist. Für die absoluten Schwellen wurden die in Tabelle 1 angegebenen Klassengrenzen (20°C, 26°C, 32°C und 38°C) herangezogen. So erstreckt sich beispielsweise der Bereich leichter Wärmebelastung - ohne Berücksichtigung des relativen Anteils - von 20 bis 25,99°C. Die Berechnung des relativen Anteils geht von der Annahme aus, dass sich kurzfristige Akklimatisations- und De-Akklimatisationsvorgänge im Zeitraum von wenigen Tagen bis Wochen abspielen. Daher wurden die 12:00 Uhr UTC Werte stellvertretend für das Tagesmaximum und die 0:00 Uhr UTC Werte der Gefühlten Temperatur stellvertretend für das

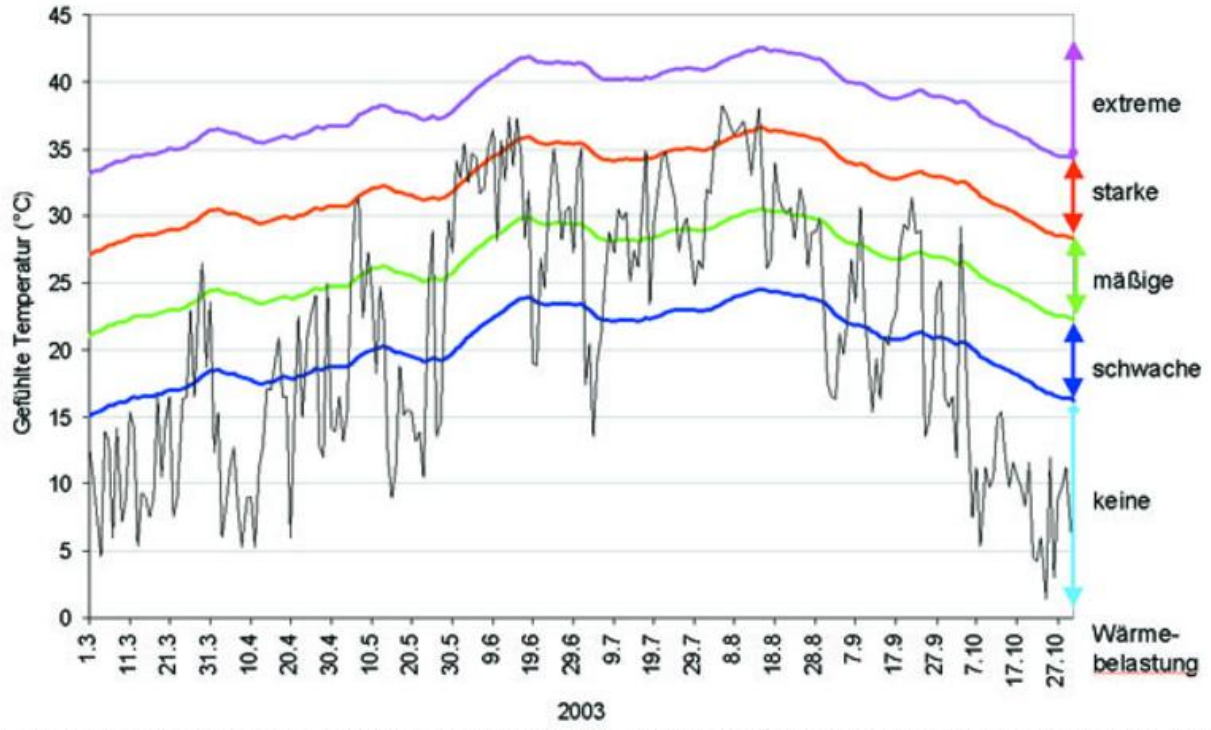


Abb. 1 Verlauf der variablen Schwellenwerte und der 12 Uhr UTC Werte der gefühlten Temperatur für das jahr 2003 in Karlsruhe. Die 12 Uhr Werte entsprechen nicht zwingend dem Tagesmaximum.

Tagesminimum mit einem halben Gaussfilter, welcher die 30 vorangegangenen Tage einbezieht, geglättet. Der Wert der Filterfunktion stellt die Gefühlte Temperatur dar, an die eine kurzfristige Anpassung angenommen wird.

Dabei wurde in einem ersten Schritt ein konservativer Ansatz zur Wahl der Gewichte zwischen absoluter und relativer Schwelle gewählt. Der absolute Teil wurde mit zwei Drittel und der relative mit einem Drittel gewichtet (de Dear & Schiller Brager 2001). Die Schwelle, ab welcher eine Hitzewarnung ausgegeben wird, verschiebt sich daher im Laufe des Jahres. In Abbildung 1 ist der Verlauf der Schwellen für Wärmebelastung am Beispiel des Sommers 2003 für Karlsruhe dargestellt. Obwohl der Sommer 2003 in Karlsruhe ungewöhnlich heiß war, traten keine Situationen mit extremer Wärmebelastung auf. Bereits für Situationen mit starker Wärmebelastung kommt es in Baden-Württemberg zu einem signifikanten Anstieg der Mortalität (Abbildung 3).

Der Vorteil des hier vorgestellten Verfahrens liegt in der Einbeziehung von Adaptations- und Akklimatisationsvorgängen. Dadurch erübrigt sich eine Anpassung der Hitzebelastungsvorhersage an lokalklimatische Gegebenheiten und eine Festlegung der Sommersaison. Zusätzlich beruht das Verfahren auf einem kompletten Wärmehaushaltsmodell und ist damit thermophysiologisch relevant. Vergleichende Untersuchungen zeigen, dass an Tagen mit starker oder extremer Wärmebelastung eine signifikante Erhöhung der Mortalität festzustellen ist (Abb. 3), und zwar in allen hier zur Vergleichsuntersuchung herangezogenen Gebieten (Lissabon, Madrid und Baden-Württemberg). Die unterschiedliche Höhe des Mortalitätsanstiegs während Tagen mit starker oder extremer Wärmebelastung könnte an der unterschiedlichen Vulnerabilität liegen. Die Vulnerabiliät hängt unter anderem auch von sozioökonomischen Faktoren ab, welche in dem hier vorgestellten Hitzewarnverfahren nicht berücksichtigt wurden.

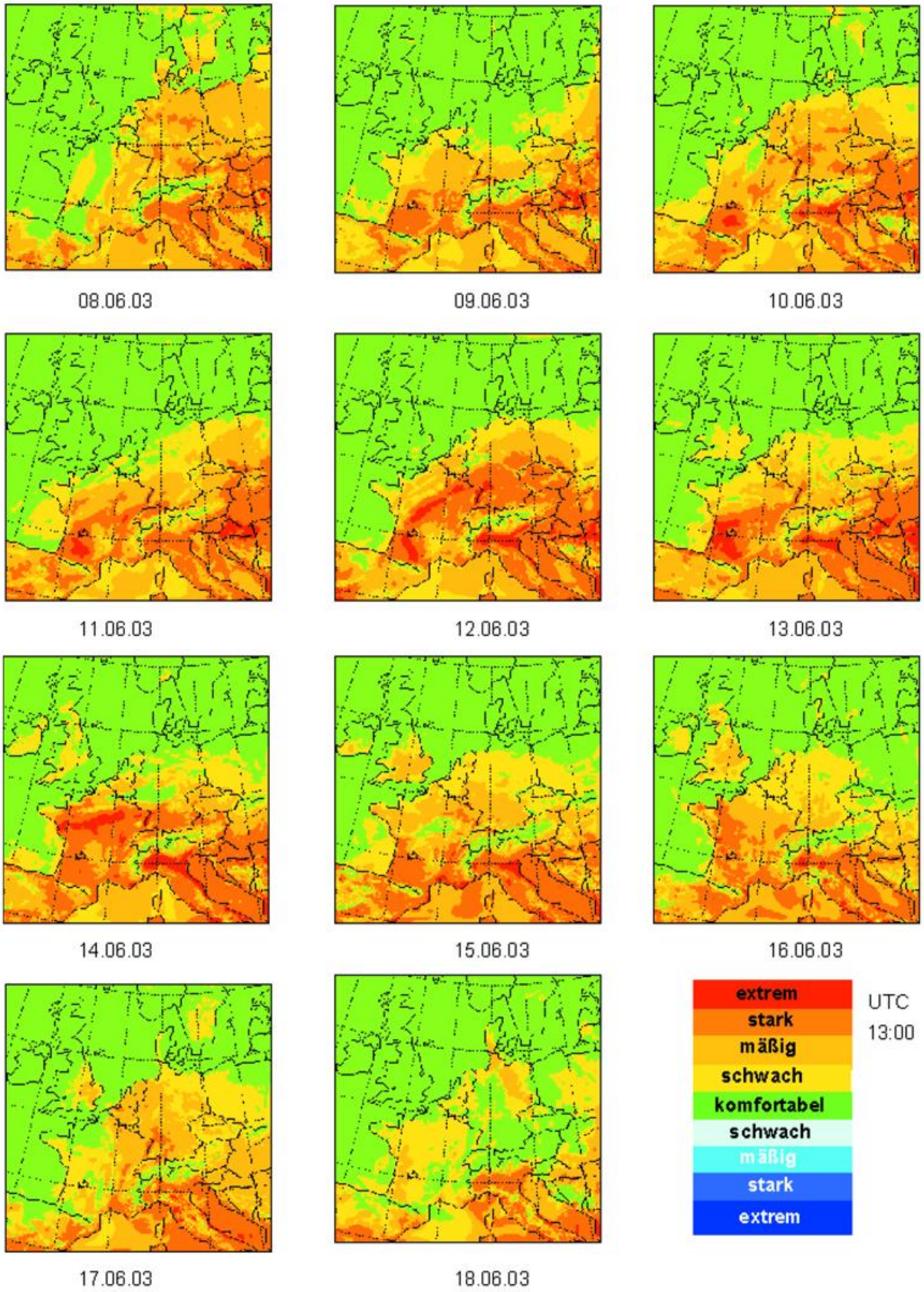


Abb. 2a Beispiele der Verteilung der Gefühlten Temperatur GT 13:00 Uhr UTC. vom 8. Bis 18. Juni 2003.

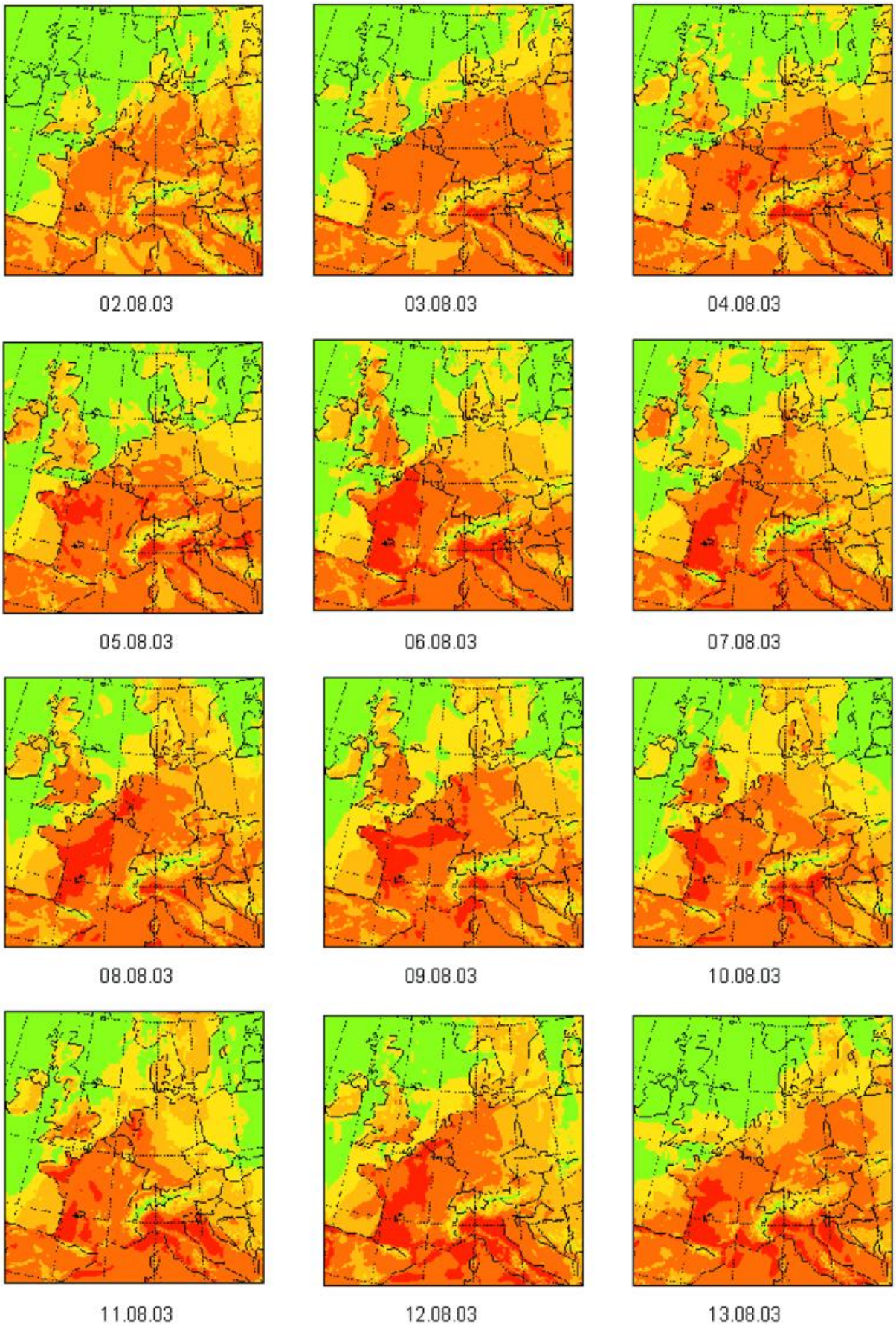


Abb. 2b Beispiele der Verteilung der Gefühlten Temperatur GT 13:00 Uhr UTC. vom 2. bis 13. August 2003.

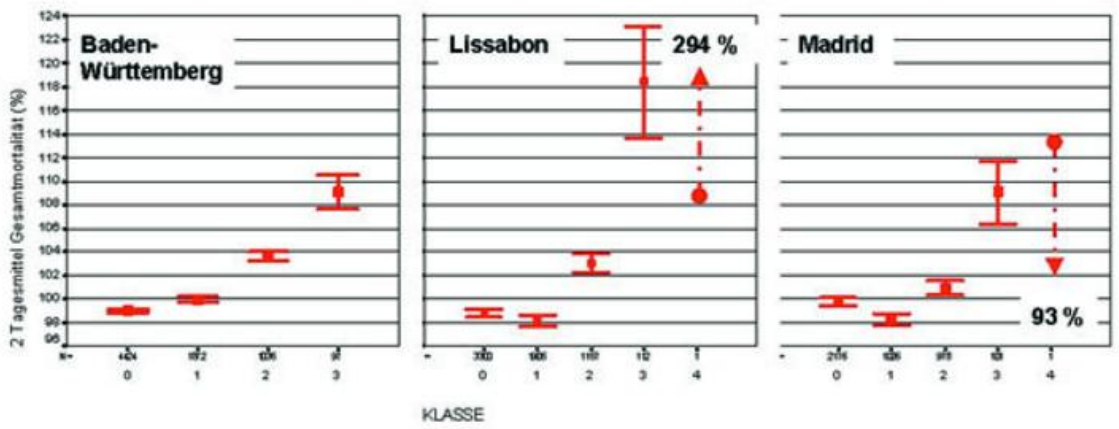


Abb. 3 Mittlere Abweichung vom Erwartungswert und 95% Konfidenzintervall der Gesamtmortalität während unterschiedlicher Stufen thermischer Belastung. Stufen thermischer Belastung: 0: Komfortbedingungen, 1: leichte Wärmebelastung, 2: mäßige Wärmebelastung, 3: starke Wärmebelastung, 4: extreme Wärmebelastung.

Die thermischen Bedingungen im Sommer 2003

Die Hitzewelle 2003 hat vor allem in den mittleren Breiten Westeuropas zu Rekordtemperaturen und zu einer extrem langen Andauer von heißen Tagen geführt (siehe auch Schönwiese et al. in diesem Band). Allerdings stieg die Gefühlte Temperatur in Südwest- und Westdeutschland aufgrund der sehr trockenen Luft (erleichterter latenter Wärmefluss), anders als im Westen Frankreichs oder im Mittelmeerraum, kaum über die Lufttemperatur. Dem Glücksfall, dass in Deutschland die Luftmassen sehr trocken waren, ist es zu verdanken, dass die Übersterblichkeit wahrscheinlich nicht das Ausmaß anderer Länder wie z.B. Frankreich angenommen hat.

Betrachtet man die gesamte Sommersaison, so zeigt sich eine erste Hitzewelle mit starker bis extremer Wärmebelastung bereits in der ersten Junihälfte (Abb. 2a: 8. – 13. Juni). Die Darstellung basiert auf den 13 Std. Routine-Vorhersage von GT mit dem numerischen Wettervorhersagemodell LM des DWD als quasi stabile Analyse für einen Europa-Ausschnitt im 7 km Raster. Die erste Hitzewelle zeigte im Vergleich zu der im August eine deutliche interdiurne Variabilität. Die Hitzewelle im August betraf überwiegend Frankreich und das westliche Mittelmeer von der Adria bis an die spanische Ostküste. (Abb. 2b: 1. – 13. August). Extrem hohe Gefühlte Temperaturen treten immer bei hohen Wasserdampfgehalten auf, welche die Verdunstung von Schweiß als wesentliche Möglichkeit des Organismus, bei den hohen Lufttemperaturen noch Wärme abgeben zu können, massiv behindern.

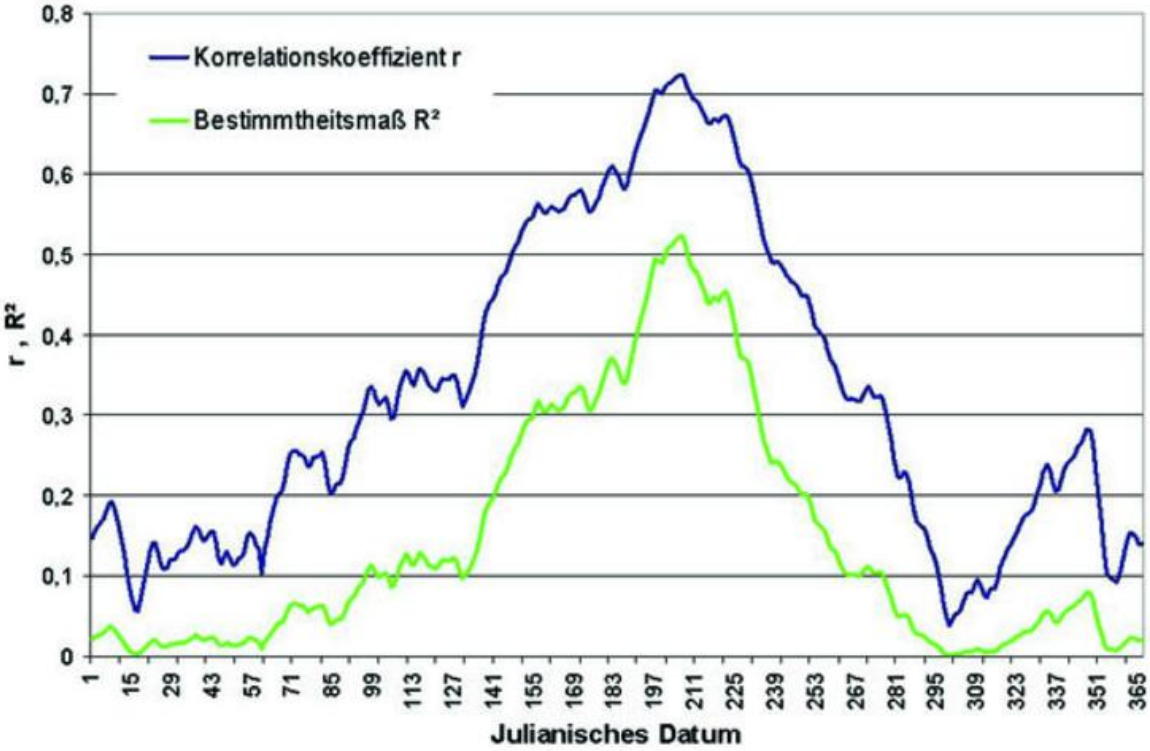


Abb. 4 Jahresgang des 31-Tage-Korrelationskoeffizienten (Bestimmtheitsmaßes) zwischen der Abweichung der Gefühlten Temperatur GT und der Mortalitätsrate MR vom jeweiligen Erwartungswert.

Die Auswirkungen der Wärmebelastung

Die Hitzewelle im August 2003 über West- und Südeuropa hat insbesondere durch die katastrophalen Auswirkungen in Frankreich mit offiziell angenommenen 14.800 Hitzeopfern (60% mehr Todesfälle als erwartet) ein großes Medieninteresse gefunden (INVS, 2003). Schätzungen des Earth Policy Institutes in Washington (http://www.earth-policy.org/Updates/Update29_data.html) gehen davon aus, dass dieser Hitzewelle 25 000 – 35 000 Menschen zum Opfer gefallen sind. Für Deutschland werden von den Statistischen Landesämtern nicht vor Anfang 2004 qualitätsgeprüfte Mortalitätsdaten für epidemiologische Untersuchungen zur Verfügung gestellt. Das Gesundheitsamt Köln hat für seinen Einzugsbereich (1 Mill. Einwohner) im August von einer Zunahme um 16,5% im Vergleich zum Mittel der Augustwerte der vorangegangenen 3 Jahre (775 Sterbefälle pro Monat) berichtet. Eine Ad-hoc Analyse des Landesgesundheitsamtes Baden-Württemberg für das Sozialministerium Baden-Württemberg, welche auf einer Erhebung der Todesfälle in mehr als 1000 Pflegeheimen beruht, geht bei einer konservativen Abschätzung von einer im Vergleich zum Vorjahr um ca. 16-24 % erhöhten Mortalität aus (LGA BW, 2003).

Diese Zahlen überraschen nicht. Im Einklang mit der internationalen Literatur zu diesem Thema ergab eine epidemiologische Untersuchung von 30-jährigen (1968-1997) täglichen Mortalitätsdaten aus Baden-Württemberg über den Einfluss der thermischen Umweltbedingungen einen erstaunlich engen Zusammenhang zwischen der thermischen Umwelt und der Mortalitätsrate insbesondere im Hochsommer (Abb. 4). Berechnet man für jeden Tag des Jahres den Korrelationskoeffizienten zwischen den Abweichungen der Gefühlter Temperatur und der Mortalitätsrate vom Erwartungswert für den Zeitraum von 15 Tagen vor dem betreffenden Tag und 15 Tagen nach diesem

Tag, so zeigt sich das dieser im Mittel über die 30 Jahre zwischen Mai und August größer als 0,5 ist.

In jeder der 9 als extrem identifizierten Hitzewellen aus der Vergangenheit in Baden-Württemberg starben über 16 Tage verteilt im Mittel ca. 180 Personen mehr, als zu erwarten gewesen wären (siehe Abb. 5). Das Vorverlegen des Todeseintrittsdatums („Harvesting"-Effekt) ist dabei bereits herausgerechnet. Hitzebelastung trifft insbesondere Personen mit eingeschränkter Anpassungskapazität aufgrund mangelhafter Fitness und nicht notwendigerweise „nur" ältere Mitbürger. Es gibt darüber hinaus Hinweise für eine Zunahme von Verkehrs- und Arbeitsunfällen.

Eine knapp 100 Studien umfassende Literaturstudie zum Thema „Wärmebelastung und Mortalität" zeigt, dass die Zeitverzögerung zwischen dem Peak in der Temperatur und dem der Mortalität zwischen null und drei Tagen liegt. Die Höhe des Mortalitätsanstiegs in Situationen mit Wärmebelastung liegt je nach Sensitivität der betrachteten Gruppe zwischen 0,5 % (junge gesunde Menschen, Landbevölkerung, guter sozialer Status u.a.) und 64 % (alte Menschen, geringer sozialer Status, Bettlägerigkeit, Stadtbevölkerung, Multimorbidität, alleine lebend, kein Zugang zu klimatisierten Räumen (USA), in oberen Stockwerken lebend, Einnahme von Drogen u.a.) (Basu & Samet, 2002). Weitere Literaturauswertungen findet man in den Referenzlisten der unten aufgeführten Publikationen.

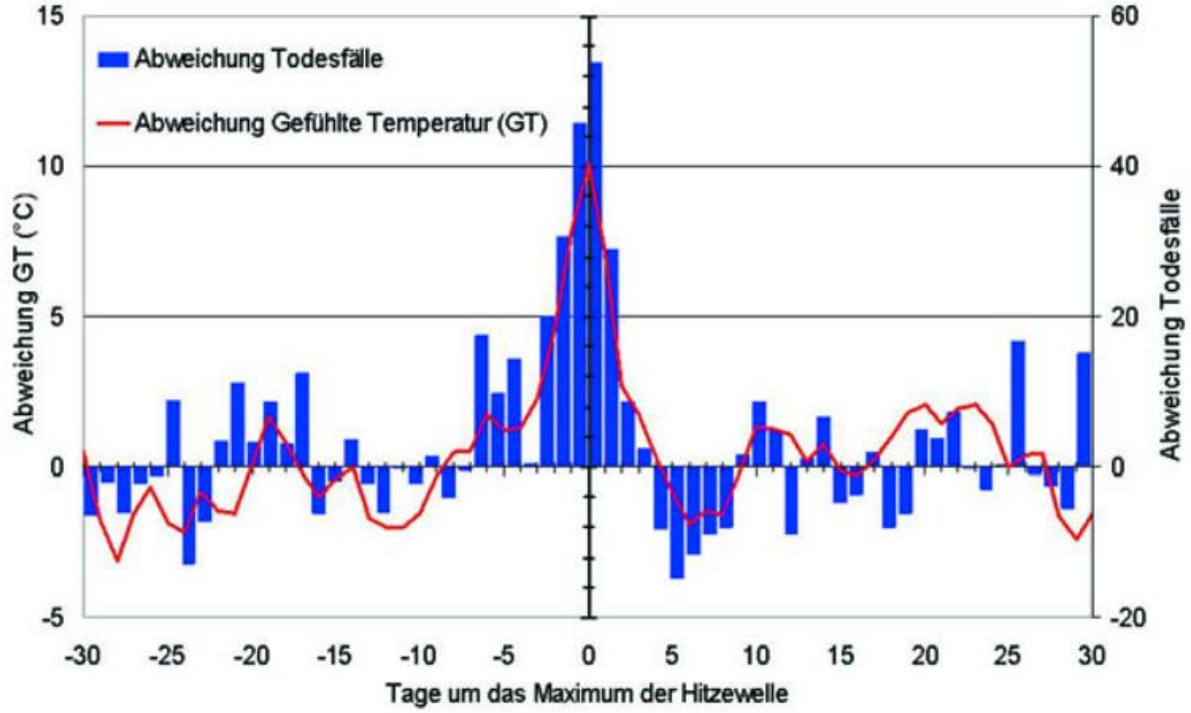


Abb. 5 Mittlere Hitzewelle (+/- 30 Tage) aus 9 Extremereignissen in Baden-Württemberg (10,7 Mio. Einwohner) zwischen 1968 und 1997. Basislinie: standardisierte Normalbedingungen (Erwartungswert).

Prävention

Anders als in Großbritannien, Portugal, den USA und Kanada existiert in der Bundesrepublik Deutschland bisher weder eine Bewertung der Rolle von Klima und Klimaänderung für die Gesundheit der Bevölkerung noch eine entsprechende Vorsorgeplanung. Modellprojekte von WHO/WMO/UNEP zu gesundheitsbezogenen Hitzebelastungswarnsystemen (Heat Health Warning System HHWS) lassen jedoch den Schluss zu, dass mit geeigneten lokal-/ regional adjustierten Interventionsmaßnahmen Menschenleben gerettet werden können. Dies wird durch eine Evaluation eines Hitzewarnsystems in den USA bestätigt, nach der innerhalb von 3 Jahren in Philadelphia 117 Tote vermieden werden konnten (Teisberg et al., 2004). Es besteht auch in Deutschland Handlungsbedarf mit geeigneten Maßnahmen vorzusorgen, da (1) wegen der natürlichen Klimavariabilität und (2) der angenommenen Klimaänderung mit einer Wiederholung solcher Extremereignisse gerechnet werden muss (Jendritzky et al., 2004).

Es ist deshalb erforderlich, im Sinne der Vorsorge in den Ballungsräumen der Bundesrepublik Deutschland gesundheitsbezogene Hitzebelastungswarnverfahren einzuführen. Um valide Vorhersageverfahren abzuleiten, müssen für die Ballungsräume in den verschiedenen Klimazonen Deutschlands systematische epidemiologische Untersuchungen zum Einfluss der thermischen Umweltbedingungen auf Mortalität und (falls es die Datenlage zulässt) Morbidität mit vergleichbarer Methodik durchgeführt werden. Die Entwicklung lokalspezifischer Public-Health-Maßnahmen für eine bevölkerungsbezogene Prävention hitzebedingter Mortalität erfordert die Einbeziehung regionaler/lokaler Behörden und Institutionen, Entscheidungsträger und betroffener Gruppen aus dem Bereich des Gesundheitswesens. Es ist ein Katalog von lokal-/ regionalspezifischen Interventionsmaßnahmen zu erstellen und auf dieser Basis Warnpläne mit klaren Verantwortlichkeiten zu implementieren mit dem Ziel, Leben zu retten. Damit wird die Adaptationskapazität der Bevölkerung an extreme thermische Bedingungen verbessert werden. Das Fachproblem betrifft die Bereiche Gesundheit und Umwelt und ist damit ressortübergreifend (Koppe et al., 2004). Grundsätzlich liegt die Zuständigkeit für Maßnahmen bei den Ländern. Notwendig sind jedoch koordinierte bundesweite Aktivitäten.

Literatur

Basu, R., Samet, Jm. (2002): Relation between Elevated Ambient Temperature and Mortality: A Review of the Epidemiological Evidence. Epidemiological Reviews, 24 (2): 190-202.

De Dear, R., Schiller Brager G. (2001): The adaptive model of thermal stress and energy conservation in the built environment. Int JBiometeorol 45: 100-108.

Gagge, A.P., Fobelets, A.P., Berglund, P.E. (1986): A standard predictive index of human response to the thermal environment. Ashre Trans. Vol. 92: 709-731.

Havenith, G. (2002). Interaction of clothing and thermoregulation. Exogenous Dermatology, 1:221-268.

INVS (Instutute de Vielle Sanitaire) (2003): Impact sanitaire de la vague de chaleur d'août 2003 en France. Zugegriffen am 11.12.2003: http://www.invs.sante.fr/publications/2003/bilan_chaleur_1103/.

Jendritzky, G., Sönning, G.W., Swantes, H. J., (1979): Ein objektives Bewertungsverfahren zur Beschreibung des thermischen Milieus in der Stadt- und Landschaftsplanung ("Klima-Michel-Modell"). Beitr. Akad. f. Raumforschung u. Landesplanung 28, 85 S.

Jendritzky, G., Schirmer, H., Menz, G., Schmidt-Kessen, W. (1990): Methode zur raumbezogenen Bewertung der thermischen Komponente im Bioklima des Menschen (Fortgeschriebenes Klima-Michel-Modell). Akad. f. Raumforschung u. Landesplanung, Hannover, Beiträge 114, 7 - 69

Jendritzky, G., Maarouf, A., Staiger, H., (2001): Looking for a Universal Thermal Climate Index UTCI for outdoor Applications. In: Moving Thermal Comfort Standards into 21st Century. Proceedings CD ROM, Oxford Brookes University Center for Sustainable Development: 353-367.

Jendritzky, G., Koppe, C., Pfaff, G., (2003): Die Hitzewelle 2003 in West- und Südeuropa. In: Bernhofer C, Goldberg V (Hrsg.): 5.FA BIOMET-Tagung - Mensch-Pflanze-Atmospäre (3.-5. Dezember 2003, Dresden). Tharandter Klimaprotokolle, Band 9: 33-35.

Jendritzky, G., Koppe, C., Laschewski, G., (2004): Klimawandel. Auswirkungen auf die Gesundheit. internist prax 44: 219-232.

Kalkstein, L.-S., Jamason, P.F., Greene, J.S., (1996): The Philadelphia Hot Weather-Health Watch/Warning System: Development and Application, Summer 1995. Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 77, No. 7: 1519-1528.

Keatinge, W.,R., Donaldson, G. C., Cordioli, E., Martinelli M., Kunst, A.E., Mackenbach, J.P., Nayah, S.,Vuori, I. (2000): Heat related mortality in warm and cold regions of Europe: observational study. British Medical Journal 321: 670 - 673.

Koppe, C., Jendritzky, G., Kovats, S., Menne, B., et al. (2004): Heat waves - Impacts and Responses. cCASHh workshop on thermal stress. 5.-7.05.03 in Freiburg. WHO-Report, Health and Global Environmental Change, Series No. 2. Colomb,Rome.

Kovats, S., Koppe, C. (forthcoming): Heat waves: past and future impacts. In: Ebi K, Burton I, Smith J eds. Integration of public health with adaptation to climate change: lessons learned and new directions. Lisse, The Netherlands, Swets & Zeitlinger.

Kyselý, J., Huth, R., (2004): Heat-related mortality in the Czech Republic examined through synoptic and 'traditional' approaches. Climate Research, Vol. 24: 265 - 274.

Landesgesundheitsamt Baden-Württemberg im Auftrag des Sozialministeriums Baden-Württemberg (2003): Auswirkung der Hitzewelle im August 2003: Ergebnisse einer Umfrage des Sozialministeriums Baden-Württemberg. Sozialministerium Baden-Württemberg, Stuttgart.

Laschewski, G., Jendritzky, G. (2002): Effects of the thermal environment on human health: an investigation of 30 years daily mortality data from SW Germany. Climate Research 21: 91-103

Matzarakis, A., Andrea, S. (2003): Analyse des thermischen Bioklimas von Zypern. In Bernhofer C, Goldberg V (Hrsg.): 5. FA BIOMET-Tagung - Mensch-Pflanze-Atmospäre (3.-5. Dezember 2003, Dresden). Tharandter Klimaprotokolle, Band 9: 238-240.

Staiger, H., Bucher, K., Jendritzky, G. (1997): Gefühlte Temperatur. Die physiologisch gerechte Bewertung von Wärmebelastung und Kältestress beim Aufenthalt im Freien in der Maßzahl Grad Celsius. Annalen der Meteorologie Vol. 33: 100-107.

Teisberg, T.J., Ebi, K.L., Kalkstein, L.,S., Robinson, L., Weiher, R.F. (2004): The net benefits of the Philadelphia Heat Wave Warning System. BAMS, in print.

Verein deutscher Ingenieure VDI (1998): Environmental meteorology - Methods for the human biometeorological evaluation of climate and air quality for urban and regional planning at the regional level. Part I: Climate. VDI Richtlinien. VDI 3787 Blatt 2. VDI DIN-Handbuch-Reinhaltung der Luft, Band 1b. Beuth Verlag, Düsseldorf.

Das Trockenjahr 2003 aus agrarmeteorologischer Sicht

F. J. Löpmeier

Einführung

Das Jahr 2003 war in vielen Regionen für die Landwirtschaft aufgrund der Trockenheit ein katastrophales Jahr. Insbesondere dort, wo 2002 extreme Niederschläge im Juli, August schwere wirtschaftliche Schäden mit z.T. Totalverlusten bei der Ernte verursachten, führte das Trockenjahr 2003 zu Bedingungen, die für manche landwirtschaftliche Betriebe existenzgefährdende Ausmaße erreichten. Im folgenden soll schwerpunktmäßig über die Bodenfeuchtesituation eine Bewertung des Jahres 2003 im Vergleich zu vieljährigen Betrachtungen durchgeführt werden.

Bodenfeuchte und Landwirtschaft

Die Bodenfeuchte ist der Indikator für die Bewertung des Einflusses der Wirkung auf die Landwirtschaft. Hier summieren sich die Wirkung von Temperatur, Strahlung, Windgeschwindigkeit, Luftfeuchte und Niederschlag. Die aktuelle Bodenfeuchte wird bestimmt durch Niederschlag, Verdunstung in der Vergangenheit (Tage, Wochen oder Monate) und aktuelle Niederschläge. Die Bodenfeuchte muss kultur- und bodenspezifisch betrachtet werden. Im Gegensatz zu z. B. monatlichen Niederschlagssummen kann über die Bodenfeuchte die Vorgeschichte der Witterung berücksichtigt werden. Die reine Betrachtung der Niederschläge vernachlässigt die Auswirkung der Verdunstung und die zeitliche Wirksamkeit der Niederschläge für die Kulturen. Ein Niederschlag kann z. B. bei gesättigten Böden oder bei hoher Bodenfeuchte für die Kultur A und Bodenart b verpuffen, für einen anderen Zeitpunkt oder für andere Kulturen und Bodenarten kann er jedoch äußerst effektiv wirken. Im August 2003 z. B. lagen die Niederschläge vielerorts über dem vieljährigen Mittelwert, aber sie fielen erst Ende des Monats und damit für viele Kulturen (z. B. Mais) zu spät. Während die Monatsmittel der Bodenfeuchte im August extrem niedrige Werte aufwiesen, lag die Niederschlagssumme des Monats über dem Soll und führte zu irreführenden Aussagen. In vielen Regionen war 1911 und 1959 den Niederschlag betreffend das trockenste Jahr. In Braunschweig betrugen die Niederschlagsmengen im Zeitraum 1.4. - 15.8. im Jahr 1911 128 mm , 1959 118 mm und 2003 132 mm. Aber höhere Verdunstungen im Jahr 2003 im Vergleich zu den anderen Jahren weisen über die Bodenfeuchte 2003 ein neues (negatives) Rekordjahr aus. Die Bodenfeuchte erlaubt eine kulturspezifische Betrachtung und ist der optimale Indikator für die

- Wasserversorgung der Pflanzen
- Möglichkeiten zur Bodenbearbeitung
- Wirkung von Herbiziden
- Bodenbefahrbarkeit
- Keimbedingungen

Besonderheiten im Jahr 2003

Während die Auswirkungen von Wasserstress und die Auswinterungsprobleme weiter unten ausführlicher diskutiert werden, hier zunächst zwei Auswirkungen der Trockenheit auf die Landwirtschaft als Randerscheinung. Zum einen führte die geringe Bodenfeuchte im Frühjahr z.T. zu einer extrem ungünstigen Wirkung von Herbiziden mit der Folge, das regional, insbesondere bei den Hackfrüchten, sehr stark verkrautete Bestände zu beobachten waren. Außerdem ließ der Abbau der Mittel im Boden bis zum Herbst zu Wünschen übrig. Positiv wirkte sich jedoch die geringe Bodenfeuchte auf die Bodenbearbeitung aus, die insbesondere in Norddeutschland zu einer optimalen Bodenstruktur bei der Aussaat der Zuckerrüben führte und z.T. als Erklärung für die doch noch relativ hohen Erträge diente.

Wasserstress:
Bei nicht ausreichender Bodenfeuchte (grobe Regel 50 % nutzbare Feldkapazität) setzt Wasserstress ein, d.h. die Pflanzen können nicht mehr potentiell verdunsten sondern beschränken sich auf die reduzierte reale Verdunstung. Wasserstress ist verbunden mit Ertragsreduzierung, bzw. kann in extremen Fällen zum vorzeitigen Welkeprozess führen. Beginnender Wasserstress ist bei Zuckerrüben deutlich am Schlappen der Blätter insbesondere um die Mittagszeit zu erkennen.

Die Bodenfeuchtesituation 2003 im Vergleich zu vieljährigen Werten

Die Abb. 1 zeigt den über alle Bundesländer gemittelten Verlauf der Bodenfeuchte von 1962 bis 2003, berechnet für Wintergetreide und einen leichten Boden. Damit lässt sich 2003 als eines der Jahre mit den geringsten Bodenfeuchten bezeichnen.

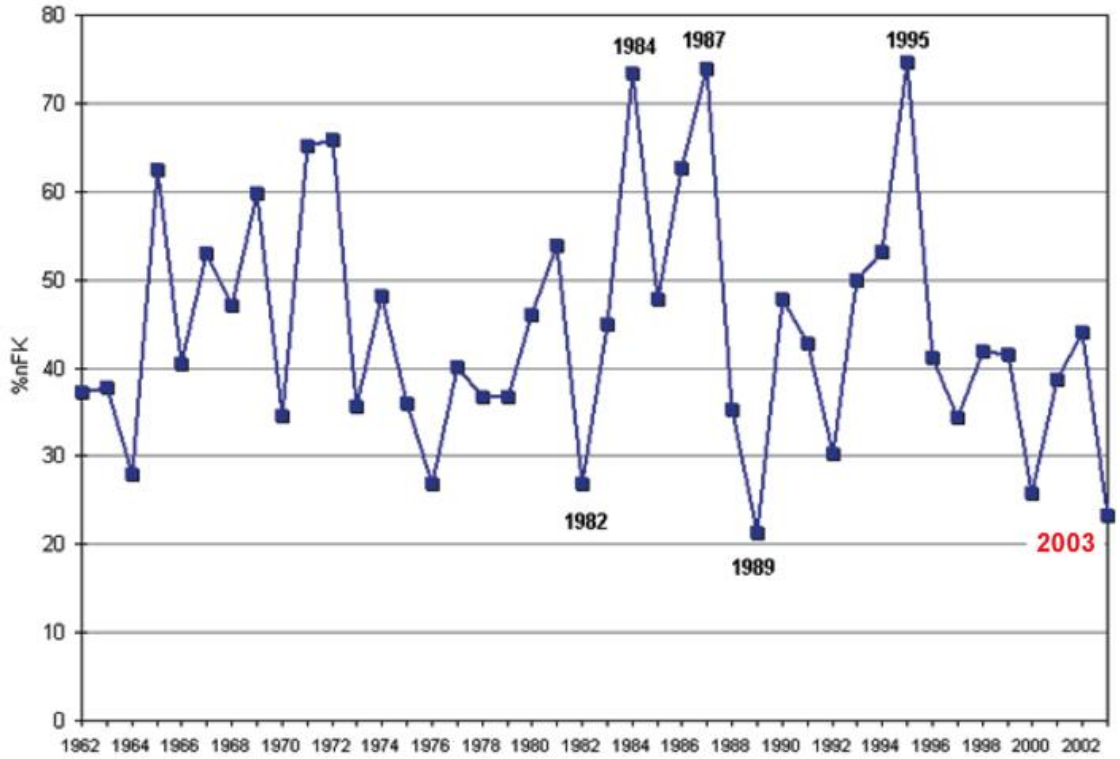


Abb. 1 Bodenfeuchte (% nFK), 1962 - 2003, Sandboden, Wintergetreide;- Mittelwert 1. Juni - 30. Juni, Mittel über alle Bundesländer

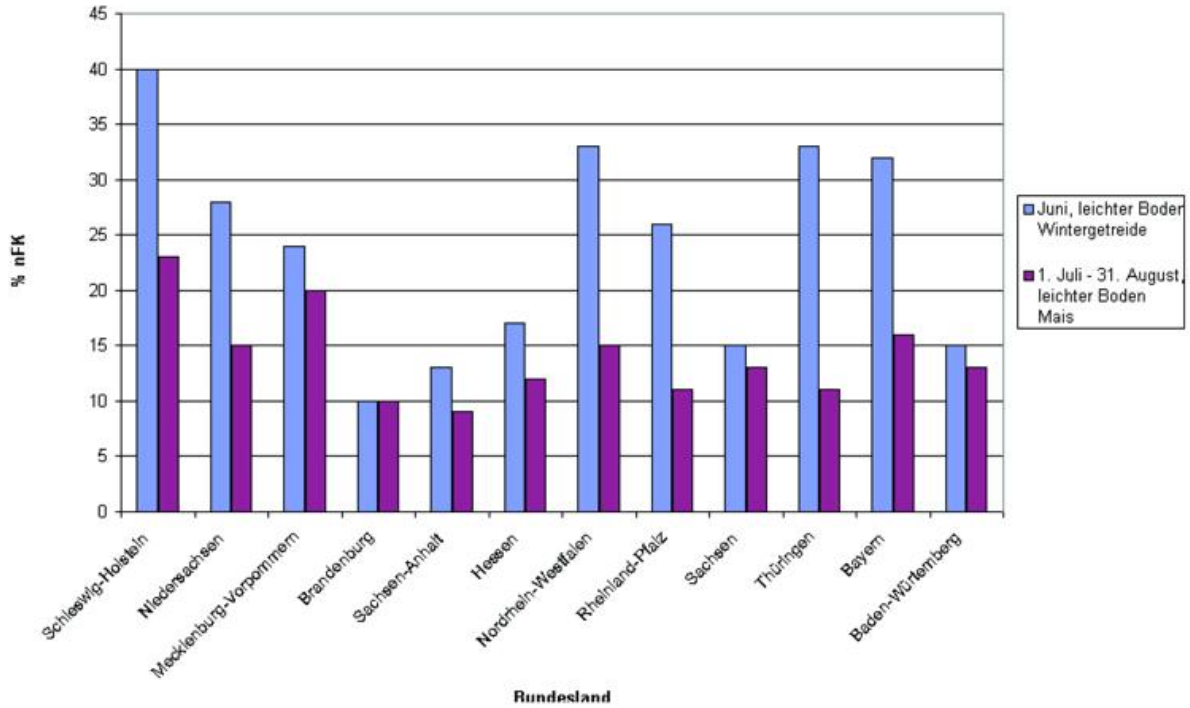


Abb. 2 Monatliche Mittelwerte der Bodenfeuchte % nFk 2003

Aus der Abb. 2 wird jedoch deutlich, dass regionale Unterschiede vorhanden sind.

Die Abbildung 3 zeigt den Verlauf der Bodenfeuchte als Mittelwert für den Zeitraum 1. Juli - 31. August, berechnet für einen leichten Boden mit Mais.

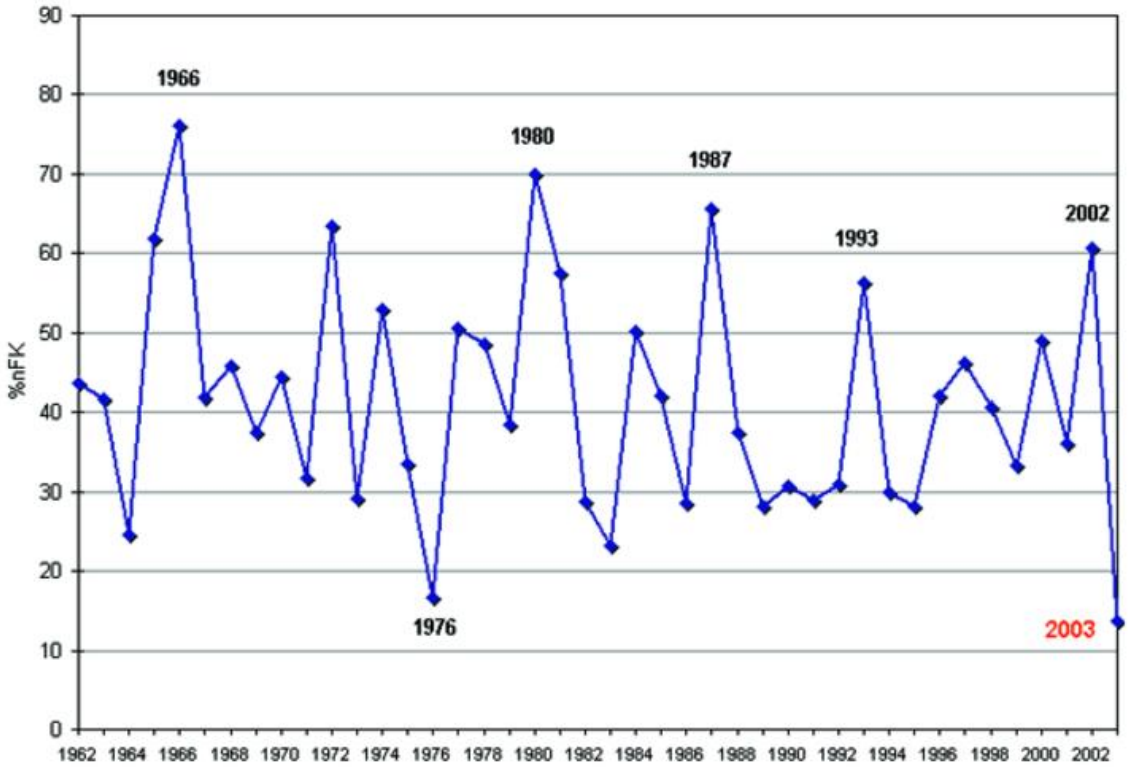


Abb. 3 Bodenfeuchte (% nFK), 1962-2003, Sandboden, Mais.-Zeitraum: 1.Juli-31. Aug.,Mittel über alle Bundesländer

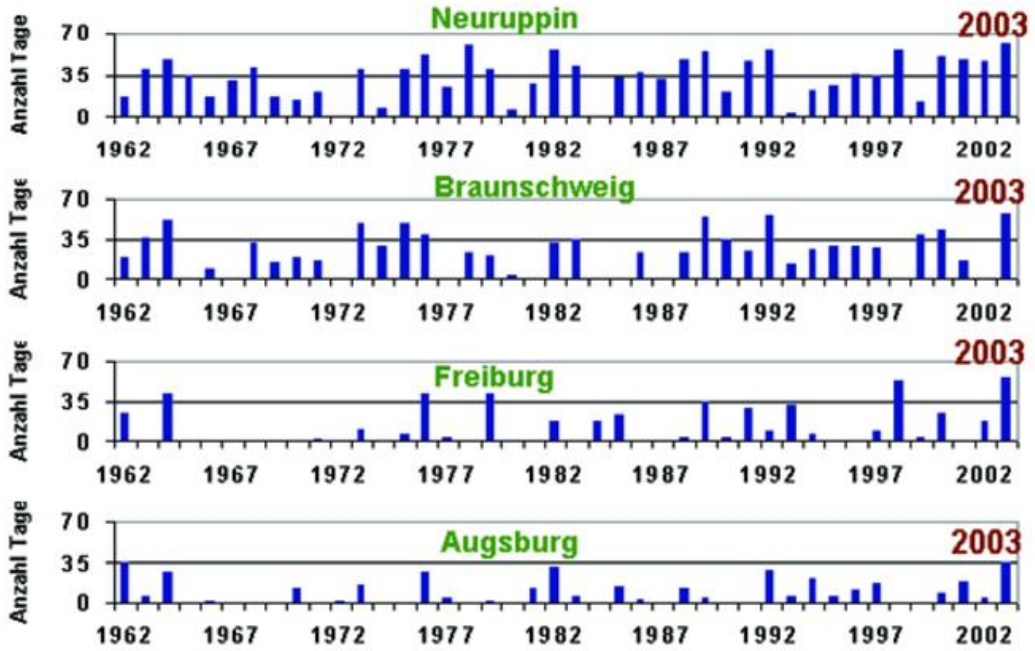


Abb. 4 Anzahl Tage Bodenfeuchte < 20 % nFK Juni-Juli 1962-2003, leichter Boden, Winter-Getreide

Aus der Abbildung wird die extreme Situation 2003 noch deutlicher als beim Getreide im Juni. Hier sind auch die krassen Unterschiede 2002 und 2003 ersichtlich. Eine Auswertung der Bedingung über die Anzahl der Tage mit Bodenfeuchte < 20 % (also extremem Wasserstress) für Wintergetreide der Monate Juni, Juli ist in der Abbildung 4 dargestellt.

Es wird auch hier das extreme Jahr 2003 deutlich, aber auch die Häufigkeit des Auftretens dieser Bedingungen in den einzelnen Regionen. Während Neuruppin stellvertretend für Brandenburg häufig diese Bedingungen aufweist und kein für 2003 extremer Sonderfall herausgearbeitet werden kann, werden solche Fälle Richtung Westen (Beispiel Braunschweig) schon seltener und im Süden bzw. Südwesten (Beispiel Augsburg, Freiburg) eigentlich die Ausnahme und weisen 2003 für die Region als extremen und seltenen Fall aus.

Auswinterung und Bodenfeuchte

Verschärft wurde die Bodenfeuchtesituation 2003 noch durch die Auswinterungsbedingungen im Zeitraum Februar bis April. In der Abbildung 5 sind die Anzahl der Tage mit dem Lufttemperaturmaximum > 3 °C und gleichzeitigem Lufttemperaturminimum < - 3 °C dargestellt, hier beispielhaft als Mittel über alle Bundesländer und die Bundesländer Brandenburg und Hessen.

Diese Bedingungen führen zu nächtlichem Gefrieren des Bodens und Auftauen der obersten Bodenschichten am Tage, verbunden mit dem Abreißen der feinen Wurzeln, sodass die schon knappe Wasserversorgung noch zusätzlich gestört wird. Nach Beendigung der Wechselfröste, ca. ab 14. April, wurden in den nächsten 10 Tagen extrem geringe Bodenfeuchten in der Krume (s. Abb.6) berechnet, die zu zögerlichem Wachstum führten.

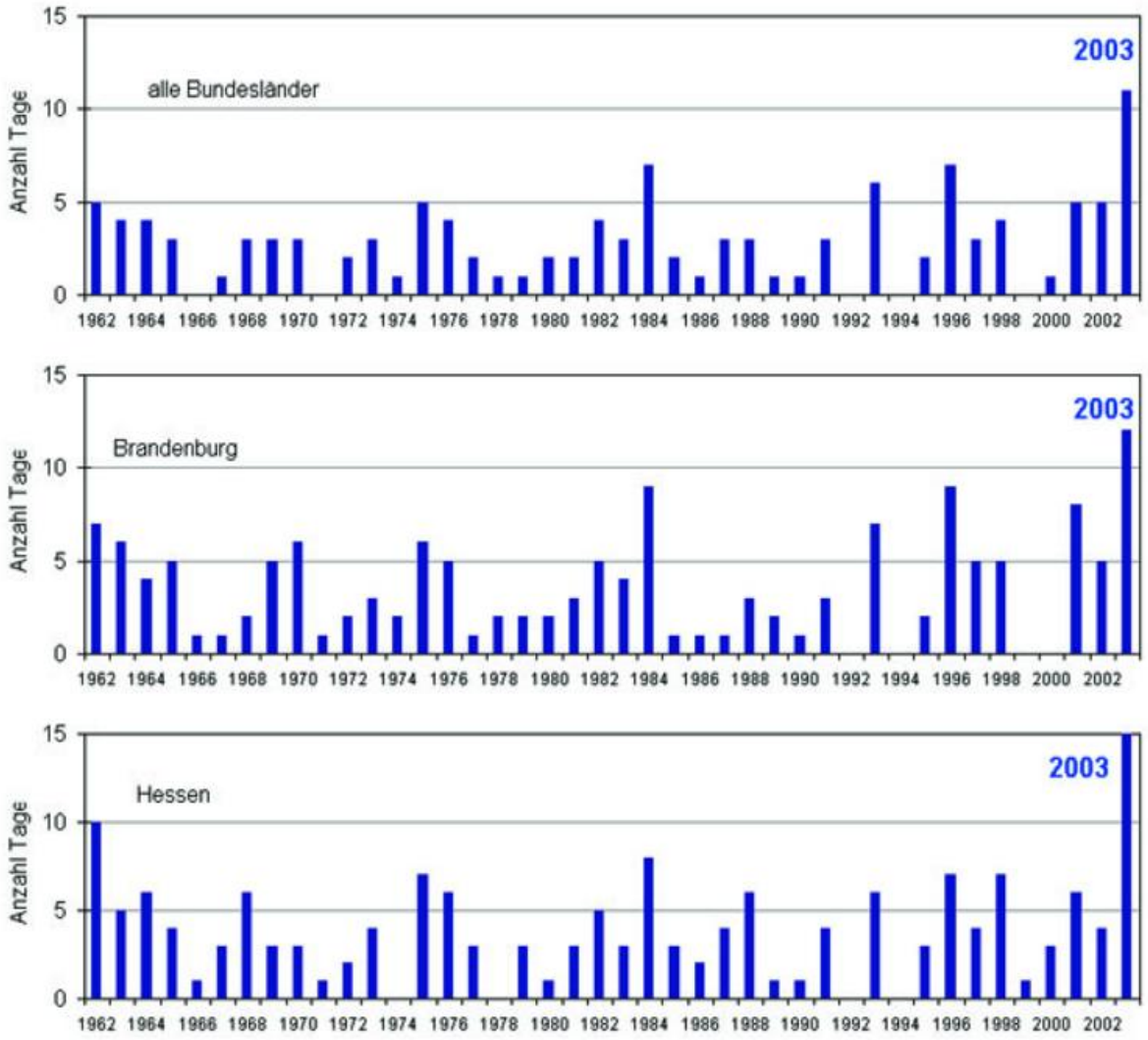


Abb. 5 Auswinterung - Anzahl Tage mit Lufttemperatur (2 m) Maximum 3°C, Minimum > -3 °C, Zeitraum Februar bis April, 1962 - 2003

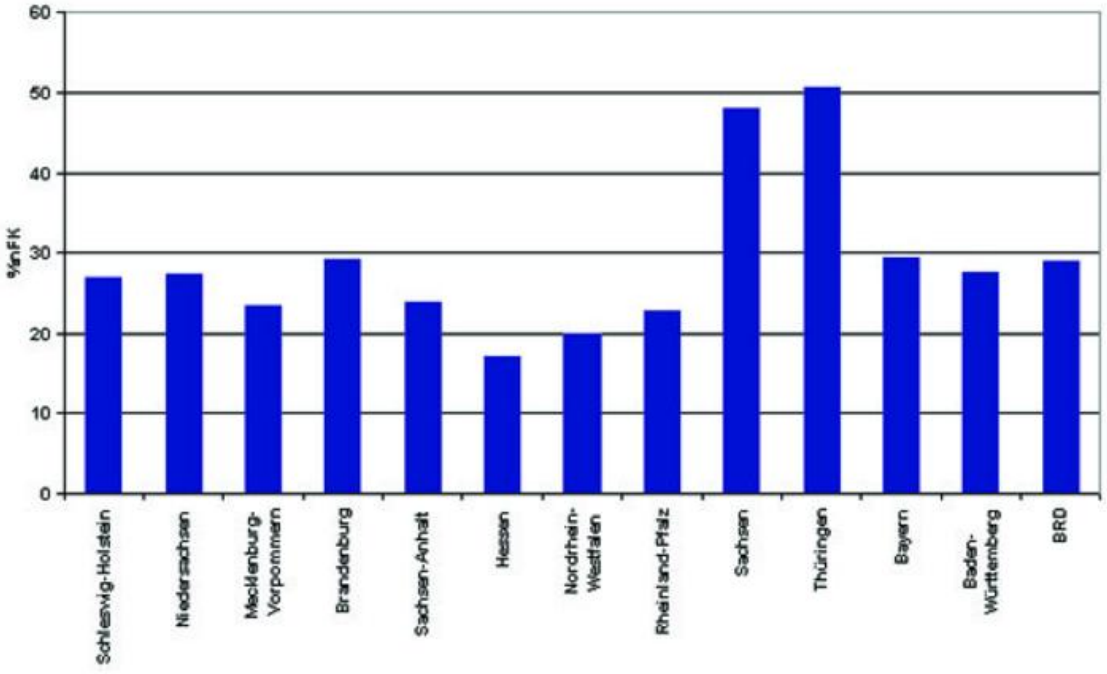
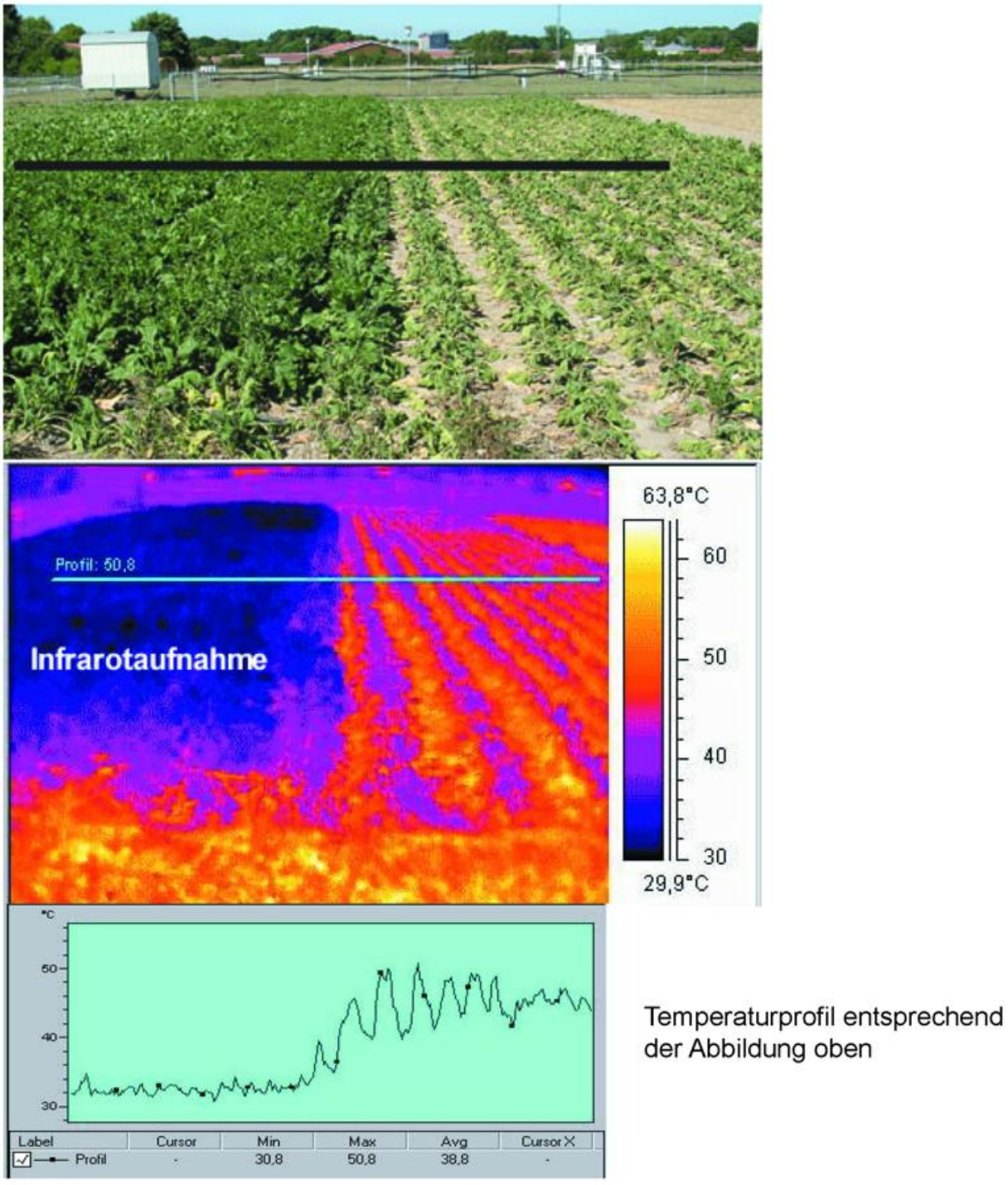


Abb. 6 Mittelwert der Krumenfeuchte (% nFK) 14. April - 24. April 2003

Thermalbild als typisches Beispiel für das Jahr 2003

Die Abbildung 7 zeigt den Zustand eines teilweise beregneten/unberegneten Zuckerrübenbestandes im August 2003. Im oberen Teil der Abbildung ist in der linken Hälfte des Bildes der mehrfach beregnete, in der rechten Hälfte der unberegnete Zuckerrübenbestand zu erkennen. Der mittlere Teil der Abbildung stellt die entsprechende Infrarotaufnahme dar. Im unteren Teil der Abbildung ist das Temperaturprofil entlang der schwarzen Linie oben dargestellt.



Temperaturprofil entsprechend der Abbildung oben

Abb. 7 Aufnahme eines beregneten/unberegneten Zuckerrübenbestandes vom 09.08.2003, 12.30 Uhr.- Versuchsflächen der AMF Braunschweig

Während im linken beregneten Teil die Strahlungstemperaturen im Bereich der Lufttemperatur von ca. 32 ° C nur geringfügig pendeln, werden im rechten unberegneten Bestand Temperaturen von über 50 ° C mit großer Schwankungsbreite gemessen.

Aus diesem Profil lässt sich schließen, dass die linke Bestandshälfte noch eine Wasserversorgung von mehr als 60 % nFK aufweist, im rechten unberegneten Teil die Bodenfeuchte deutlich unter 20 % liegt. Die hohen Temperaturen an der Erdoberfläche führen zu Verbrennungen der Rübenblätter und damit zu deutlichen Ertragsreduzierungen. Dieser Effekt tritt auch bei gut wasserversorgten, aber nicht ganz geschlossenen Beständen auf, wenn bei hohen Globalstrahlungswerten um die Mittagszeit ein kurzzeitiges Schlappen der Rübenblätter erfolgt. An weiteren Messtagen wurden an der AMF Braunschweig im Sommer 2003 z.T. Werte der Strahlungstemperaturen nahe 60 °C erreicht.

Die Beregnungssituation 2003

In den Regionen, wo die Voraussetzungen für die Feldberegnung gegeben waren, wurde versucht, die Trockenheit durch Dauerberegnung auszugleichen. Während z.B. im Beregnungsgebiet östliches Niedersachsen im Mittel im Jahr bei Getreide zu 2.5 Beregnungsgaben von 30 mm bei Getreide und ca. 3.5 Gaben bei Zuckerrüben verabreicht werden, erfolgten 2003 z.T. bei Hackfrüchten bis zu acht Beregnungen. Bei variablen Kosten von 1 bis 1.5 □/mm /ha je nach Strom- oder Dieselanlage, entstanden damit hohe zusätzliche Kosten, verbunden mit einer enormen Arbeitsbelastung. Dazu kamen extrem ungleichmäßige Wasserverteilungen in diesem Jahr, da auch sehr windige Tage unter dem Arbeitsdruck für die Beregnung genutzt wurden, die in normalen Jahren zu einer Aussetzung der Beregnungstätigkeiten geführt hätten. Ein weiteres Problem waren die extremen Wasserverluste beim Beregnungseinsatz. Für den Zeitraum Juli bis Mitte August 2003 lagen nach Berechnungen für das östliche Niedersachsen die Wasserverluste bei Beregnung am Tage infolge der Verdunstung des Beregnungswassers in der Luft und von den Blättern (Interzeptionsverdunstung) im Mittel bei ca. 14 %. Ein derart hoher Verlust ist für diesen Zeitraum seit 1961 bisher noch nicht ermittelt worden. Bei z.B. sieben durchgeführten Beregnungen am Tage ist in der Summe eine komplette Beregnung für das Bodenwasser verloren. Zwar waren die Verluste bei Beregnung in der Nacht mit ca. 6 % deutlich geringer, aber seit 1961 ist das ebenfalls Rekord.

RA VI CLIPS Workshop and Regional Climate Centres: Further steps to improve climate services

P. Hechler

When 33 CLIPS Focal Points (nominated scientists representing their country to coordinate CLIPS-related matters, see KSB 2002) plus invited speakers from all in all 34 countries met for the first time in June 2003 in Erfurt, an important step was made to turn CLIPS into live in WMO Region VI (RA VI: Europe and Middle East). The RA VI CLIPS Workshop, hosted by DWD, supported by WMO and sponsored by DWD, WMO and EUMETSAT can be assessed as the Regional CLIPS Kick-off meeting setting the stage for dedicated activities along the CLIPS objectives.

The workshop aim was twofold:

- analyse the requirements and capabilities of the RA VI National Meteorological and Hydrological Services (NMHSs) with respect to state-of-the-art climate services

- train the CLIPS Focal Points in state-of-the-art methods and applications in climatology.

Special focus was laid on theoretical and practical training on statistics to derive climate extremes and on the background of long-range forecasting (forecasting range from 30 days up to 2 years). Well-known scientists from different countries lectured the audience in a well-structured, effective and motivating manner.

Accompanied by an questionnaire, which is currently under special analysis, requirements and capabilities of the NMHSs were compiled and further steps were discussed and outlined to meet the requirements by the appropriate capabilities.

Several key requirements have been defined. In the climate data domain the availability of high quality data sets was identified as a basis for CLIPS-related services. In the climate monitoring domain the availability of regional climate monitoring results was discussed. With respect to climate extremes the CLIPS Focal Points required e.g. common definitions, regional projects to study extreme and hazardous events and considerations to develop a climate warning system. The need for a general improvement of the countries‘ ability to efficiently deal with long-range forecasts was expressed. Training and capacity building requirements in various domains were also expressed.

One special presentation given to the workshop participants outlined the concept of Regional Climate Centers (RCCs).

Whilst the WMO World Weather Watch consists of a global 3 level structure (World Meteorological Centres – Regional Specialised Meteorological Centres – National Meteorological and Hydrological Services) to ensure the provision of data and products to all WMO Members (185 countries world-wide) in the weather observation and forecasting domain, a comparable structure is still missing in the climatology domain.

Therefore RCCs are planned to cover related regional aspects. One of the main driving forces represents Long-Range Forecasting (LRF) as a certain infrastructure is needed to enable NMHSs to receive and process (interpret, downscale, deliver) related products. However, further RCC functionality's are required in the climatology domain, e.g. with respect to regional climate data sets, regional climate monitoring, training etc..

Thus RCCs shall play -beside others- an important role in enabling NMHSs to perform operational CLIPS activities.

Within RA VI first specific initiatives were offered with the provision of LRF products up from 2004 as well as the operational phases of the current ECSN (see KSB 2001 'The European Climate Support Network (ECSN): A framework for future European co-operation') projects ‚Generate Climate Monitoring Products (GCMP)' and the 'European Climate Assessment and Dataset (ECA/D)'.

The challenge over the next years is to elaborate on the CLIPS and RCC concepts in RA VI and to co-ordinate further implementation steps enabling NMHSs to improve climate services.



Fig. 1 Participants of the RA VI CLIPS Workshop, 12 - 18 June 2003. Erfurt/Germany

Literature

Klimastatusbericht 2002: Climate Information and Prediction Services (CLIPS): WMO's programme to strengthen climate services, Selbstverlag Deutscher Wetterdienst
Klimastatusbericht 2001: 'The European Climate Support Network (ECSN): A framework for future European co-operation'

CM-SAF Initial Operations started

P. Hechler, M. Werscheck

By 31 December 2003 the 5 years Development Phase of the Satellite Application Facility on Climate Monitoring (cf. KSB 97, p. 76-81; KSB 99, p. 128-129; KSB 2000, p. 188-189) ended formally. Subsequently by 01 Januar 2004 the Initial Operations Phase (IOP) started, based on formally signed agreements between Deutscher Wetterdienst (as Operations Leading Entity) and EUMETSAT as well as between Deutscher Wetterdienst and its CM-SAF IOP partners SMHI (National MetService of Sweden), KNMI (National MetService of the Netherlands), FMI (Finnish Meteorological Institute), RMIB (National MetService of Belgium) and MeteoSwiss (National MetService of Switzerland) as a new CM-SAF partner.

On the occasion of this important milestone, an 'IOP Kick-off meeting' was held at DWD premises in Munich from 21 – 24 January 2004. DWD President Udo Gärtner, EUMETSAT Director-General Dr. Tilmann Mohr, MPI for Meteorology Director Prof. Dr. Hartmut Grassl and further high-ranking persons attended the meeting and expressed the outstanding strategic importance of the CM-SAF activity for politicians, decision makers as well as the research and climate community. These arguments were also explained to the press during a joint DWD-EUMETSAT press conference on the first meeting day. The next days comprised joint meetings of the CM-SAF Steering Group (the CM-SAF programmatic authority) and the CM-SAF Board (the CM-SAF technical authority). In the course of these meetings the basic IOP working arrangements were discussed and agreed upon including detailed activities for the first 6 IOP months.



Fig. 1 DWD premises in Munich



Fig. 2 VIP`s at the CM-SAF IOP Kick - off 1st row from left: M. Gärtner, T. Mohr, W. Kusch, 2nd row: Prof. Graßl.



Fig. 3 Model of Meteosat Second Generation



Fig. 4 CM-SAF Board members on the roof of the Munich DWD premises

In retrospective it can be assessed, that the CM-SAF Development Phase was a huge and successful effort of all contributing partners. With a tight and challenging schedule and a set of internal and external reviews the basis had been build to start initial operations up from 2004.

The aim of the IOP is to consolidate the operational CM-SAF system, to extend parts of the products to the Inner Arctic and the full MSG disk, to continue R&D and –as a crucial point- to attract the users of the CM-SAF product suite.

To meet the latter aim, a second CM-SAF user workshop is planned within the second half of 2005.

In 2007 the transition to the Full Operations Phase is foreseen, starting with a major reprocessing event to provide a consistent product set of the IOP period.

For further information see
http://www.cmsaf.dwd.de
contact: contact.cmsaf@dwd.de

Literature

Klimastatusbericht 1997, p. 76-81;
Klimastatusbericht 1999, p. 128-129;
Klimastatusbericht 2000, p. 188-189

The GSNMC – an update

Stefan Rösner

Summary

Five years of monitoring the performance of the GCOS Surface Network (GSN) have shown some success. Nevertheless, there is still a lot to do to improve the overall availability of GSN CLIMAT-reports. Providing the monitoring on the Internet in a timely manner may be one way of supporting this procedure.

Introduction

The GCOS Surface network (GSN) was established in 1997 in order to provide a global backbone of high quality climatological observations for climate monitoring and climate change research. Further background information is given in GSNMC, 2003. The GSN is based on World Weather Watch of the World Meteorological Organization (WMO), comprising of the routinely maintained observation stations of the individual National Meteorological and Hydrological Services. The monitoring of the performance of the GSN started in 2000 within the GSN Monitoring Centre (GSNMC), consisting of two physical centres operated by the Japan Meteorological Agency (JMA) and the Deutscher Wetterdienst (DWD) (Rösner, 1999; Rösner et al. 2000; Rösner 2002).

Status

Since the end of 2002 the monitoring results on the availability of climatological data from the GSN stations have been available on the Internet at www.gsnmc.dwd.de. The website of the GSNMC was re-designed and now routinely provides the latest monitoring results as well as access to the GSNMC data set. Both, the monitoring products and the table listing the GSNMC data sets are monthly being updated.

The statistical information from analysing of the GSN-CLIMAT-reports received at JMA and DWD are automatically processed and resulting monitoring products are forwarded to the “Monitoring Products” area of the GSNMC web site. By this means the monitoring results are available only 24h after the cut off date, day 21, day, 00 UTC (Fig. 1) (Rösner, 1999).

The monitoring products presented on the Internet comprise different maps, and tables showing and listing the information on the availability of CLIMAT-reports from the GSN-stations for different time periods, up to the last 12 months.

Fig.2 shows the percentage of received CLIMAT-reports for different regions as defined by WMO: RA I (Africa), RA II (Asia), RA III (South America), RA IV (North and Central America), RA V (South-West Pacific), RA VI (Europe), and Antarctica. Fig. 2 also shows that the overall situation has gradually improved since 1999 (Rösner, 1999). However, the situation is not satisfactory and in some regions still poor and not constant.

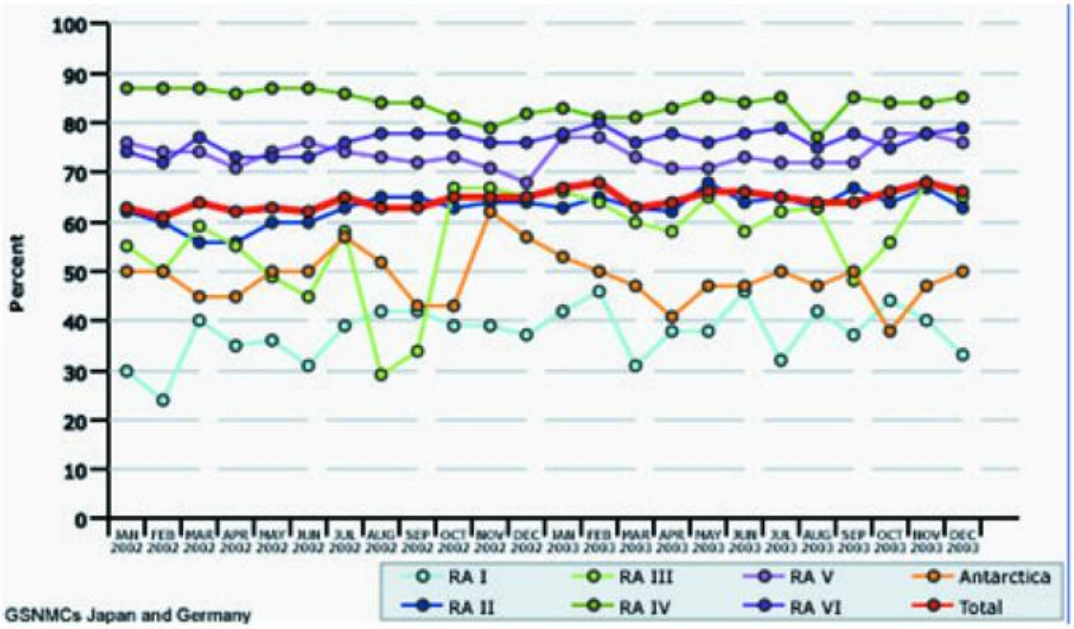


Fig 1 Percentage of received CLIMAT-reports at GSNMC Japan for December 2003.

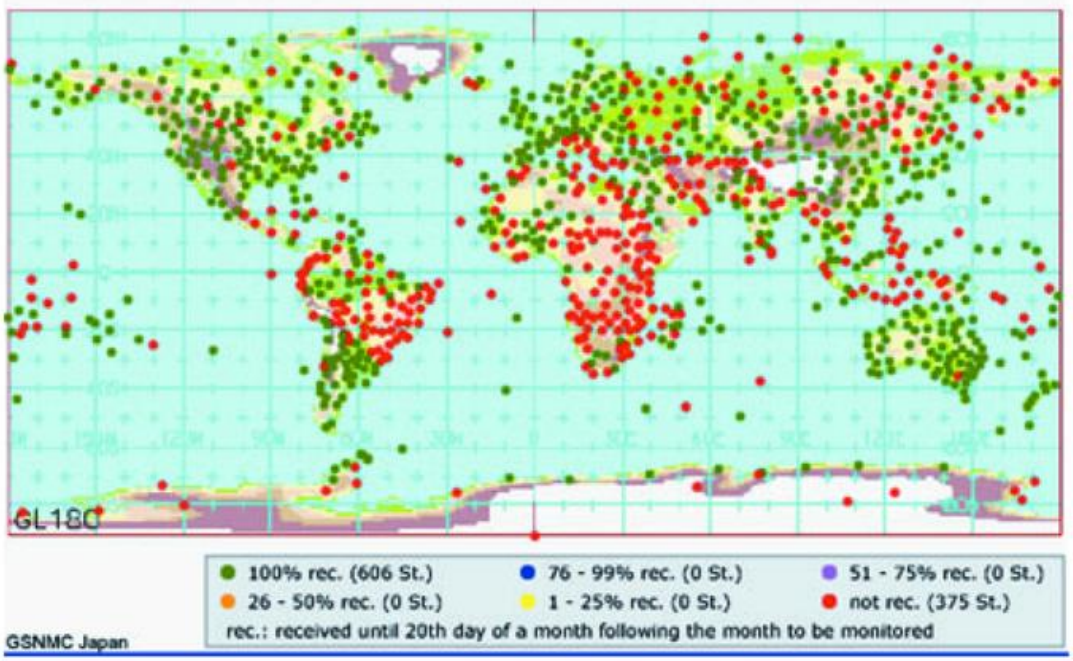


Fig 2 Percentage of received CLIMAT-reports at GSNMC Japan and Germany for the period January 2002 to December 2003 for different regions.

Measures are now being taken to further improve the situation for the GSN. The GSNMC at JMA was appointed as a WMO Lead Centre for GSN data and first activities are under way to address key problems. These actions are also supported by a new initiative of the G8 countries to improving the earth observing systems to achieve a better understanding of our environment.

Literature

GSNMC, 2003: http://www.gsnmc.dwd.de/
Rösner, S., 1999: The GCOS Surface Network Monitoring Centre with special emphasis on Precipitation at the Deutscher Wetterdienst. In Klimastatusbericht 1999, S. 124-127
Rösner, S., Fuchs, T. and C. Lefebvre, 2000: The GCOS Surface Network Monitoring Centre (GSNMC) - results for WMO RA VI - Europe -. In Klimastatusbericht 2000, S. 184-187
Rösner, S., 2002: Über die Verfügbarkeit von bodennahen Klimadaten - das GCOS Basismessnetz für Bodenstationen. In Klimastatusbericht 2002, S. 204-207

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

AMF	Agrameteorologische Forschung, Braunschweig
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
CLINO	Climate Normals
CLIPS	Climate Information and Prediction Services
CM-SAF	Satellite Application Facility on Climate Monitoring
DEKLIM	Deutsches Klimaforschungsprogramm
DKRZ	Deutsches Klimarechenzentrum
DU	Dobson - Einheit (Dobson - Unit)
ECA/D	European Climate Assessment/Dataset
ECSN	European Climate Support Network
EM	Europa - Modell
ENSO	El Nino - Southern Oscillation
EOF	Empirische Orthogonalfunktion
EU	Europäische Union
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
FCKWs	Fluorchlorkohlenwasserstoffe
FMI	Finnish Meteorological Institute
GCM	Global Circulation Models
GCMP	Generation of Climate Monitoring Products
GCOS	Global Climate Observing System
GME	Global Model Extended
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GSN	GCOS Surface Network
GSNMC	GCOS Surface Network Monitoring Centre
GTS	Global Telecommunication System
GUAN	GCOS Upper Air Network
HALOE	Halogen Occultation Experiment
HPDB	Historische Phänologische Datenbank
ICDP	International Continental Scientific Drilling Program
IMAGES	The International Marine Past Global Changes Study
IOP	Initiale operationelle Phase
IODP	Integrierte Ozean - Bohrprogramm
IPCC	Intergovernmental Panal on Climate Change
ITCZ	Intertropical Convergence Zone
JMA	Japan Meteorological Agency
KIHZ	Natürliche Klimavariationen in Historischen Zeiten
KNMI	Royal Netherlands Meteorological Institute
KSB	Klimastatusbericht
LIDAR	Light Detection and Ranging (laser radar)
LRF	Long - Range Forecasting
MPI	Max - Planck - Institut
MSG	Meteosat Second Generation
NAO	North Atlantic Oscillation
NAO/AO	North Atlantic Oscillation / Arctic Oscillation
nFK	nutzbare Feldkapazität
NMHSs	National Meteorological and Hydrological Services

PET	Physiologisch Äquivalente Temperatur
PMV	Predicted Mean Vote
QBO	Quasi - Biennial - Oscillation
R&D	Research and Development
RA VI	WMO Regional Association EUROPE
RCC´s	Regional Climate Centre
RMIB	Royal Meteorological Institute Belgium
SAGE	Stratospheric Aerosol and Gas Experi-ments
SMHI	Swedish Meteorological and Hydrological Institute
SST	Sea Surface Temperature
UBA	Umweltbundesamt
UNEP	United Nations Environmental Program
VDI	Verein Deutscher Ingenieure
WHO	World Health Organisation
WMO	World Meteorological Organization
WMO / AREP	World Meteorological Organization / Atmospheric Research and Environment Programme
WZN	Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie

Autorenverzeichnis

NAME	ANSCHRIFT	E-MAIL
Beck, Dr. Christoph	Deutscher Wetterdienst 63067 Offenbach Frankfurter Str. 135	christoph.beck@dwd.de
Bissolli, Dr. Peter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	peter.bissolli@dwd.de
Claude, Hans-Jürgen	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	hans.claude@.dwd.de
Dittmann, Dr. Ernst	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	ernst.dittmann@dwd.de
Glaser, Prof. Dr. Rüdiger	Geographisches Institut der Universität Heidelberg Im Neuenheimer Feld 348 69120 Heidelberg	ruediger.glaser@urz.uni-heidelberg.de
Grieser, Dr. Jürgen	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	juergen.grieser@dwd.de
Hechler, Peer	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	peer.hechler@dwd.de
Jendritzky, Prof. Dr. Gerd	Deutscher Wetterdienst Stefan-Meier-Straße 4 79104 Freiburg	gerd.jendritzky@dwd.de
Koppe, Christina	Deutscher Wetterdienst Stefan-Meier-Straße 4 79104 Freiburg	christina.koppe@dwd.de
Köhler, Ulf	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	ulf.koehler@.dwd.de
Lefebvre, Christiana	Deutscher Wetterdienst Jenfelder Allee 70a 22043 Hamburg	christiana.lefebvre@dwd.de
Litt, Prof. Dr. Thomas	Institut für Paläontologie Universität Bonn Nussallee 8 53115 Bonn	t.litt@uni-bonn.de

NAME	ANSCHRIFT	E-MAIL
Lohmann, Prof. Dr. Gerrit	Universität Bremen Klagenfurter Strasse 28359 Bremen	gerrit.lohmann@dkrz.de
Löpmeier, Franz Josef	Deutscher Wetterdienst Bundesallee 50 38116 Braunschweig	franz-josef.loepmeier@ dwd.de
Müller-Westermeier, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	gerhard.müller-westermeier@dwd.de
Nitsche, Helga	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	helga.nitsche@dwd.de
Oschmann, Prof. Dr. Wolfgang	Geologisch-Paläontologisches Institut Senckenberganlage 32-34 Postfach 11 19 32 60054 Frankfurt	oschmann@em.uni-frankfurt.de
Pfaff, Dr. Günter	Landesgesundheitsamt Baden-Württemberg Hoppenlaustr. 7 70174 Stuttgart	pfaff@lga.bwl.de
Riecke, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	wolfgang.riecke@dwd.de
Polte-Rudolf, Christine	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	christine.polte-rudolf@dwd.de
Rösner, Stefan	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	stefan.roesner@dwd.de
Rudolf, Dr. Bruno	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	bruno.rudolf@dwd.de
Schneider, Prof. Dr. Ralph	Département de Géologie et Océanographie des Bordeaux Université de Bordeaux 1 Avenue des Facultés 33405 Talence / France	r.schneider@epoc.u-bordeaux1.fr
Schönwiese, Prof. Dr. Christian-D	Institut für Meteorologie und Geophysik Senckenberganlage 31 60054 Frankfurt	schoenwiese@meteor.frankfurt.de
Steinbrecht, Dr. Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	wolfgang.steinbrecht@.dwd.de

NAME	ANSCHRIFT	E-MAIL
Stangl, Heiko	Geographisches Institut der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 348, 69120 Heidelberg	heiko.stangl@urz.uni-heidelberg.de
Stäger, Tim	Institut für Meteorologie und Geophysik Senckenberganlage 31 60054 Frankfurt	staeger@meteor.frankfurt.de
Trömel, Dr. Silke	Institut für Meteorologie und Geophysik Senckenberganlage 31 60054 Frankfurt	troemel@meteor.frankfurt.de
Werscheck, Martin	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	martin.werscheck@dwd.de

Impressum

Deutscher Wetterdienst
Referat „Satellitengestütztes Klimamonitoring“
Frankfurter Str. 135
Postfach 10 04 65
63004 Offenbach
Stand April 2004

Redaktion:

Martin Werscheck
e-mail: martin.werscheck@dwd.de

Patricia Willing
e-mail: patricia.willing@dwd.de

Index

A
Akklimatisation 154
Alternaria 85
Archaebakterien 13
Archaikum 13

B
Bakterien 18
Belastungsstufen 153
Benetzungszeit 89
Biosphäre 11, 16
Bodenbefahrbarkeit 163
Bodenfeuchte 84, 88, 163
Bodenwassermangel 85
Botritis 85
Brennstoffen 16
fossilen 16

C
Calcrete 17
Carneole 17
Chlorradikale 97

D
Dendroökologie 11
Dinosaurier 18
Dipol 50
atlantischer 50
Diversität 11
Dropstones 13

E
Eem-Interglazial 27
Eem-Warmzeit 27
Eisbildungsphase 82
Eisheilige 80
Eistage 79
Eiszeit 9,18, 20, 21, 49, 50, 61, 66
dritte 20
erste große 18
fünfte 21
Kleine 49, 50, 61,66
vierte 21
zweite große 20
Eiszeiten 9,15
Elbehochwasser 133
Energiebilanz 9
der Erde 9
ENSO 49, 50
Erdachse 9
Neigung der 9
Erdoberflächentemperatur 84, 92
Erdrotationsachse 36
Ernte 163
Totalverlusten bei der 163
Erwärmungstrend 125, 132
progressive 125
Evaporite 17
Extremwertkarte 78
Exzentrizität 9

F
Feldberegnung 169
Feldkapazität 164
nutzbare 164
Ferrel-Zelle 14
Frosttage 79, 80

G
Geosphäre 16
Geschiebe 13
gekritzte 13
Gezeitenreibung 9
Globalstrahlung 71
Gondwana 12, 15, 21

H
Hadaikum 13
Hadley-Zelle 14
Hagel 74, 118
Harvesting-Effekt 160
Hauptreihenstern 17
Hauptwachstumszeit 84
Hintergrundstrahlung 8
kosmische 8
Hitzebelastungsvorhersage 154
Hitzetage 128
Häufigkeiten der 128
Hitzewarnsystems 161
Hitzewelle 129, 159
Hochwasser 117
Holozän 35

I
Index 154
thermischer 154
Interglazial-Glazialzyklus 25
Interzeptionsverdunstung 169

J
Jahrhundertereignis 151

K
Kahlfrost 85
Karbonate 13, 17
Kerogen 13, 15, 16
Klimaänderung 161
Klimaarchive 41
marine 41
Klimaindikatorarten 31
Klimaindikatoren 8, 11, 13
Geochemische 8
Organismen als 11

Sedimente und Sedimentstrukturen als 13
Klimaindizes 61
gewichteter 61
Klimaoptimum 36, 46, 61
holozäne 36,46
Modernes 61
Klimaproxis 8, 11, 13, 17
Klimaschwankungen 49
regelmäßige 49
zyklische 49
Klimatrends 51
Holozäne 51
Klimawechsel 50
schnelle 50
Kohlenstoffkreislauf 7, 10, 13,17
globaler 10
Kontinentverteilung 16
Konvergenzzone 50
Innertropische 50
Körperkerntemperatur 152

L
Landfauna 11
Landflora 11
Laterite 17
Leitphasen 70
long-range forecasting 170

M
Meeresspiegel 11
Mehltaubefall 85
Meteoriteneinschläge 16
Milankovitch Theorie 46
Milankovitch-Zyklen 8, 9
Mondbildung 16
Monsun 50
Moränen 13
Mortalität 155, 159
Mutual Climatic Range 31

N
Naturkatastrophen 77
Niederschlagssumme 143
monatliche 143

O
Obliquität 9
Oechsle 86
Ostwindperioden 108
sommerlichen 108
Ostwindzirkulation 108
stratosphärische 108
Ozonloch 100
Ozonschicht 97
Ozonschichtdicke 98
Ozontrend 98

P
Paläoklimatologie 25
Paläotemperatur-Rekonstruktion 8
Paläozoikum 21
Pangäa 12
Pangaea 21
Penman-Verdunstung 89
Phanerozoikum 9
Phytophthora 85
Pinatubo 98
Plattentektonik 8
Polarfront 14
Polarzelle 14
Pollenanalyse 26
Präzession 9
Protoplanetenkollisionen 16
Provinzialität 11
Proxi-Daten 7
Proxydaten 57

Q
Quellentrend 56

R
Radiokarbonmethode 43
Rate 152
Klima-Michel-Modell 152
metabolische 152
Redbeds 17
Regional Climate Centers 170
Riffe 11
Rodinia 12
Rossby-Wellen 134

S
Silikat-Karbonat-Kreislauf 9, 11, 18
Skleroökologie 11
Sommeranomalie 123
Sommertage 73, 79, 80
Sonnenaktivität 97
11-jährige Zyklus der 97
Sonnenfleckenzyklus 8
Gleisberg-Zyklus 8
Hale-Zyklus 8
11-jährigen 8
Sonnenscheindauer 71, 82
Spätfröste 86
Starkniederschlag 80
Stoffwechsel 152
Strahlungshaushalt 8
Strahlungstemperatur 152, 169
mittlere 152
Stratosphäre 97
untere 97
Stratosphärenerwärmung 99
Sturzflut 117,118
Superkontinentphasen 12

T
Tambora 123
Temperatur 153
Gefühlte 153

Tertiär 21
Thermopluviogramm 71
Thermoregulationssystem 152
Tiefenwasser 12, 48
nordatlantisches 48
Tillite 13
Tornado 73,118
Tornados 73
Treibeis 82
Treibhauseffekt 8
CO2- 8
Treibhausgas 13
Trinkwasserversorgung 142
Trockenperiode 144, 148
Trockenperioden 143
Andauer von 143
Trockentage 144, 151
Anzahl der 151
Troposphäre 108
Troposphäre 99
Polarwirbel 99
Temperaturverteilung der 99

U
Überschwemmung 117, 118
Uratmosphäre 13
UV-Belastungen 99

V
Vegetationsperiode 55, 84, 87
Beginn der 84
Verlängerung der 55
Vegetationsruhe 87
Verdunstung 89, 91, 164
potenzielle 91
reale 164
Vereisungen 7
globale 7
Verwitterung 9
chemische 9
Vulkanausbruch 36,123
Vulkanismus 9, 21

W
Waldbrand 93
Waldbrandgefahr 87
Waldbrandgefahrenindex 93
Waldbrandrisiko 142
Wärmehaushalt 152
Wärmehaushaltsmodelle 152
Wärmeoptimum 61
mittelalterliches 61
Warmzeit 25, 49, 50
Mittelalterliche 49, 50
Warven 40
Wasserstress 91, 164
Wetterlagenklassifikation 101
objektive 101
Wiederkehrzeit 144, 151
Windkraftanlagen 82
Witterungsverlauf 72
Wolkenbildungsrate 8

Z
Zeitreihenzerlegung 124
Zirkulation 48
thermohaline 48

Gesamtübersicht der Artikel in den Klimastatusberichten 1997 - 2002

KSB 1997

Klimaüberwachung beim DWD -aktuelle Aktivitäten und Tendenzen-
P. Hechler

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland
P. Fuchs, G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Die Witterung in Deutschland im Jahre 1997
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Deutsche Küstengebiete
A. Lefebvre

Zwei außergewöhnlich starke Regenepisoden als Ursache des Oderhochwasers im Juli 1997
T. Fuchs, J. Rapp

Hydrometeorologische Aspekte des Sommerhochwassers der Oder 1997
G. Malitz, T. Schmidt

Niederschlagsmonitoring des Weltzentrums für Niederschlags-klimatologie im DWD
B. Rudolf

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Entwicklung des atmosphärischen Ozons
H. Claude, U. Köhler

Objektive Wetterlagenklassifikation
E. Dittmann

Phänologie
W. Trampf, W. Janssen

Klima aus erster Hand
S. Rösner

Aufbereitung langer meteorologischer Meßreihen für klimatologische Zwecke
J. Herzog, G. Müller-Westermeier

The Use of Satellite Data for Climatological Applications:The Satellite Application Facility on Climate Monitoring
P. Hechler, M. Werscheck

KSB 1998

Einwirkungen von Klimaänderungen auf die Ge-sundheit des Menschen in Mitteleuropa
G. Jendritzky

Beobachtete Trends der Lufttemperatur und der Niederschlagshöhe in Deutschland
J. Rapp

Ursachen der Lufttemperaturvariationen in Deutschland 1865 - 1997
A. Walter, C.-D. Schönwiese

Die mittleren klimatologischen Bedingun-gen in Deutschland (Teil II, Grasreferenzverdunstung)
G. Müller-Westermeier

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Die Witterung in deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Die phänologische Entwicklung
W. Trampf, W.Jansen

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude, W. Steinbrecht

Objektive Wetterlagenklassifikation
P, Bissolli, E. Dittmann

Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Auswertung von Gebietsniederschlägen für die Gesamt-Einzugsgebiete großer Flusssysteme
B. Rudolf, J. Rapp

Starkniederschläge im Oktober
T. Fuchs J. Rapp, B. Rudolf, E. Dittmann, G. Müller-Westermeier

Niederschlagsanalysen des WZN am Beispiel des El Nino Ereignisses 1997/98
T. Fuchs, B. Rudolf, U. Schneider

Numerical Production of Climatic Maps for Parameters with Significant Correlation to Topography
G. Müller-Westermeier

Das Bioklima in Deutschland
G. Jendritzky

KSB 1999

Orkantief „Anatol" vom 3./4. Dezember 1999
Ch. Lefebvre

Orkantief Lothar vom 26.12.1999
G. Müller-Westermeier

Häufigkeit von Sturmböen in den letzten Jahren
U. Otte

Niederschlagsanalyse zum Pfingsthochwasser 1999 im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee
T. Fuchs, J. Rapp , B. Rudolf

Starkniederschlag in Deutschland - Messergebnisse, statistische Auswertungen, Schätzungen
G. Malitz

Kommen Westwetterlagen häufiger vor als früher ?
P. Bissolli

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil III)
G. Müller-Westermeier

Thermopluviogramm
E. Dittmann

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, G.Czeplak

Die Witterung in den deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Die agrarmeteorologische Situation
F.-J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung
W. Trampf

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude

Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E.Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Veränderungen der phänologischen Jahreszeiten
A. Menzel

Eine erweiterte Definition des Begriffes ‚Trend' in der Klimadiagnose
J. Rapp

Wie erkennt man signifikante Klimaänderungssignale?
F.-W. Gerstengarbe, H. Österle , P. C. Werner

Naturkatastrophen und Klimaänderung - Befürchtungen und Handlungsoptionen der Versicherungswirtschaft
G. Berz

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland
E. Dittmann

The GCOS Surface Network Monitoring Centre with special emphasis on Pre-cipitation at the Deutscher Wetterdienst (DWD)
S. Rösner

Training Workshop of the Satellite Application Facility on Climate Monitoring
P. Hechler

KSB 2000

Aerologischer Schichtaufbau der Atmosphäre und Trends über Lindenberg
U. Leiterer, H. Dier, W. Adam

Bodengebundene Fernerkundungssysteme zur Vertikalsondierung aerologischer Parameter für operationelle Anwendungen
H. Steinhagen

Routinemäßige aeroklimatologische Produkte des Deutschen Wetterdienstes
H. Nitsche

Geschichte der Aerologie in Deutschland
H. Nitsche, A. Jaeger

Trenduntersuchungen der Temperatur in 500 und 50 hPa für verschiedene Zeiträume ab 1961
H. Nitsche

Beobachtungen dynamischer und thermodynamischer Variablen in der Atmosphäre auf Basis von Radiosondenaufstiegen
A. Hense, R. Hagenbrock, M. Göber, F. Ament

Austausch von Luftmassen durch die Tropopause
Ebel, J. Kowol-Santen

Die Rolle der Stratosphäre für das Klimasystem
K. Labitzke

Trends in der Meso- und Thermosphäre
J. Bremer

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, A. Kreis

Die Witterung in den deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Monatliche Temperaturabweichungen vom Referenzzeitraum 1961-1990
R. Ullrich, J. Rapp

Die agrarmeteorologische Situation
F.-J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung
W. Trampf

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude

Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E. Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Extreme Niederschlagsdargebote aus Regen und Schneeschmelze für Deutschland
Th. Günther, H. Matthäus

Starkniederschläge im Herbst 2000 in Europa
T. Fuchs

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil IV)
Das Andauerverhalten der Schneedecke
M. Rachner, G. Schneider, H. Matthäus

Langzeitänderungen der Wassertemperatur an der deutschen Ostseeküste
P. Hupfer, B. Tinz

Langfristige Abnahme der Globalstrahlung
S. Trepte, P. Winkler

Vulkanismus und Klima
P. Bissolli

Probleme bei der Analyse von Klimatrends auf der Basis von Stationszeitreihen
J. Rapp

Projekt für freiwillig wetterbeobachtende Schiffe (VOS) Projekt: Klima Auswahl (VOSCLIM)
V. Wagner

The GCOS Surface Network Monitoring Centre (GSNMC) - results for WMO RA VI - Europe
S. Rösner, T. Fuchs, Ch. Lefebvre

CM-SAF Training Workshop in Dresden
P. Hechler

Klimaaatlas Bundesrepublik Deutschland Teil 2
G. Müller - Westermeier

KSB 2001

Das Klima in Deutschland
G. Müller-Westermeier

Die bodennahe Lufttemperatur und der Niederschlag im 20. Jahrhundert dargestellt anhand von Karten
G. Müller-Westermeier, A.Kreis

Extreme Wetter- und Witterungsereignisse im 20. Jahrhundert
P. Bissolli, L. Göring, Ch. Lefebvre

Wetterlagen und Großwetterlagen im 20. Jahrhundert
P. Bissolli

Aerologische Auswertungen: Darstellungen und Interpretationen der Daten ausgewählter deutscher Radiosondenstationen der letzten 50 Jahre
H. Nitsche

Zum Gletscherverhalten in den Alpen im zwanzigsten Jahrhundert
H. Escher-Vetter

Beispiele phänologischer Reihen des 20. Jahrhunderts
A. Menzel, A.-J. Testka

Langzeitverhalten hydrometeorologischer Größen
B. Dietzer, Th. Günther, A. Klämt, H. Matthäus, T. Reich

Verteilung der mittleren Niederschlags-höhen in Europa im letzten Jahrzehnt des 20. Jahrhunderts im Vergleich zur Normalperiode 1961 bis 1990
B. Rudolf, J. Grieser, U. Schneider

Extremwertstatistische Auswertungen von Tageswerten der Niederschlagshöhe
G. Malitz, H. Ertel

Simulationen des Winterklimas des 20. Jahrhunderts mit dem Modell ECHAM4
A. Hense, H. Paeth, S. Klink

Klimatrends in Deutschland
G. Müller-Westermeier

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak, A. Kreis

Das Klima in den deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Monatliche Temperaturabweichungen vom Referenzzeitraum 1961-1990
R. Ullrich

Die agrarmeteorologische Situation im Jahr
F. - J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung im Jahr
G. Müller-Westermeier

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude, W. Steinbrecht, U. Köhler, B. Haßler

Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E. Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Regionale Klimatrends in Deutschland im 20. Jahrhundert
J. Rapp

Klimatypänderungen in Deutschland im 20. Jahrhundert
P.C. Werner, F.-W. Gerstengarbe, H. Österle

Die mittleren klimatischen Bedingungen Teil (V) Phänologie und ihre Bedeutung für die Klimaüberwachung
G. Müller-Westermeier

Die Entwicklung der Sturmhäufigkeit in der Deutschen Bucht zwischen 1879 und 2000
H. Schmidt

Langzeitänderungen im ufernahen Bereich der deutschen Ostseeküste
P. Hupfer, B. Tinz

Extremwertkarte des 20. Jahrhundert

Lufttemperaturen über der Deutschen Bucht im 20. Jahrhundert
Ch. Lefebvre

Die Säkulare Klimareihe von Potsdam
A. Lehmann

Das Klima der Stadt Halle (Saale) nach den Wetterbeobachtungen 1901 bis 2000
U. Wendling

Betrachtungen zum Klimawandel am Hohenpeißenberg
W. Fricke, M. Kronier

Evapotranspirations- und Versickerungs-verhalten sowie Häufigkeit von Boden- dürren im Mitteldeutschen Trockengebiet unter Berücksichtigung von Substrat und Bewuchs.
J. Müller, P. Jörn, A. Schumann, H. Schellin

Niederschlagsanalyse zum Weichsel-hochwasser im Juli 2001 mit Vergleich zum Oderhochwasser 1997
T. Fuchs, B. Rudolf

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland Teil 3
E. Dittmann

The European Climate Support Network (ECSN): A framework for future European cooperation
P. Hechler, V. Vent-Schmidt

KSB 2002

Perspektiven der Klimamodellierung
U. Cubasch

Jahreszeitenvorhersagen im Deutschen Wetterdienst
P. Becker

Empirisches Downscaling - Überblick und zwei Beispiele
Ch. Matulla, E. K. Penlap, H. von Storch

Die Nordatlantische Oszillation und ihr Einfluss auf die europäischen Lufttemperaturen
B. Tinz

Zirkulationsänderungen wirken auch auf die Ozonschicht
W. Steinbrecht, H. Claude, P. Winkler

Die Anwendung der objektiven Wetterlagenklassifikation des DWD für ein empirisches Downscaling zur Erstellung von Klimakarten
P. Bissolli, E. Dittmann

Climate Information and Prediction Services (CLIPS): WMO's programme to strengthen climate services
P. Hechler

Überwachung der Radioaktivität in der Atmosphäre durch den Deutschen Wetterdienst
T. Steinkopff

Historische Daten als Beitrag zur Klimavorhersage
V. Wagner

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, W. Riecke

Das Klima in den deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Die agrarmeteorologische Situation
F. - J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung
G. Müller-Westermeier

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude, W. Steinbrecht, U. Köhler, B. Haßler

Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E. Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Orkan 'Anna' vom 26.02.2002 über Norddeutschland
Ch. Lefebvre

Jeanett, das erste Orkantief des Herbstes 2002
Ch. Lefebvre, G. Müller- Westermeier

Extremniederschläge in Deutschland Zufall oder Zeichen?
J. Grieser, C. Beck

Langzeitverhalten von Starkniederschlägen in Süddeutschland
L. Zimmermann, H. Barteis, B. Dietzer, F.M. Albrecht

Hängen vermehrte Starkniederschläge am Hohenpeißenberg mit veränderten Wetterlagen zusammen?
W. Fricke

Das Jahrhunderthochwasser der Eibe: Synoptische Wetterentwicklung und klimatologische Aspekte
B. Rudolf, J. Rapp

DEKLIM Deutsches Klimaforschungsprogramm
L. Schanz

DEKLIM - Bereich "Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit"
R. Sausen, W. Lucht, C. Fichter

DEKLIM - Bereich "Regionale Prozessstudien im Ostsseeraum"
D.Jacob

DEKLIM - Bereich "Paläoklima"
R. Schneider

DEKLIM- Bereich " Klimawirkungsforschung"
B. Schuchardt, R. Birner

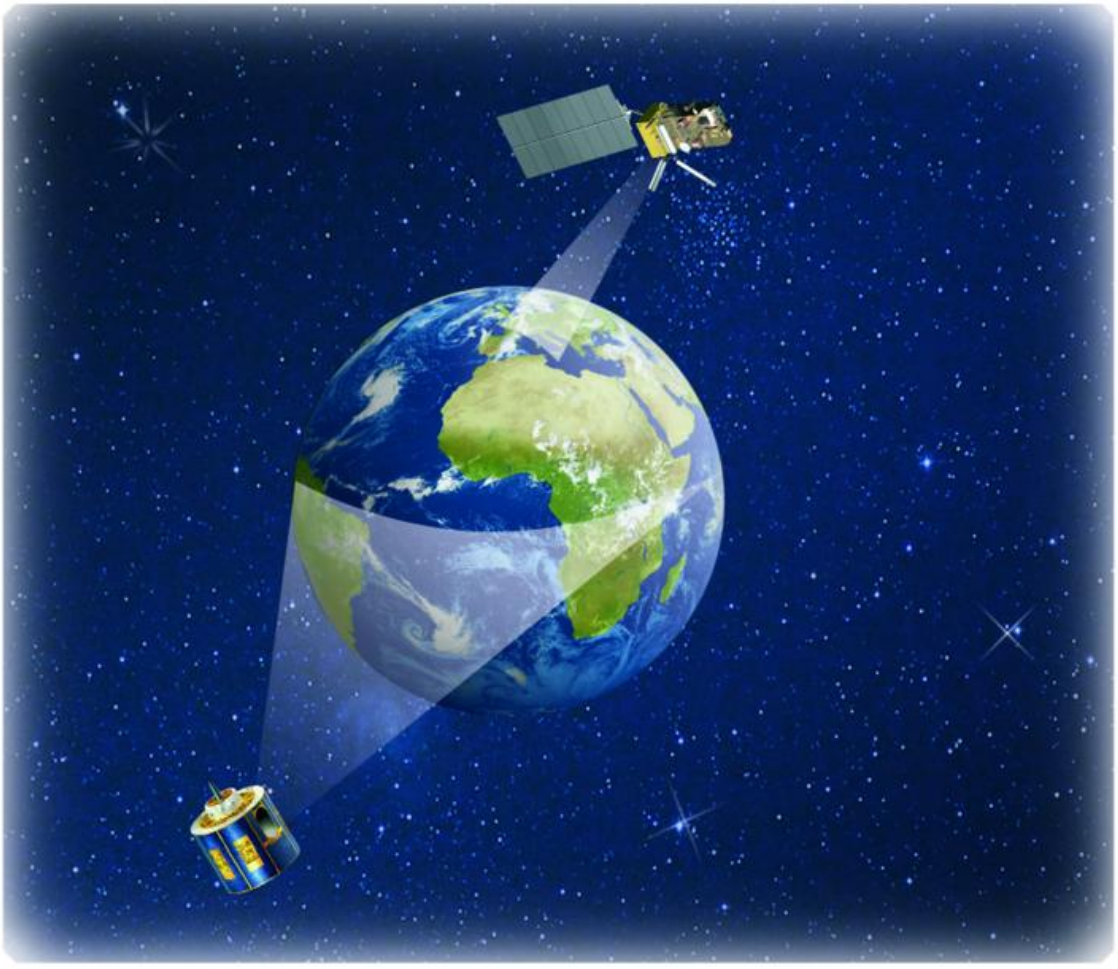
Der Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland
E. Dittmann

Die Bioklimakarte von Deutschland
A. Grätz

Über die Verfügbarkeit von bodennahen Klimadaten - das GCOS Basismessnetz für Bodenstationen
S. Rösner

Deutscher Wetterdienst

Klimastatusbericht 2004



Climate Monitoring from Space

Tornadoklimatologie

Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings

Herausgeber und Verlag
Deutscher Wetterdienst
Kaiserleistr. 29/35
63067 Offenbach

Postfach 10 04 65
63004 Offenbach

Der Klimastatusbericht im Internet:
http://www.ksb.dwd.de

ISSN 1437 - 7691
ISSN 1616 - 5063 (Internet)
ISBN 3-88148-402-7

Urheberrecht
Alle Rechte an den hier präsentierten Informationen liegen, soweit nicht anders vermerkt, beim DWD.
Die Nutzung der nachfolgenden Informationen bzw. Teilen davon ist nur unter Nennung des Quellenhinweises „Deutscher Wetterdienst“ gestattet.
Eine kommerzielle Nutzung ohne ausdrückliche Genehmigung ist untersagt.

Zum Titelbild

Grafik: CM-SAF 2005

Welcome!

So oder ähnlich begrüßen englischsprachige Zeitschriften ihre Leserschaft.

Schon in den früheren Ausgaben des Klimastatusberichts war der eine oder andere englischsprachige Artikel zu finden. Mit Absicht! Das Thema Klima geht weit über die geographischen Grenzen des deutschen Sprachraums hinaus und die englische Sprache hat sich nun mal – nolens volens – als *lingua franca*, zumindest in der Wissenschaft, durchgesetzt.

In dieser Ausgabe sind besonders viele englischsprachige Artikel zu finden. Anlass ist der Start der prä-operationellen Betriebsphase der *Satellite Application Facility on Climate Monitoring* (CM-SAF). In dieser europaweiten Gemeinschaftsaktion werden Satellitendaten ausgewertet, um die Beobachtung unseres Klimas zu unterstützen. Auch hier ist die Arbeitssprache englisch und alle internationalen Partner haben Beiträge für diese Ausgabe des Klimastatusberichts beigesteuert, um die Produkte vor und zur Diskussion zu stellen.

Die Debatte über die Klimaentwicklung und vor allem deren Auswirkungen ist unvermindert im Gange. Dass ein signifikanter globaler Temperaturanstieg in den letzten Jahrzehnten stattfand, ist unbestreitbar. Konsens besteht i.A. auch darüber, dass in den nächsten etwa 100 Jahren ein weiterer Temperaturanstieg von ca. 1,4 bis 5,8°C, bezogen auf die Temperaturen von 1990, erwartet wird.

In einem Bericht der Kommission der Europäischen Gemeinschaften vom Februar 2005 wird empfohlen „...eine Begrenzung des durchschnittlichen globalen Temperaturanstiegs auf 2°C über vorindustriellen Werten an[zu]streben“. Selbst dieses vergleichsweise bescheidene Ziel wird „...weltweit erhebliche Anstrengungen im Bereich Vorbeugung und Abhilfe verlangen...“

Ein wichtiger Schritt auf dem Wege, das „2°C-Ziel“ einhalten zu können ist das 1997 vereinbarte und mit Wirkung vom 16. Februar 2005 in Kraft getretene Kyoto-Protokoll.

Um die Auswirkungen der Klimaänderung abschätzen zu können, müssen wir die betroffenen Systeme verstehen. Um zu verstehen, müssen wir zunächst beobachten. Aus der Bebachtung können die zu Grunde liegenden Prozesse analysiert, anschließend modelliert und letzt endlich vorhergesagt werden. Das CM-SAF leistet hierbei einen wichtigen Beitrag in dieser Erkenntniskette, indem es Daten und Produkte liefert, die Beobachtung, Analyse und Modellierung unterstützen.

Viel Spaß beim Lesen wünscht Ihnen



Martin Werscheck
Referat Satellitengestütztes Klimamonitoring

Inhaltsverzeichnis

7 **National Oceanic and Atmospheric Administration's Scientific Data Stewardship Program**
J. Bates, R. G. Reynolds, C. Cremidis, C. Martinez

14 **Satellitenbasierte Fernerkundung klimarelevanter Parameter in der Atmosphäre im Deutschen Zentrum für Luft und Raumfahrt, DLR**
M. Bittner, F. Baier, T. Erbertseder, G. Gesell, K. Günther, T. Holzer-Popp, M. Schroedter-Homscheidt, T. Trautmann, D. Loyola, B. Mayer

24 **Eine 15 jährige Wolkenklimatologie für Europa aus NOAA/AVHRR Daten im Vergleich zu Bodenbeobachtungen**
R. Meerkötter, P. Bissolli, G. Gesell

31 **The SAF Network and its relevance for climate monitoring**
L. Schüller, L. Sarlo

37 **The SAF on Climate Monitoring: An Overview**
M. Werscheck

44 **The SAF on Climate Monitoring: Cloud Products**
K.-G. Karlsson

55 **The SAF on Climate Monitoring: Surface Radiation Products**
R. Hollmann, R. W. Müller, A. Gratzki, T. Manninen, H. D. Behr

67 **The SAF on Climate Monitoring: Radiative fluxes at the Top Of the Atmosphere**
S. Dewitte

73 **The SAF on Climate Monitoring: The Humidity Composite Product**
J. Schulz , N. Selbach

82 **The SAF on Climate Monitoring: Operational Centres**
R. Ullrich, P. Fuchs

87 **The SAF on Climate Monitoring: Outlook**
J. Schulz, M. Werscheck

91 **The SAF on Climate Monitoring: Second User- and Training Workshop**
P. Hechler

93 **Die Witterung in Deutschland 2004**
G. Müller-Westermeier, W. Riecke

101 **Die Klima in den deutschen Küstengebieten**
Ch. Lefebvre

106 **Die agrarmeteorologische Situation im Jahr 2004**
F. - J. Löpmeier

115 **Die phänologische Entwicklung**
G. Müller-Westermeier

118 **Entwicklung der Ozonschicht**
H. Claude, W. Steinbrecht, U. Köhler

122 **Objektive Wetterlagenklassen 2004**
P. Bissolli, E. Dittmann

129 **Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre**
H. Nitsche

135 **Zeitlich- räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa**
A. Meyer-Christoffer und B. Rudolf

143 **SAT-KLIM: Das satellitengestützte Klimaüberwachungssystem des Deutschen Wetterdienstes**
E. Dittmann, H. Nitsche , P. Bissolli

147 **SAT-KLIM: Überwachung der Wolkenbedeckung auf Basis von Satelliten- und Stationsdaten**
P. Bissolli

150 **SAT-KLIM: Vorbereitung einer monatlichen regionalen Überwachung des Gesamtwasserdampfgehalts der Atmosphäre – ein Referenzdatensatz aus Satellitenprodukten –**
H. Nitsche

154 **Validierung von Satellitendaten der Ozonschichtdicke**
U. Köhler, H. Claude

159 **Die Witterung der Sommermonate 2002 bis 2004**
P. Bissolli, G. Müller-Westermeier

162 **Global Precipitation Analysis Products of the GPCC**
B. Rudolf

171 **Tornado- und Downburstklimatologie**
N. Dotzek

181 **A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000**
Ch. Beck, J. Grieser and B. Rudolf

191 **Das Marine Climatological Summaries Scheme**
R. Zöllner

199 **Testreferenzjahre von Deutschland für mittlere und extreme Witterungsverhältnisse TRY**
M. Webs, T. Deutschländer, J. Christoffer

205 **Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen**

209 **Autorenverzeichnis**

211 **Impressum**

212 **Index**

215 **Gesamtübersicht der Artikel in den Klimastatusberichten 1997 - 2003**

1 Titelbild

2 Zum Titelbild

3 Einleitung

4 Inhaltsverzeichnis

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION'S SCIENTIFIC DATA STEWARDSHIP PROGRAM

J. Bates, R. G. Reynolds, C. Cremidis, C. Martinez

NOAA's data stewardship program is a new paradigm in data management consisting of an integrated suite of functions to preserve and exploit the full scientific value of NOAA's environmental data. These functions are the proper archival of and timely access to data and metadata, the careful monitoring of observing system performance for long-term applications, the generation of authoritative long-term records from multiple observing platforms, and the assessment of the state of the atmospheric, oceanic, land, cryospheric and space environments. Successful implementation of NOAA's data stewardship program will ensure NOAA's environmental data are of maximum use to the Nation now and in the future.

Figure 1 shows schematically the concepts of data stewardship applied to the suite of NOAA observational systems.

To promote full exploitation of the scientific value of NOAA's data by current and future users, four functions, each with several constituent components, must be achieved. The first function is information technology (IT) oriented and is called the Comprehensive Large Array-data Stewardship System (CLASS). The CLASS function, insuring complete archival and access capabilities, requires that metadata, direct observations, and fundamental records from satellite and in situ platforms be comprehensive, complete, and preserved, in perpetuity.

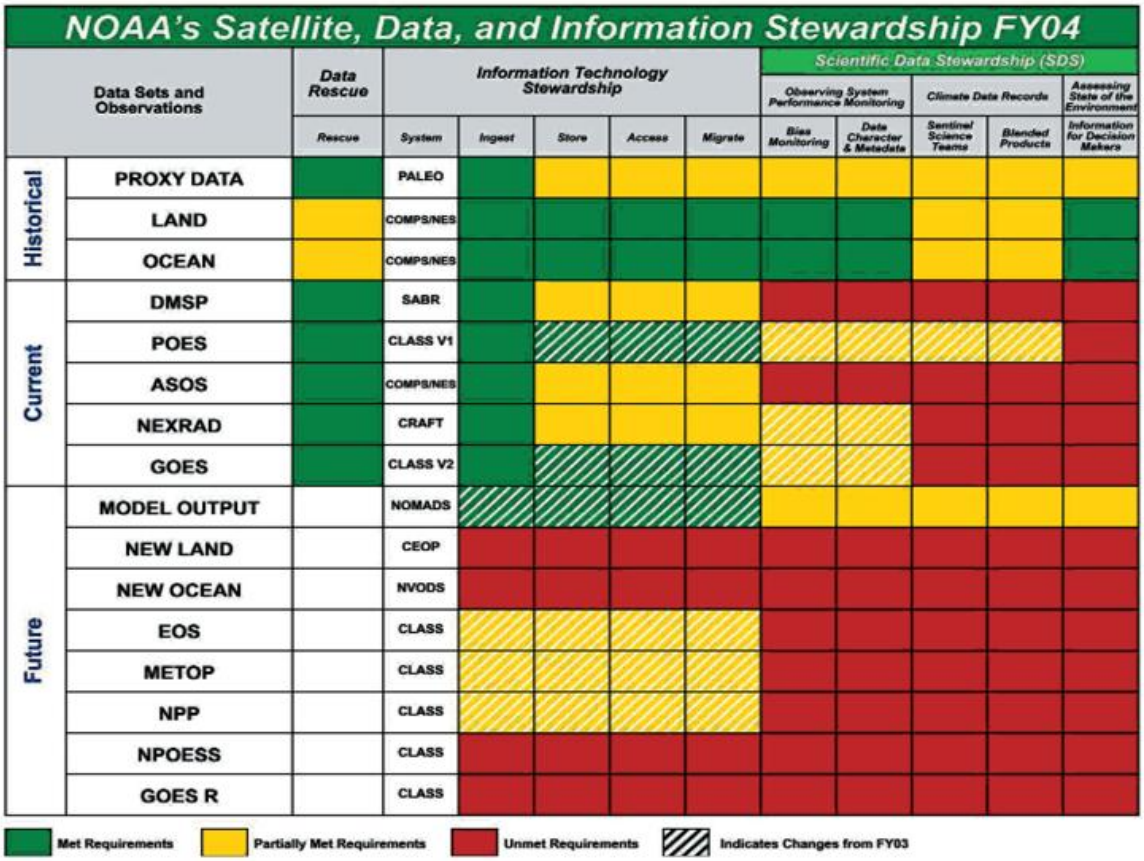


Figure 1 'Stoplight' diagram of data stewardship activities.

Open, efficient access to the metadata, products, and data streams must be insured, and data made available in useful formats. These functions and their components must at all times maintain strong emphasis on the physics of the instrument designed to measure an environmental parameter or parameters. Included in this IT component is a data rescue function to ensure preservation of past data sets, both hard-copy and electronic.

The next three functions are science-oriented and are therefore referred to as Scientific Data Stewardship (SDS). The first SDS function is to provide real-time monitoring of the observing system performance for long-term applications. Such monitoring requires establishing tracking tools necessary for the detection of changes in the observing system, as well as in the observation record. One example is the detection of small biases in the instrumental record. These biases can then be minimized or eliminated through efficient coordination with network operators.

The second SDS function is generating authoritative, long-term records. This function will preserve and enhance the value of the irreplaceable historical data by conducting rigorous data analyses and research to validate and improve these authoritative records, and by reprocessing and enabling others to reprocess the entire data stream from the fundamental measurements when scientific advances warrant it. SDS will use physics-based techniques to fuse together data from disparate observing systems like direct measurements from ground-based networks, as well as indirect measurements from remote sensing instruments on satellites. Note that these elements differ from those that describe operational data, namely timeliness and a minimal reliance on data from outside sources. The authoritative nature and vitality of these products will be maintained through periodic reviews.

The third SDS function uses the authoritative records to assess the current state of the environment and to put it in historical perspective. Long-term trends on local, regional, or global scales can be determined and estimated for the future. In addition, the authoritative records can be used to detect changes in environmental conditions between different time periods and different environmental regimes.

Overview of the Comprehensive Large Array-Data Stewardship System

CLASS supports the NOAA mission to acquire, archive, and disseminate environmental data. NOAA has been acquiring these data for more than 30 years, from a variety of in situ and remote sensing observing systems operated by NOAA and from a number of its partners. NOAA foresees significant growth in both the data volume and the user population for these data, and has therefore initiated this effort to evolve current technologies to meet future needs

NOAA's National Data Centers and their world-wide clientele of customers look to CLASS as the primary NOAA information technology infrastructure project in which all current and future large array environmental data sets will reside. CLASS provides permanent, secure storage and safe, efficient access between the Data Centers and the customers. The initial objective for CLASS is to support specifically the following campaigns:

- NOAA and Department of Defense Polar-orbiting Operational Environmental Satellites (POES) and Defense Meteorological Satellite Program (DMSP)
- NOAA Geostationary Operational Environmental Satellites (GOES)
- National Aeronautics and Space Administration (NASA) Earth Observing System (EOS) Moderate-resolution Imaging Spectrometer (MODIS)
- National Polar-orbiting Operational Environmental Satellite System (NPOESS)
- NPOESS Preparatory Program (NPP)
- EUMETSAT Meteorological Operational Satellite (Metop) Program
- NOAA NEXt generation weather RADar (NEXRAD) Program
- National Center for Environmental Prediction (NCEP) Numerical Weather Prediction (NWP) Model Datasets

CLASS must be able to ingest, archive, and provide access to long-term satellite climate data records produced from these large-array data sources, both existing and those to be defined in the future. CLASS will build upon systems already in place to implement architecture for an integrated, national environmental data access and archive system to support a comprehensive data management strategy. The goals of CLASS are as follows:

- Give any potential customer access to all large-array NOAA (and some selected non-NOAA) data through a single portal.
- Eliminate the need to continue creating "stovepipe" systems for each new type of data, while, as much as possible, using already refined portions/modules of existing legacy systems.
- Describe a cost-effective architecture that can primarily handle large array-data sets, but is also capable of handling smaller data sets as well.
- Support the reprocessing of any or all datasets managed by CLASS.

The development of CLASS is expected to be a long-term, evolutionary process, as current and new campaigns are incorporated into the CLASS architecture.

The primary function of CLASS is to provide a major portal for access to NOAA environmental data, some of which is stored in CLASS itself, and some available from other archives. The most significant processes required to meet this function that are within the scope of CLASS are:

- Ingest of environmental data from CLASS data providers
- Extraction and recording of metadata describing the data stored in CLASS
- Archiving data
- Browse and search capability to assist users in finding data
- Distribution of CLASS data in response to user requests
- Identification and location of environmental data that is not stored within CLASS, and links to the responsible system
- Charging for data, as appropriate. In general, access to these data sets via FTP will be free. Orders for magnetic media or specialized products will be charged a nominal fee for cost of fulfilling user request.
- Operational support processes: disaster recovery, help desk/CLASS support Maintaining a user statistics data base and providing standard and ad hoc statistical reports of CLASS users

A schematic representation of the different processes is shown in Figure 2

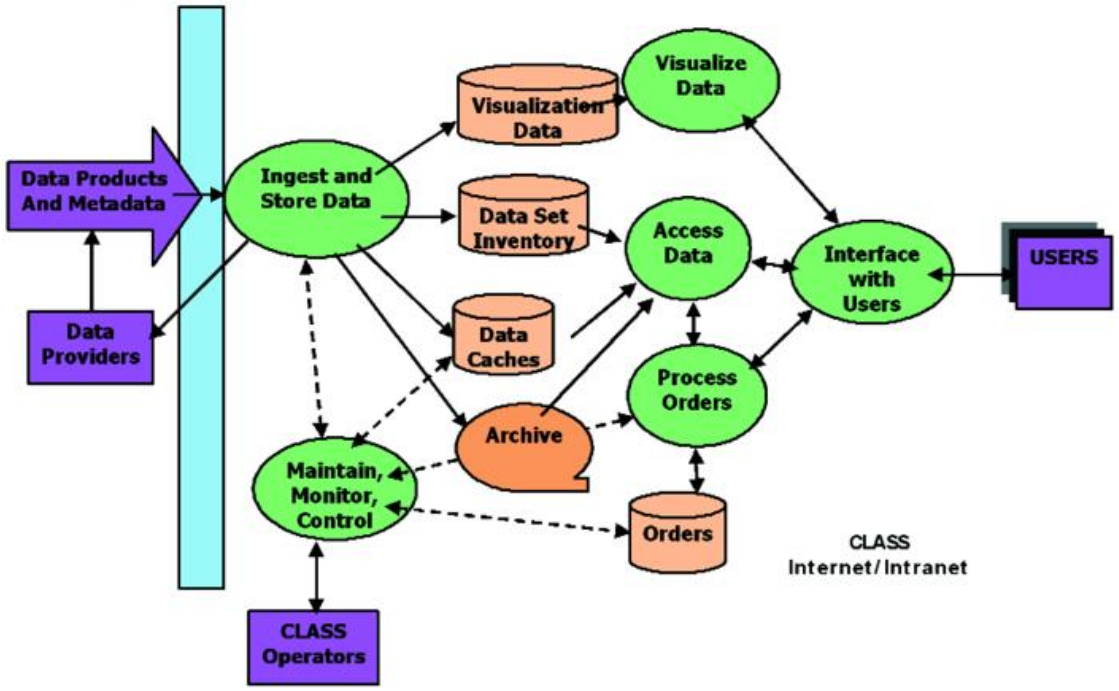


Figure 2 Schematic of CLASS significant processes.

Overview of Scientific Data Stewardship

The concept of scientific data stewardship within NOAA means providing the data and information services necessary to answer global change science questions of the highest priority, both now and in the future. High quality, long-term records are needed to address important monitoring and prediction issues. The NOAA in-situ observations, such as surface temperature and precipitation, have long been subjected to extensive scrutiny, quality control, adjustment, and analysis. These steps established confidence in the quality of these data used by decision makers. Similar stewardship functions are required for all the NOAA observations. With successful stewardship, long-term records from all of the NOAA observing systems will reveal their respective maximum potential usefulness regarding a range of critical environmental monitoring and prediction issues. Issues include: atmospheric and oceanic climate change, terrestrial change detection in response to climate changes, space and solar variability, and ecosystem and coastal management.

There are five fundamental principles associated with the NOAA Scientific Data Stewardship Program:

Ensure Observing System Quality

Provide real-time monitoring of climate-scale biases for the global suite of satellite, airborne, and in-situ (atmospheric and ocean) observing systems by monitoring the observing system's performance. Subtle spatial and temporal biases can contribute to serious data quality problems. Automated Network Monitoring that discovers these

biases as soon as possible is the first line of defense, before the data becomes part of the long-term historical record. Programs to seek out existing biases in the historical records provide the second level of monitoring necessary for improving the climate data records. Time dependent and other biases can be minimized or eliminated through efficient and effective early processing and periodic reprocessing leading to improving and maintaining the quality of the observing systems.

Develop a Climate Processing System

Provide the necessary algorithms to ensure that understanding of key climate processes can be derived from space-based systems and the fusion of space-based and in-situ systems. The best possible scientific understanding of critical climate and global change issues can only be reached when many opinions and perspectives are explored. Essential to this principle is an active program that engages the research community, establishes partnerships with industry, and facilitates interactions with local, regional, and national governments, agencies, and institutions.

Provide Basic IT Support

Technology now provides the capabilities to implement, maintain, and access the most comprehensive and highest quality historical data and information records possible, critical to the support of effective analysis and prediction activities. A dynamic and flexible strategic plan for the efficient use of IT resources will support rapid adaptation to evolutionary and revolutionary IT changes (e.g., new sensors, telecommunications, storage, commercial-off-the-shelf software, and interoperable hardware). The creation of long-term, contiguous, and quality data records requires the commitment of resources to accomplish these tasks.

Document Earth System Variability

Documenting the Earth's integrated climate system, variability, and change on global, regional, and local scales depends on creating, using, and maintaining the highest quality climate databases and deriving the best historical perspective from these climate data records (CDRs). This will optimize data and information services in order to be responsive. Success will be achieved by establishing end-to-end accountability for establishing long-term, scientifically valid, and consistent records for global change studies. This will ensure that our data and information are available to the maximum number of users.

Enable and Facilitate Future Research

Climate and global change is a long-term societal imperative. Questions and answers often take many years to come into focus due to the nature of the "feedback" and "forcing" systems influencing the global and regional climate systems. This aspect of stewardship encompasses providing the quality climate observations over

years and decades, recurring basic information technology hardware and software improvements, and improved models, which can guarantee the preservation of and access to the data, information, and gained knowledge for future generations of scientists and policy makers. Today the Internet, Next Generation Internet, and the emerging grid technology will provide the access for today and the near future. Newly developed data sets will be used to update scenarios and assessments, and to identify and respond to emerging questions that the scientific community is expected to answer.

The implementation of scientific data stewardship has begun and covers not only the archiving plans for all the various satellite and in-situ data sources through CLASS, but it also involves applications with a number of groups and activities as follows: (1) long-term data character groups; (2) current mission instrument groups; and (3) interdisciplinary science groups. The long-term data character group has the mandate for long-term calibration, inter-calibration, and validation of all sensors; collaborates with existing national and international observing system groups; and assures that customers get the highest quality basic data while also responding to data quality questions. The current mission instrument groups are specific to each observing platform (e.g., NPOESS) ramp up during the implementation of the observing platform, and then transitions to the data character group when new mission operations are achieved. These first two groups possess the competencies in the specifics of each mission and produce the documented metadata for fundamental CDRs (FCDRs).

The interdisciplinary groups address major theme areas (e.g., water and energy cycles) use all the instruments, and blend (fuse) data from multiple sources to address climate and global change science questions in order to help provide data and information assessments and options (thematic CDRs - TCDRs).

An external grants and contracts program will use expertise from existing NOAA grants and contracts to assure the involvement of academia and industry in all three of these groups. Grant and contract program members will work with other scientific data stewardship groups to take advantage of directed research with cooperative institutes. Careful thought and support is required to achieve the desired end-to-end observation data management process (collecting, monitoring, processing, product development, access/distribution, archiving, and assessing). An integrated suite of functions to preserve and exploit the full scientific value of the environmental data and information under the stewardship of the NOAA will evolve – provided the basic resources are committed to the goals and objectives. Maximizing the public benefit of the Nation's operational satellites, radars, and past proxy data sets requires implementing the scientific data stewardship program. The involvement and consensus of the research community are essential to accomplishing these objectives. Implementation of scientific stewardship of environmental data from the NOAA observing systems will ensure the quality, usefulness, and accessibility of this national information resource treasure for current and future generations.

Figure 3 shows the proposed data flow diagram and how the interactions among NOAA, other agencies, and the climate community are proposed under the SDS program.

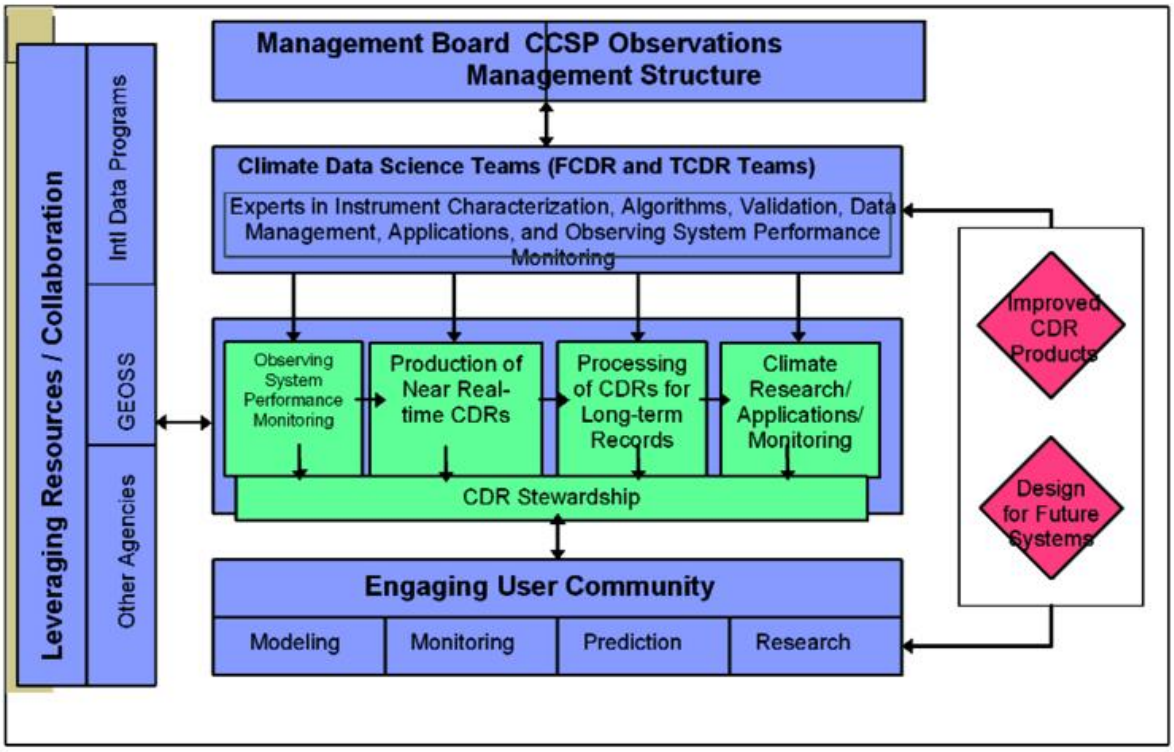


Figure 3 Schematic diagram of data flow and partnerships in Scientific Data Stewardship.

Scientific data stewardship, with an emphasis upon satellite data and information, is a new era in data management consisting of an integrated suite of functions to preserve and exploit the full scientific value of environmental data and information entrusted to NOAA. These functions provide effective observing system design, careful monitoring of observing systems performance for use in long-term applications, improved quality control, generation of authoritative long-term quality data and records, assessments on the state of the environment, and archive and access to data, metadata, products, and services. Successful implementation of data stewardship will ensure maximum use and public benefit of environmental data and information, now and in the future.

Satellitenbasierte Fernerkundung klimarelevanter Parameter in der Atmosphäre im Deutschen Zentrum für Luft und Raumfahrt, DLR

M. Bittner, F. Baier, T. Erbertseder, G. Gesell, K. Günther, T. Holzer-Popp, M. Schroedter-Homscheidt T. Trautmann, D. Loyola, B. Mayer

Fernerkundung bedeutet die berührungslose Messung geo- und biophysikalischer Parameter. Die physikalische Grundlage hierfür bildet die Wechselwirkung elektromagnetischer Strahlung mit der Erdoberfläche und den Gasen und Partikeln in der Atmosphäre. Satelliten werden etwa seit Anfang der 70er Jahre im größeren Umfang als Plattform für verschiedenste Instrumente – je nach Fragestellung - zur Erdbeobachtung eingesetzt. Je nachdem, ob beispielsweise die Beobachtung der Vegetation, der Verteilung der Wolken, der Gase in der Atmosphäre oder etwa die Bestimmung der Temperatur der Meeresoberfläche von Interesse ist, werden verschiedene Wellenlängenbereiche des elektromagnetischen Spektrums verwendet und die Instrumente entsprechend ausgelegt. So wird der für das menschliche Auge sichtbare Bereich des Lichts (etwa 0,4 Mikrometer (violett) – 0,7 Mikrometer (rot)) häufig zur Analyse des globalen Wettergeschehens verwendet. Messungen im kürzerwelligen ultravioletten und längerwelligen infraroten Spektrum dienen häufig zur Beobachtung von atmosphärischen Spurenstoffen. Sehr viel größere Wellenlängen im Bereich von etwa 3 Zentimeter – 25 Zentimeter werden zur Abtastung etwa des Reliefs der Erdoberfläche benutzt.

Der Atmosphäre als Bindeglied zwischen der Erdoberfläche auf der einen und dem Weltraum auf der anderen Seite kommt bei der Beobachtung und der Prognose des Klimawandels eine besondere Bedeutung zu. Ihre vielfältigen gasförmigen, flüssigen und festen Substanzen formen ein komplexes Geflecht aus ineinandergreifenden und sich wechselseitig beeinflussenden Phasenübergängen, Strahlungs- und Streuprozessen sowie dynamischen und chemischen Vorgängen, die insbesondere eben auch Wechselwirkungen mit der Erdoberfläche und dem Weltraum beinhalten. Unsere Fähigkeit, vom Weltraum aus auf uns selbst herabzuschauen, gewährt uns dabei wertvolle Über- und Einblicke in die Atmosphäre. Die satellitengestützte Erdbeobachtung ermöglicht die integrale Beobachtung dieses Systems – integral im Sinne der möglichst umfassenden, gleichzeitigen, validierten Messung einer Vielzahl von geophysikalischen Parametern und dieses über längere Zeiträume mit homogener Genauigkeit global und flächendeckend. Fallstudien und Stichproben, sowohl zeitlich wie räumlich, sind aufgrund der hohen Variabilität der Atmosphäre nicht ausreichend; sie erlauben keine Unterscheidung zwischen einem Klimatrend und einer Episode. Durch Kombination von Messungen mit numerischen Modellen, die unser aktuelles Wissen über die Atmosphäre und ihre Wechselwirkung mit der Erdoberfläche und dem Weltraum enthalten, gewinnen wir ein konsistentes Bild der Atmosphäre, stellen Defizite zwischen Messung und Modell fest und erweitern so unser Wissen.

Das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt nutzt die satellitenbasierte Fernerkundung zur Untersuchung grundlagenwissenschaftlicher und anwendungsorientierter Fragestellungen. Das DLR ist darüber hinaus der Sitz des Weltdatenzentrums für

Fernerkundung der Atmosphäre (WDC-RSAT[1]) mit dem Mandat des International Council for Science, ICSU[2]. Es ist damit Teil eines internationalen Netzwerkes von gegenwärtig etwa 50 thematisch fokussierten Weltdatenzentren[3].

Nachfolgend werden schlaglichtartig anhand einiger ausgewählter klimarelevanter Parameter Beispiele präsentiert, die die Leistungsfähigkeit der satellitenbasierten Fernerkundung für den Bereich der Atmosphäre illustrieren sollen. Eine Übersicht über die im DLR verfügbaren Daten- und Informationsprodukte auf dem Gebiet der Fernerkundung der Atmosphäre und ihrer Wechselwirkung mit der Biosphäre ist im Internet zu finden[4].

Wolken

Wolken beeinflussen maßgeblich die Energiebilanz der Erde. Sie tragen den größten Teil zur kurzwelligen Albedo bei und reduzieren die thermische Abstrahlung je nach ihrer Höhe (siehe hierzu auch den Beitrag von Meerkötter et al.). Dabei strahlen niedrige, wärmere Wolken mehr Energie in den Weltraum ab als höhere und damit kältere Wolken. Wegen der hohen Komplexität der Wechselwirkung der Wolken mit der elektromagnetischen Strahlung enthalten die meisten Klimamodelle den Einfluss der Wolken nur in Form von mehr oder weniger einfachen Parametrisierungen. Da zudem einerseits unser Wissen um den quantitativen Einfluss der Wolken auf das Klima noch immer mit erheblichen Unsicherheiten behaftet ist, und sich andererseits diese Parametrisierungen von Klimamodell zu Klimamodell unterscheiden, liefern verschiedene Modelle durchaus unterschiedliche Resultate. Der Beobachtung der wolkenphysikalischen Parameter kommt damit eine besondere Bedeutung zu. Die satellitenbasierte Fernerkundung stellt hierzu ein ideales Werkzeug dar. Informationen wie der Wolkenbedeckungsgrad, die Höhe der Wolkenoberkante, Art der Zusammensetzung der Wolken (vertikaler Säulengehalt an Flüssig- bzw. Eiswasser), optische Dicke, ihre Oberflächentemperatur und der Infrarot-Emissionsgrad sind wesentliche Kenngrößen, die den Einfluss der Wolken in Atmosphären- und Klimamodellen charakterisieren. Diese Kenngrößen werden heute im DLR aus verschiedenen satellitenbasierten Instrumenten, wie dem polar umlaufenden NOAA-AVHRR (**A**dvanced **V**ery **H**igh **R**esolution **R**adiometer), dem geostationären MSG-SEVIRI (**S**canning **E**nhanced **V**isible and **I**nfra**r**ed **I**mager) oder dem ebenfalls polar umlaufenden ENVISAT-AATSR (**A**dvanced **A**long **T**rack **S**canning **R**adiometer) abgeleitet. Insbesondere die Messungen des NOAA-AVHRR werden heute routinemäßig, d.h. jeden Tag ausgewertet und über das Internet verfügbar gemacht (http://wdc.dlr.de/apollo). Die operative Auswertung weiterer Sensoren ist in Vorbereitung. In Abbildung 1 ist die Wolkenbedeckung sowie die abgeleitete optische Dicke für den 23. Januar 2004, 11:00UTC gezeigt, wie sie aus Daten des SEVIRI abgeschätzt wurde.

[1] http://wdc.dlr.de (2005)

[2] http://www.icsu.org (2005)

[3] http://www.ngdc.noaa.gov.wdc (2005)

[4] http://www.caf.dlr.de/caf/anwendungen/atmosphere/produkte_ka/ (2005)

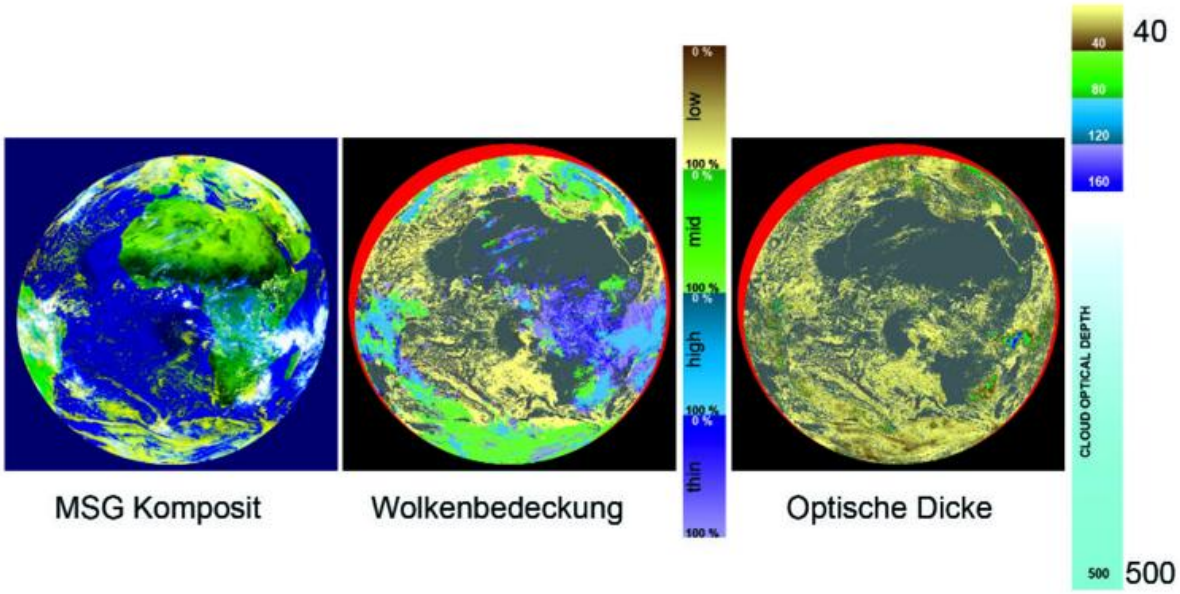


Abb. 1 Zwei APOLLO/SEVIRI Produkte werden hier anhand der Daten vom 23. Januar 2004, 11:00 Uhr zusammen mit einem Farbkomposit dargestellt. Die Produkte sind Wolken-Bedeckungsgrad und ihre optische Dicke. Der Weltraum ist schwarz ausmaskiert, Pixel mit zu niedrigem Sonnenstand für die Berechnung erscheinen in roter Farbe.

Stickoxide

Stickoxide spielen eine Schlüsselrolle in der troposphärischen Atmosphärenchemie. Die Luft vornehmlich in den Ballungszentren der Erde wird zunehmend mit Stickoxiden belastet. Dies ist in erster Linie auf eine zunehmende Intensität des Kraftverkehrs und der Industrialisierung zurückzuführen. Daneben stellen aber auch Brandrodungen oder außer Kontrolle geratene großflächige Kohle- und Torfbrände wie wir sie derzeit beispielsweise in China, Russland und Indonesien erleben, eine signifikante Rolle. Auch natürliche Quellen wie Blitze produzieren Stickoxide. Hinzu kommt, dass diese Stoffe mit den Strömungen und Zirkulationen in der Atmosphäre über weite Strecken, teilweise kontinentalen Ausmaßes, vom Ort ihrer Entstehung wegtransportiert werden. Luftverschmutzung ist damit längst kein regionales Problem mehr; es ist ein Problem globalen Ausmaßes.

Stickoxide sind von zentraler Bedeutung bei der Bildung von Ozon und Photosmog in der bodennahen Schicht und in der freien Troposphäre. Da es das Budget der OH-Radikale steuert, bestimmt es maßgeblich die Oxidationskapazität, d.h. die Selbstreinigungskraft der Atmosphäre gegenüber Schadstoffen. Durch die Bildung von Salpetersäure ist Stickstoffdioxid insbesondere eine Vorläufersubstanz des sauren Regens. Stickoxide sind auch an der Bildung von polaren Stratosphärenwolken (PSC) beteiligt, welche die Bedingungen für den raschen Ozonabbau im polaren Vortex schaffen. Die Folge davon ist das alljährlich über der Antarktis auftretende Ozonloch. Stickstoffdioxid trägt zudem zum direkten und indirekten Strahlungsantrieb des Klimas bei.

Die Konzentration von Stickstoffdioxid ist räumlich und zeitlich hochvariabel. Über Industriegebieten werden Werte von mehreren ppbv[8] gemessen, über siedlungsfernen Gebieten liegt der Wertebereich zwischen 10 und 200 pptv[9]. Für Luftqualitätsmodelle ist die möglichst genaue Kenntnis der raumzeitlichen Verteilung von Stickstoff-dioxid

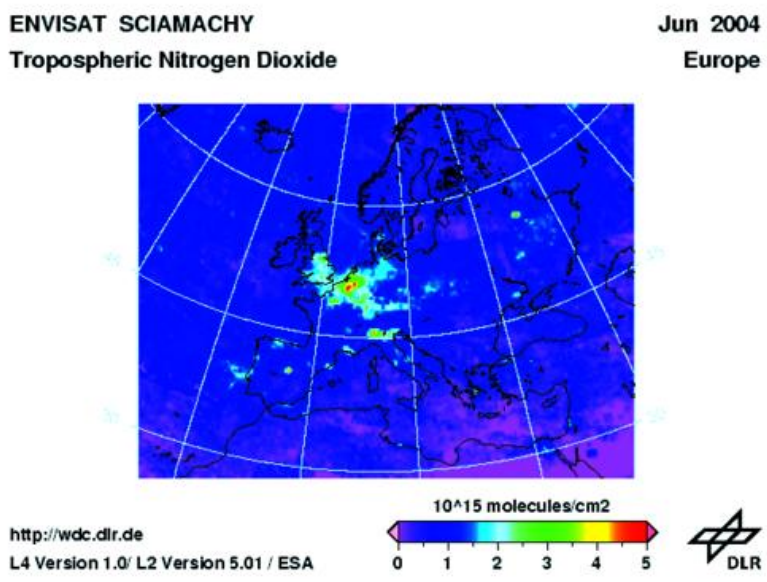


Abb. 2 Troposphärisches Stickstoffdioxid über Europa für Juni 2004. Die Daten wurden aus SCIAMACHY Messungen in Kombination mit einem Chemie-Transport-Model abgeleitet.

eine der wesentlichen Kenngrößen. Die satellitenbasierte Fernerkundung ermöglicht die Abschätzung der troposphärischen Stikkstoffdioxidkonzentration.

Im DLR werden die Messungen der Instrumente ERS-2-GOME (Global Ozone Monitoring Experiment) und ENVISAT-SCIAMACHY (Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography) routinemäßig ausgewertet; etwa 3 Stunden nach Aufzeichnung durch den Satelliten sind troposphärische Stickoxidinformationen über das Internet zugänglich (http://wdc.dlr.de/data_products/SERVICES/SCIANRT/main.html#SCIAno2).

Bei beiden Instrumenten wird dabei zunächst die gemessene Gesamtsäulenkonzentration des NO2 entlang der Fußspur der jeweiligen Orbits unter Verwendung aufwendiger Strahlungstransportverfahren ermittelt. In einem zweiten Schritt werden diese Informationen dann in ein 3D-Chemie-Transportmodell der Atmosphäre (ROSE/DLR) assimiliert und der troposphärische Anteil an der gesamten NO2-Säule kann separiert werden. Abbildung 2 zeigt die typische mittlere Verteilung der troposphärischen NO2-Säule über Europa im Juni 2004, wie sie so aus Daten des SCIAMACHY-Instruments abgeleitet wurden.

Aerosole

Als Aerosole werden feste und flüssige Partikel in der Luft mit Durchmessern von 0.001 bis 100 Mikrometern bezeichnet. Die Verweilzeit dieser Partikel in der Troposphäre ist mit wenigen Tagen bis Wochen vergleichsweise kurz, so dass ihre globale Verteilung starke Variationen aufweist. Aerosole haben einen deutlichen direkten Einfluss auf die Strahlungsbilanz der Erde durch ihre Eigenschaft, einen Teil des Sonnenlichts in den Weltraum zurückzureflektieren. Ein Teil der Aerosolpartikel mit dunkler Oberfläche (z.B. Ruß) kann aber auch sichtbares Licht absorbieren und als Wärme in der unteren Atmosphäre speichern. Außerdem wirken Aerosole indirekt durch ihre Rolle als Kondensationskeime für die Tröpfchenbildung. Je nach Partikeleigenschaften können sie daher die Wolkenbildung und die Eigenschaften der Wolken (Helligkeit, Lebensdauer) beeinflussen.

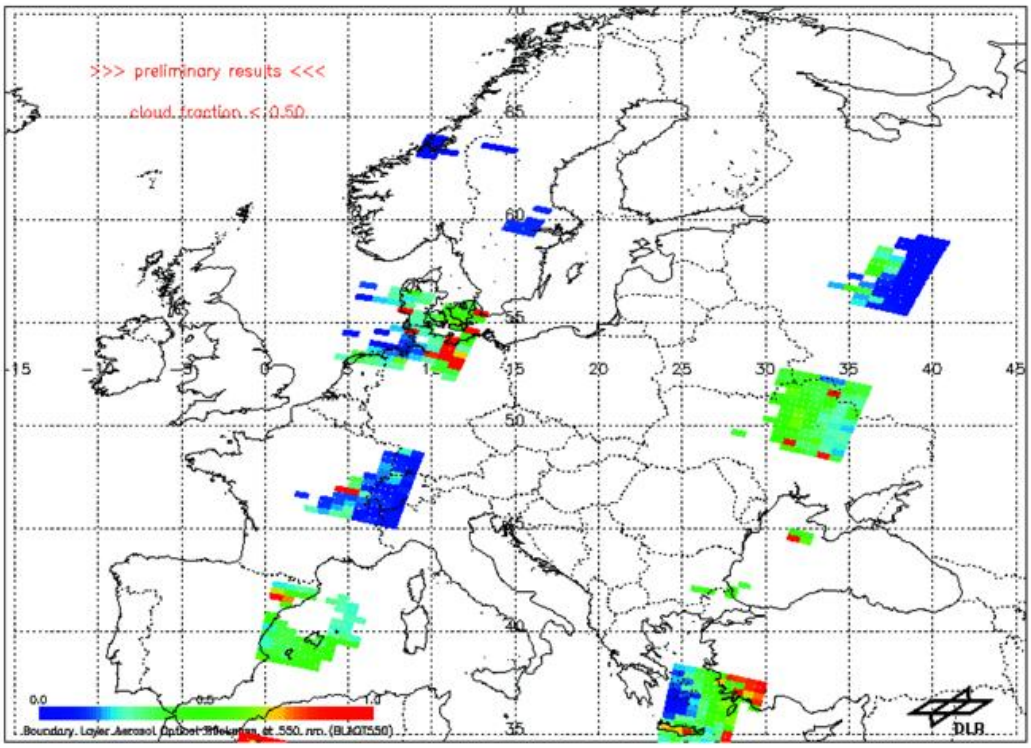


Abb. 3a Aerosol optische Dicke abgeleitet aus der Synergie der beiden ENVISAT-Sensoren SCIAMACHY und AATSR am 28.8.2004 über Europa. Deutlich sichtbar sind höhere AOT-Werte im Süden sowie regionale Gradienten (z. B. über der Ägäis und an den Alpen).

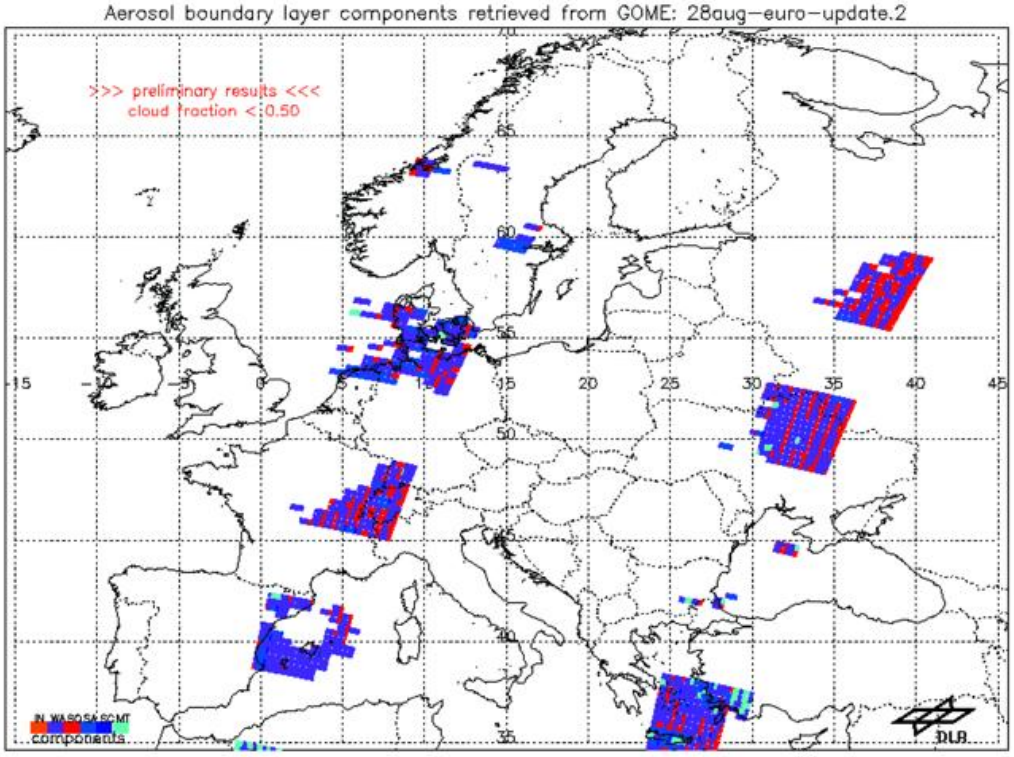


Abb. 3b (wie Abb. 3a) Zusammensetzung des Aerosols aus 6 Basiskomponenten (WA=watersoluble, IN=insoluble, SO=soot, SA/SC=sea salt, accumulation/coarse mode, MT=mineral transported); jeweils als Flächenanteil eines Pixels eingefärbt. Deutlich sichtbar sind maritimes Aerosol an den Küsten (blau), ein hoher Rußanteil (rot) in vielen Pixeln und mineralisches Aerosol (türkis) vor allem im Süden – wasserlösliche Sulfataerosol ist überall als Hintergrundanteil vorhanden.

Das Wissen über die globale Aerosolverteilung, ihre Zusammensetzung und die Klimawirkung ist derzeit noch sehr unvollständig. Im DLR wird die Erstellung einer globalen Aerosolklimatologie aus Satellitendaten vorbereitet. Diese wird in ihrer abschließenden Fassung für jede Jahreszeit auf einem 5x5-Grad-Gitternetz mittlere Werte der Aerosol-optischen Dicke (ein Maß für die optisch wirksame Gesamtmenge der Aerosole) und der Zusammensetzung des bodennahen Aerosolgemisches aus verschiedenen Partikelgruppen enthalten. Dazu wird gegenwärtig eine neue synergetische Methode zur Auswertung von Daten der gleichzeitig messenden Sensoren GOME (Global Ozone Mapping Experiment) und ATSR-2 (Along Track Scanning Radiometer), die beide auf dem europäischen Umweltsatelliten ERS-2 fliegen, getestet. Diese Methode kann auch mit ähnlichen Sensorkombinationen (SCIAMACHY+AATSR auf ENVISAT und GOME-2/AVHRR auf METOP) bis 2020 eingesetzt werden. Als typisches Beispiel zeigt Abbildung 3 die optische Dicke des Aerosols (AOT) über Europa am 28. August 2004 bei 550nm. Ebenfalls dargestellt ist eine Klassifizierung in 6 Aerosoltypen. Verwendet wurden hierzu Daten von SCIAMACHY und AATSR.

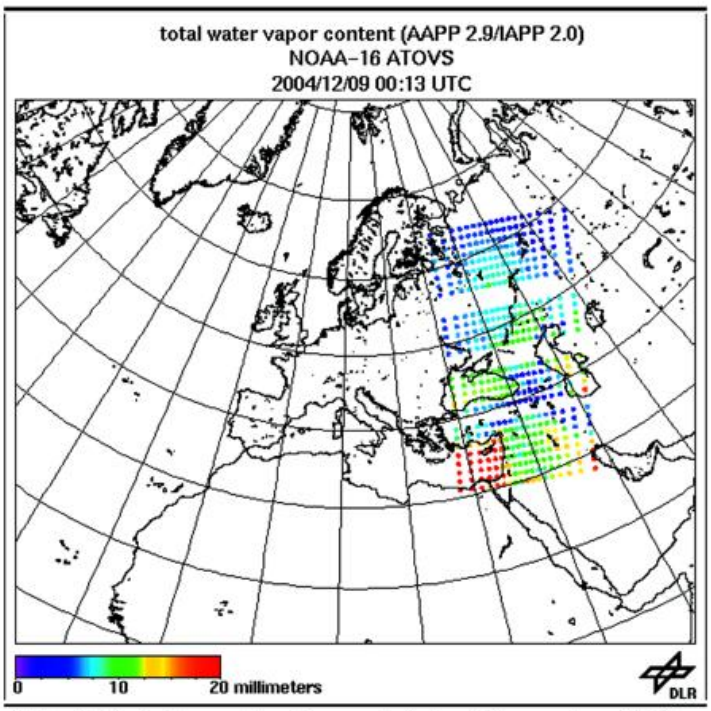


Abb. 4 Verteilung der Gesamtsäule Wasserdampf über Europa für den 09.12.2004 um 0 UTC, wie sie aus Messungen des NOAA-16 ATOVS – Instruments abgeleitet wurde.

Wasserdampf

Wasserdampf ist mit bis zu 4 Volumenprozenten das am häufigsten vorkommende Spurengas in der Atmosphäre. Er bestimmt maßgeblich das Klima, das Wetter, die Chemie der Atmosphäre und die Biosphäre mit. Durch die Absorption von solarer Einstrahlung und terrestrischer Ausstrahlung wird der Strahlungshaushalt der Atmosphäre stark beeinflusst. So ist der Wasserdampf für 21 Grad des 33 Grad betragenden natürlichen Treibhauseffekts verantwortlich. Nur dank des natürlichen Treibhauseffekts kann eine dem Leben förderliche globale Jahresmitteltemperatur von 15 Grad Celsius entstehen. Durch den Wasserkreislauf von Verdunstung über den Transport latenter Wärme bis hin zum Niederschlag werden der Energieumsatz zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre und ebenfalls der Energietransport innerhalb der Atmosphäre bestimmt. Neben dieser für das Klima wichtigen Funktion als Transporteur der solaren Einstrahlungsenergie spielt der Wasserdampf ebenfalls eine Hauptrolle bei der Wolkenbildung und somit beim aktuellen Wettergeschehen.

Im DLR werden täglich die Messungen der Sensoren TOVS (Tiros Operational Vertical Sounder) und ATOVS (Advanced Tiros Operational Vertical Sounder) an Bord der NOAA-Satelliten über Europa ausgewertet. Neben dem Vertikalprofil des Wasserdampfs von 0-10 km (TOVS) und 0-65 km (ATOVS) wird der Wasserdampfsäulengehalt und das Vertikalprofil der Temperatur von 0-30 km (TOVS) und 0-65 km (ATOVS) bestimmt (http://wdc. dlr. de/tovs/TOVS_NRT. html). Als typisches Beispiel zeigt Abbildung 4 den Wasserdampfsäulengehalt aus NOAA-14 TOVS Messungen am 4.04.1998 um 12:00 UTC über Europa.

Ozon

Obwohl der Anteil des Ozons sehr gering ist (< 10 ppmv), absorbiert es im hochenergetischen Ultraviolett fast sämtliche Sonnenstrahlung. Auf diese Weise filtert es insbesondere im Bereich der Stratosphäre die für Mensch und Tier schädliche UV-Strahlung, absorbiert solare Energie und gibt sie in Form von Wärme an die umgebene Atmosphäre ab. Ozon bestimmt so maßgeblich die vertikale Temperaturstruktur der Stratosphäre und prägt deren großräumige Zirkulationsmuster mit. Durch die Filterung der energiereichen UV-Strahlung beeinflusst das stratosphärische Ozon damit auch direkt die photochemischen Prozesse in der Troposphäre. Durch sein Absorptionsverhalten im infraroten Wellenlängenbereich trägt Ozon zudem direkt zum natürlichen Treibhauseffekt bei. Der Anstieg der Ozonkonzentration in der Troposphäre seit Beginn des Industriezeitalters hat zu einem global gemittelten positiven Strahlungsantrieb von 0,28-0,43 W/m^2 geführt.

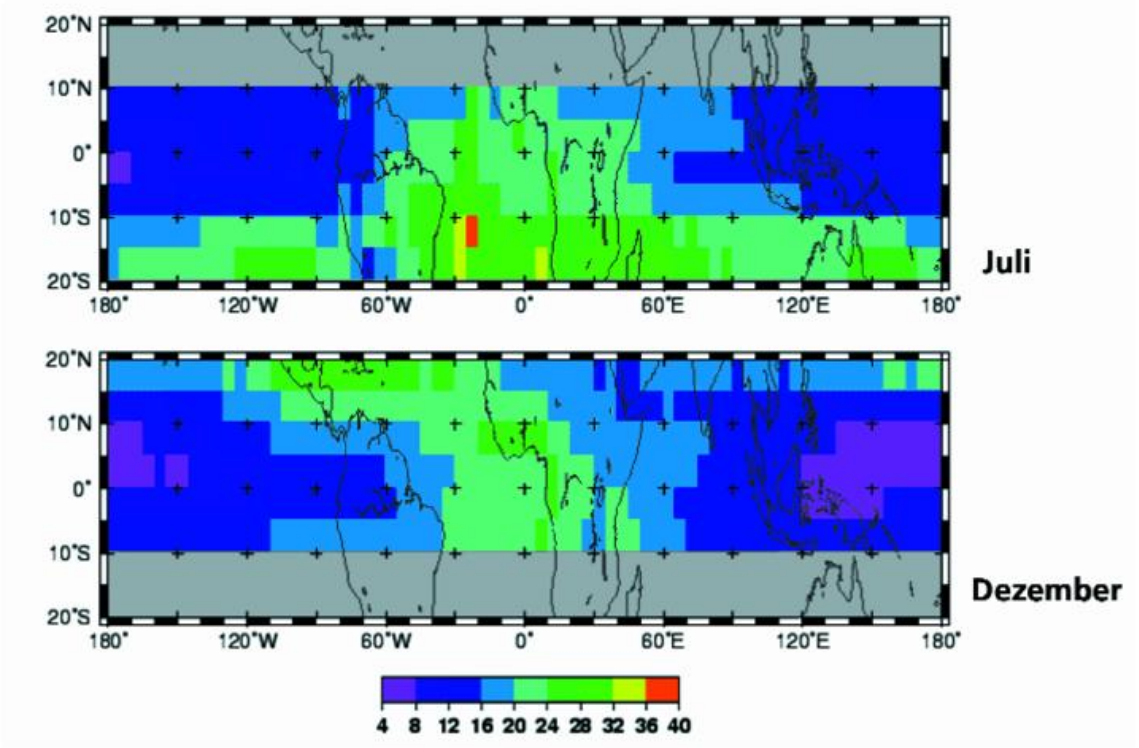


Abb. 5a Die Abbildung zeigt die Verteilung des troposphärischen Ozons über den Tropen für Juli (oben) und Dezember (unten). Die Klimatologie wurde aus Ozon und Wolkendaten des Global Ozone Monitoring Experiments (GOME) von 1995 bis 2003 abgeleitet.

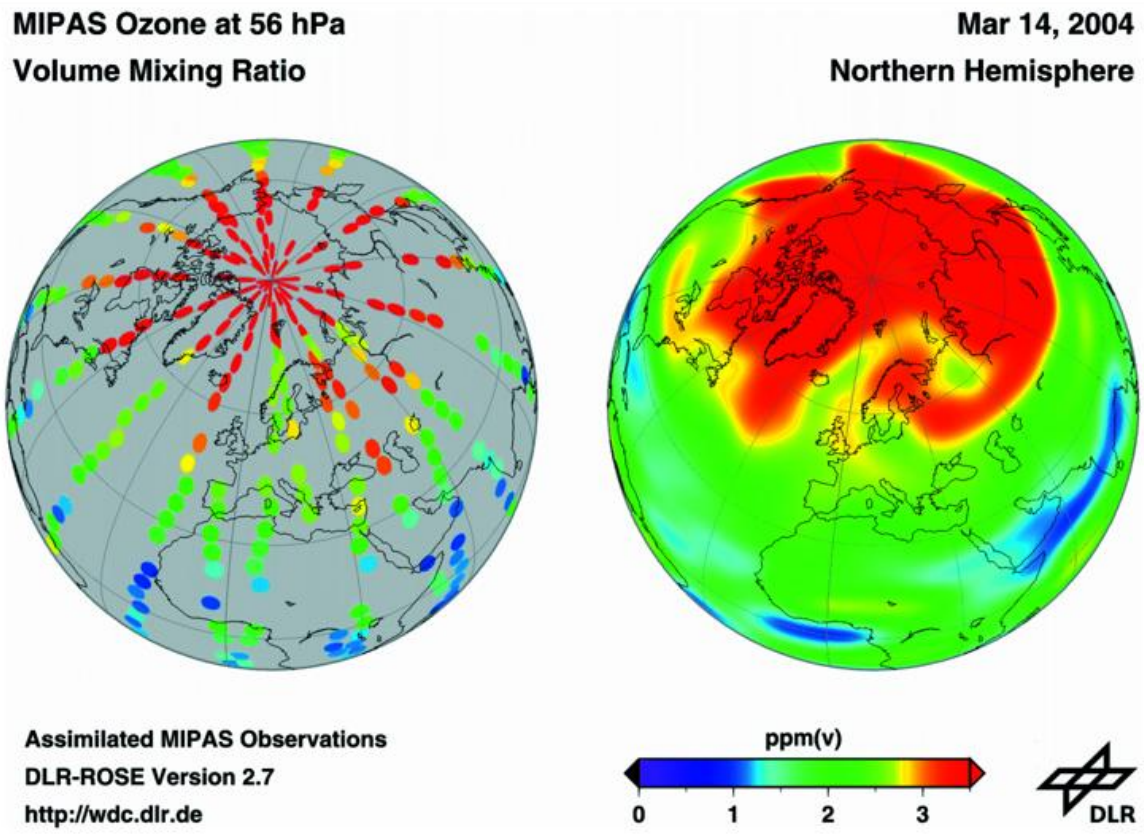


Abb. 5b Aus heterogen verteilten Satellitenmessungen können durch Datenassimilationsverfahren globale synoptische Analysen von Spurengasen gewonnen werden. Das Beispiel zeigt ENVISAT MIPAS Ozonbeobachtungen eines Tages in 56 hPa (links) und die resultierende 3D Ozonanalyse durch Assimilation in das Chemie-Transport-Model DLR/ROSE.

Wir wissen heute, dass sich während der zurückliegenden Dekaden der stratosphärische Ozongehalt mit Ausnahme der tropischen Breiten in allen Regionen deutlich vermindert hat. Sorgfältige und auf lange Zeit angelegte Messungen der globalen atmosphärischen Ozonverteilung sind erforderlich, um die Entwicklung von Ozontrends zu verfolgen und mögliche Auswirkungen des Klimaeffektes auf die erwartete Erholung der stratosphärischen Ozonschicht zu beobachten.

Im DLR werden routinemäßig Ozonmessungen der Instrumente GOME (auf ERS-2), SCIAMACHY und MIPAS (auf ENVISAT) sowie TOMS (Earth Probe und andere Plattformen) ausgewertet. Im Dezember 2004 wurden die gesamten GOME-Daten (Juli 1995 bis heute) mit dem Algorithmus GDP 4.0 reprozessiert. Mit GDP 4.0 erreichen die GOME-Messungen nun die gleiche Genauigkeit wie entsprechende Bodenmessungen für Ozongesamtsäulen. Dies ist eine wesentliche Voraussetzung für die Benutzung von Satellitendaten in der Klimaforschung. Die Langzeitverfügbarkeit von globalen Ozonmessungen ist mit den GOME-2 Instrumenten auf den drei MetOp Satelliten ab 2006 gesichert. DLR wird im Rahmen der EUMETSAT "Ozone Monitoring Satellite Application Facility" die GOME- und GOME-2-Daten über einen Zeitraum von insgesamt 25 Jahren routinemäßig auswerten.

Informationen über die Säulenkonzentration von Ozon (bei GOME und SCIAMACHY) liegen bereits wenige Stunden nach Aufzeichnung durch den Satelliten vor. Diese

„Footprints“ werden dann in das ROSE/DLR-Chemie-Transport-Modell assimiliert. Das Ergebnis sind globale 3-dimensionale Ozonverteilungen auf verschieden feinen Gittermaschen (2,5° x 2,5° und 5° x 5°) im Höhenintervall von etwa 8-55km, einer vertikalen Auflösung von etwa 1,5km und einer zeitlichen Auflösung von 6h. Zudem wird eine Abschätzung der troposphärischen Ozonsäule gegeben, für die der Umstand ausgenutzt wird, dass die unterhalb von Wolken befindlichen Ozonmoleküle vom Satelliten aus nicht gesehen werden können (Abb. 5a). Im Falle von MIPAS werden direkt dessen vertikal aufgelösten Ozonmessungen in das ROSE/DLR-CTM assimiliert (siehe auch Abb. 5b). Dieser Ansatz ermöglicht insbesondere die Abschätzung der globalen Verteilung von Spurengasen, die das Instrument selbst nicht messtechnisch erfassen kann (z.B. ClO_x-Verbindungen).

Landnutzung und Landoberflächentemperatur

Die Landoberfläche interagiert über vielfältige Prozesse mit der Atmosphäre. So führt das großflächige Abholzen oder Abbrennen von Waldbeständen zu einer Verminderung der Evapotranspirationsrate der Vegetation. Die Abgabe von Wasserdampf durch die Böden und die Vegetation wird vermindert, die Degradation und Erosion des Bodens erhöht und somit der Treibhauseffekt durch Reduzierung der Wolkenbildung und Erhöhung der Albedo gesteigert.

Zur globalen Beobachtung der terrestrischen Biosphäre werden im DLR insbesondere der amerikanische Sensor MODIS (MODerate Resolution Imaging Spectrometer) oder der europäische Sensor MERIS (MEdium Resolution Imaging Spectrometer) auf ENVISAT genutzt. Gegenwärtig wird ein operationeller MERIS - Prozessor für die Landklassifikation für seinen Routineeinsatz im DLR vorbereitet. Ein erstes Ergebnis einer multi-spektralen Klassifikation für Deutschland nach der IGBP-Legende ist in Abbildung 6 gezeigt.

Abb. 6 Multi-spektrale Klassifikation für Deutschland nach der IGBP-Legende basierend auf MERIS Daten (Auflösung: 300m) (siehe Klappkarte)

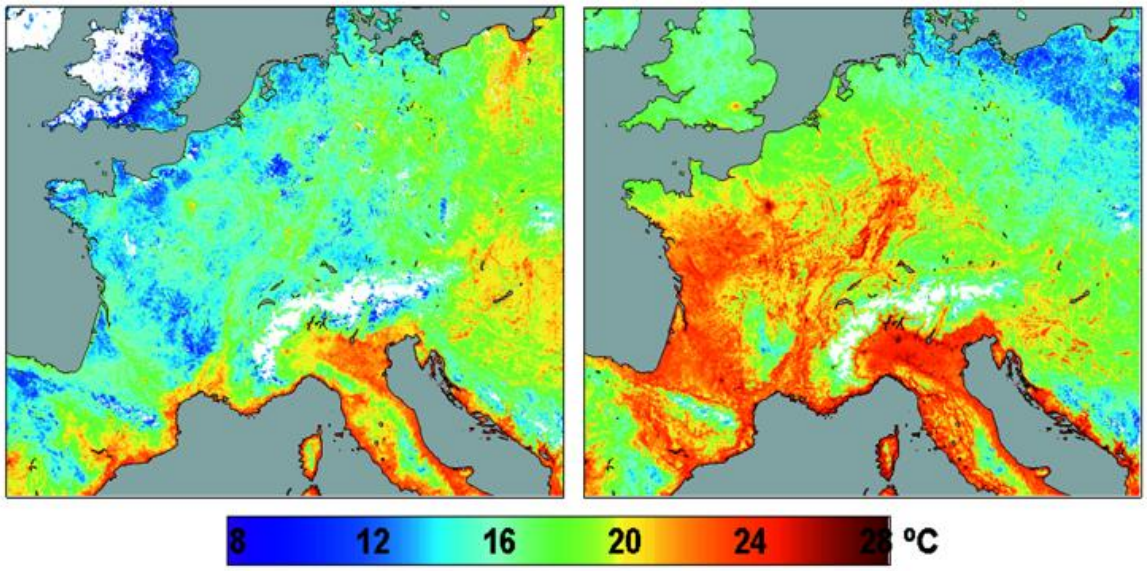


Abb. 7 Temperaturanstieg während der Hitzewelle in Europa vom 28. Juli - 10. August 2003 abgeleitet aus NOAA-AVHRR Daten. Linkes Bild: mittlere Nachttemperaturen im Zeitraum 28. Juli - 3. August 2003. Rechtes Bild: mittlere Nachttemperaturen im Zeitraum 3. August - 10. August 2003.

Für eine Vielzahl von regionalklimatologischen und physisch-geographischen Fragestellungen stellt die Temperatur der Landoberfläche einen wichtigen Parameter dar. Mit Hilfe der Temperaturinformation können thermische Belastungsgebiete in Städten oder landwirtschaftlichen Gunst- und Ungunstgebieten kartiert und ausgewiesen werden. Temperaturkarten erlauben auch die Analyse des ausgleichenden Einflusses der Vegetation auf sog. “Hot Spots” in Städten. Bislang werden die Temperaturen punktuell in ca. 2 Meter Höhe an den verschiedenen meteorologischen Stationen gemessen. In stark besiedelten Regionen ist dieses Stationsnetz relativ dicht, jedoch in den meisten ländlichen Regionen der Welt fehlen solche Daten gänzlich.

Die Fernerkundung der Oberflächentemperatur mit aus dem Weltraum betriebenen Sensoren bietet enorme Vorteile: die Messdaten werden flächendeckend, kontinuierlich und schnell verfügbar. Jedoch ist die routinemäßige Berechnung der Bodentemperaturen kein leichtes Unterfangen, da die störenden Atmosphäreneinflüsse korrigiert und der spezifische Einfluss des Emissionsvermögens der Landoberflächen abgeschätzt werden muss. In den letzten Jahren hat diese Problematik die Fernerkundung stark beschäftigt, so dass heute eine Vielzahl von Methoden zur Ableitung der Bodentemperaturen existiert.

Im DLR werden täglich AVHRR Daten zur Bestimmung der Landoberflächentemperaturen herangezogen. Die dabei angewandte Methode beruht auf dem sogenannten “split-window” Verfahren. Hierbei werden die dicht nebeneinanderliegenden Wasserdampfabsorptionsfenster (10,5 µm; 11,5 µm) zur Korrektur des atmosphärischen Einflusses genutzt. Dabei besteht ein direkter Zusammenhang zwischen dem Emissionsgrad der Vegetation und dem Vegetationsindex (NDVI). Abbildung 7 zeigt in einer Gegenüberstellung den dramatischen Temperaturanstieg während der Hitzewelle in Europa vom 28. Juli -10. August 2003. Seit 1998 werden im DLR zweimal täglich Thermalkarten von Europa erstellt. Aus den Tageswerten werden wöchentliche und monatliche Temperaturmittelwerte gerechnet. Alle Daten sind über das Internet verfügbar (http://wdc.dlr.de/data_products/SURFACE/index.html).

Eine 15 jährige Wolkenklimatologie für Europa aus NOAA/AVHRR Daten im Vergleich zu Bodenbeobachtungen

R. Meerkötter, P. Bissolli, G. Gesell

Wolken beeinflussen den Strahlungshaushalt der Erde und spielen damit eine zentrale Rolle im gesamten Klimasystem. Erkenntnisse über die räumliche und zeitliche Verteilung verschiedener klimarelevanter Wolkenparameter, wie sie zum Beispiel aus langjährigen Wolkenklimatologien gewonnen werden können, sind daher von großem Interesse. Neben einer direkten Analyse der Wolkendaten können Wolkenklimatologien natürlich auch dafür verwendet werden, in Klimamodellen die Parametrisierungen der Prozesse für die Wolkenentstehung zu überprüfen.

Die Lebensdauer einiger Serien von Wettersatelliten gleicher Bauart (z.B. Meteosat, NOAA) überdeckt mittlerweile Zeitspannen von einer oder auch mehreren Dekaden, so dass die Untersuchung klimarelevanter Wolkenparameter aus diesen Datensätzen zunehmend interessant wird. Als Beispiele wären hier zu nennen: das ‚International Satellite Cloud Climatology Project' (ISCCP), ein globaler Datensatz, welcher bis in das Jahr 1983 zurück reicht (Rossow and Schiffer, 1999; Schiffer and Rossow, 1983), der 19 Jahre umfassende globale PATMOS-Datensatz (Stowe et al., 2002), oder ein Datensatz für Europa im Zeitraum von 1990 bis 2000, den Karlsson (2003) generiert hat.

Beim Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) in Oberpfaffenhofen wird seit einigen Jahren eine Europäische Wolkenklimatologie (ECC = European Cloud Climatology) aus Satellitendaten, genauer aus NOAA/AVHRR Daten, aufgebaut (Kriebel et al., 2003; Meerkötter et al., 2004). Es handelt sich hierbei um eine gemeinsame Arbeit des Institutes für Physik der Atmosphäre und des Deutschen Fernerkundungsdatenzentrums im DLR. Die ECC umfasst inzwischen einen Zeitraum von 15 Jahren (1989 bis 2003), also eine Periode, für die eine klimatologische Untersuchung der Variabilität von Wolkenparametern ebenfalls sinnvoll wird und die natürlich auch eine solide Grundlage für Vergleiche mit anderen, unabhängig gewonnenen Datensätzen bietet. In enger Kooperation mit dem DWD wurde deshalb eine der Klimagrößen der ECC, nämlich der Gesamtbedeckungsgrad der Wolken, mit Bodenbeobachtungen an europäischen SYNOP-Stationen verglichen. Ergebnisse dieses ersten Vergleichs über den relativ langen Zeitraum von 1990 bis 2003 und die daraus gewonnenen Erkenntnisse werden im Folgenden präsentiert.

Die Datensätze

Die ECC umfasst das Gebiet von 34° bis 72°N und von 11°W bis 32°O (Abb.1). Auf einem regelmäßigen und hochauflösenden Gitter von 0.01° x 0.0125° in Breite und Länge enthält die ECC verschiedene Parameter wie den Gesamtbedeckungsgrad, den Bedeckungsgrad der tiefen, mittelhohen, hohen und dünnen Wolken, den Flüssig- und Eiswasserweg, die Wolkenobergrenzentemperatur sowie die Infrarot-Emissivität. Diese Produkte werden mit Hilfe des APOLLO-Programmpaketes (APOLLO=AVHRR Processing scheme Over cLouds, Land and Ocean) erstellt, einer Software, die sich auf die Information aller fünf spektraler AVHRR Kanäle der NOAA-

Mittagsüberflüge stützt und im wesentlichen auf Schwellenwertmethoden basiert. In der Arbeit von Kriebel et al. (2003) und darin zitierten Publikationen sind Details dieser Auswertesoftware eingehender beschrieben.

Die ECC wurde nun mit SYNOP-Bodenbeobachtungen des Wolkengesamtbedekkungsgrades verglichen. Der DWD hat hierfür die SYNOP-Wolkendaten aller Stationen in Europa für den Zeitraum von 1990 bis 2003 zur Verfügung gestellt. Dieser Datensatz enthält Beobachtungen, die mit Hilfe des Globalen Telekommunikationssystems empfangen werden. Abb. 1 zeigt, in welcher Dichte die SYNOP-Stationen in Europa verteilt sind. Für Deutschland, die Benelux-Länder, die Britischen Inseln und Frankreich liegen die SYNOP-Daten stündlich vor, für die anderen Länder in dreistündigem Abstand.

Gegenstand des Vergleichs ist der Wolkengesamtbedeckungsgrad, welcher zeitlich über den Monat und räumlich über die Fläche ausgewählter Gebiete gemittelt worden ist. Diese Gebiete liegen über dem Land, etwa im Zentrum des definierten Europagebietes (Abb. 1). Ausgeschlossen wurden Regionen am Rand des Datenempfangsgebietes (z.B. Portugal), da dort die Anzahl der NOAA-Mittagsüberflüge pro Monat deutlich geringer ist.

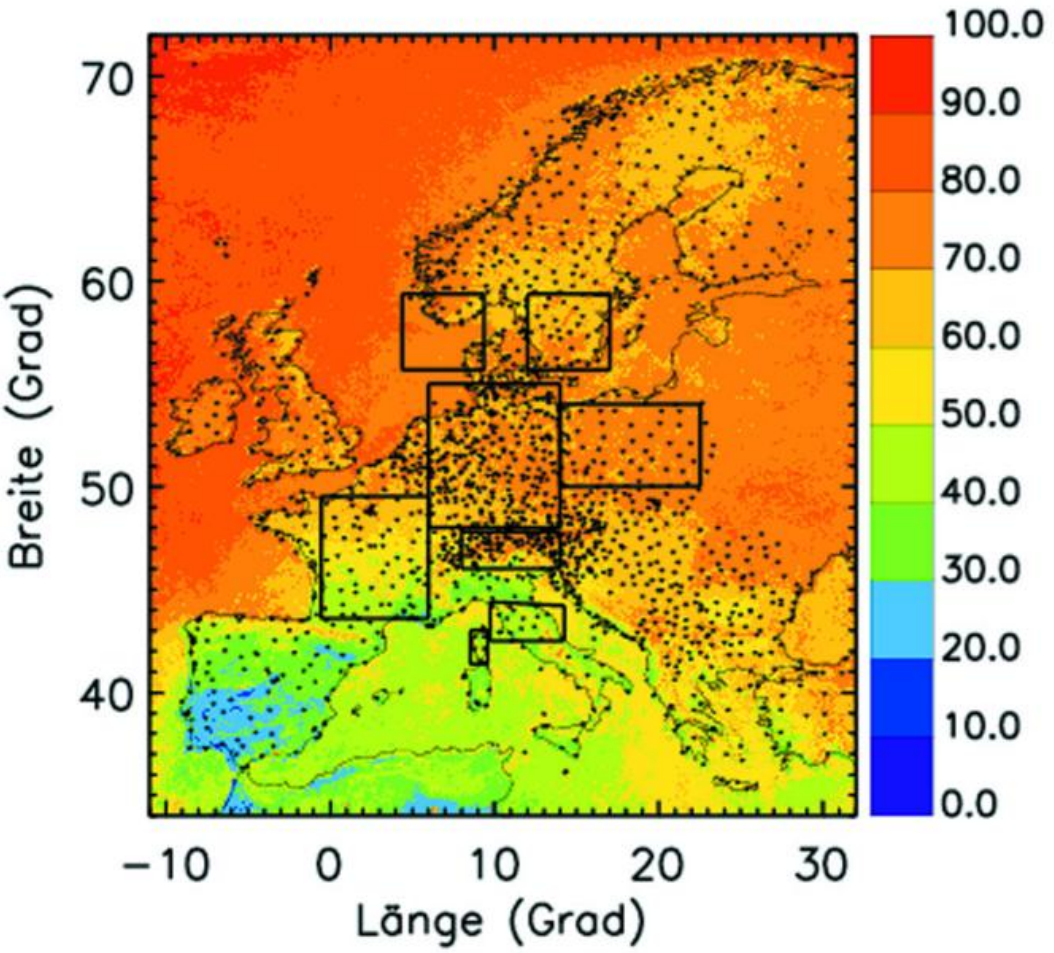


Abb. 1 Die Region der Europäischen Wolkenklimatologie. Eingezeichnet sind die Gebiete für den Vergleich von Satellitendaten und Bodenbeobachtungen. Schwarze Punkte markieren die SYNOP-Stationen. Gezeigt ist als Beispiel des vieljährige Mittel des Wolkengesamtbedeckungsgrades in Prozent für den März.

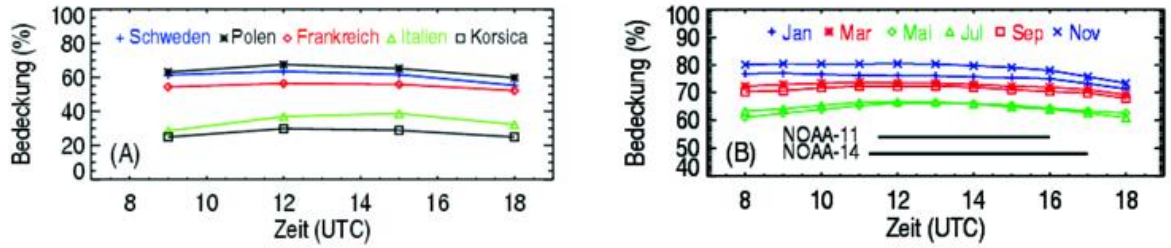


Abb. 2 Langzeitliches Mittel des Tagesganges des Wolkengesamtbedeckungsgrades aus den SYNOP-Daten.(A): für verschiedene Gebiete basierend auf 3-stündigen Beobachtungen im Juli.(B): für das Gebiet Deutschland basierend auf stündlichen Beobachtungen in verschiedenen Monaten. Balken geben die Zeitintervalle an, in denen die NOAA-Überflugzeiten variieren.

Im Fall der Satellitendaten sind zur Bestimmung von Flächenmittelwerten nur die Bedeckungsgrade der Landpixel verwendet worden, auch wenn in einzelnen Mittelungsgebieten Flächenanteile des Meeres enthalten sind. Im Fall der SYNOP-Daten erfolgte die Flächenmittelung durch eine Wichtung mit der Anzahl der vorhandenen Beobachtungen an jeder Station.

Es werden im nächsten Abschnitt Ergebnisse gezeigt, die aus den Daten der Mittagspassagen der Satelliten NOAA-11 (1989-1994), NOAA-14 (1995-2001) und NOAA-16 (2002-2003) abgeleitet wurden. Obwohl die Überflüge der NOAA-Satelliten während ihrer Lebensperiode zeitlich in den Nachmittag gedriftet sind, wurden alle Bedeckungsgrade aus der ECC mit den SYNOP-Daten von 12:00 UTC verglichen. Dadurch entstehen zwangsläufig Zeitunterschiede, die bis zu etwa 4 Stunden betragen können. Dass der monatsgemittelte Bedeckungsgrad in der Zeit von 12:00 bis 16:00 UTC im langjährigen Mittel tatsächlich nur um etwa 2% variiert und damit die Verwendung von SYNOP-Daten zu dem festen Termin gerechtfertigt ist, zeigen die aus den SYNOP Beobachtungen abgeleiteten Tagesgänge in Abb. 2.

Der Wolkenbedeckungsgrad im Zeitraum von 1989 bis 2003

Die Zeitreihen von Monatsmittelwerten des Gesamtbedeckungsgrades zeigt Abb. 3. Für jedes der Untersuchungsgebiete sind sowohl die aus den NOAA/AVHRR-Daten als auch die aus den SYNOP-Daten abgeleiteten Flächenmittelwerte dargestellt. Angegeben sind außerdem die mittleren Differenzen, die Standardabweichung der Differenzen und die Korrelationskoeffizienten. Diese statistischen Parameter wurden für den Überlappungsbereich beider Datensätze von 1990 bis 2003 berechnet.
Betrachtet man zunächst die Kurven der Satellitendaten, so fällt auf,

- dass in Übereinstimmung mit den typischen meteorologischen Bedingungen in Europa der Wolkenbedeckungsgrad erwartungsgemäß mit zunehmender geographischer Breite ansteigt,
- dass der Bedeckungsgrad einen ausgeprägten Jahresgang zeigt und
- dass die Kurven keinen klaren Trend im gesamten Zeitraum erkennen lassen, jedoch einige Minima und Maxima auffallen.

Ein schönes Beispiel für den letzten Punkt liefert das Jahr 2003. In diesem Jahr spiegelt sich der heiße und trockene Sommer im zentralen Europa durch ein breites und tiefes Minimum des Wolkenbedeckungsgrades wider.

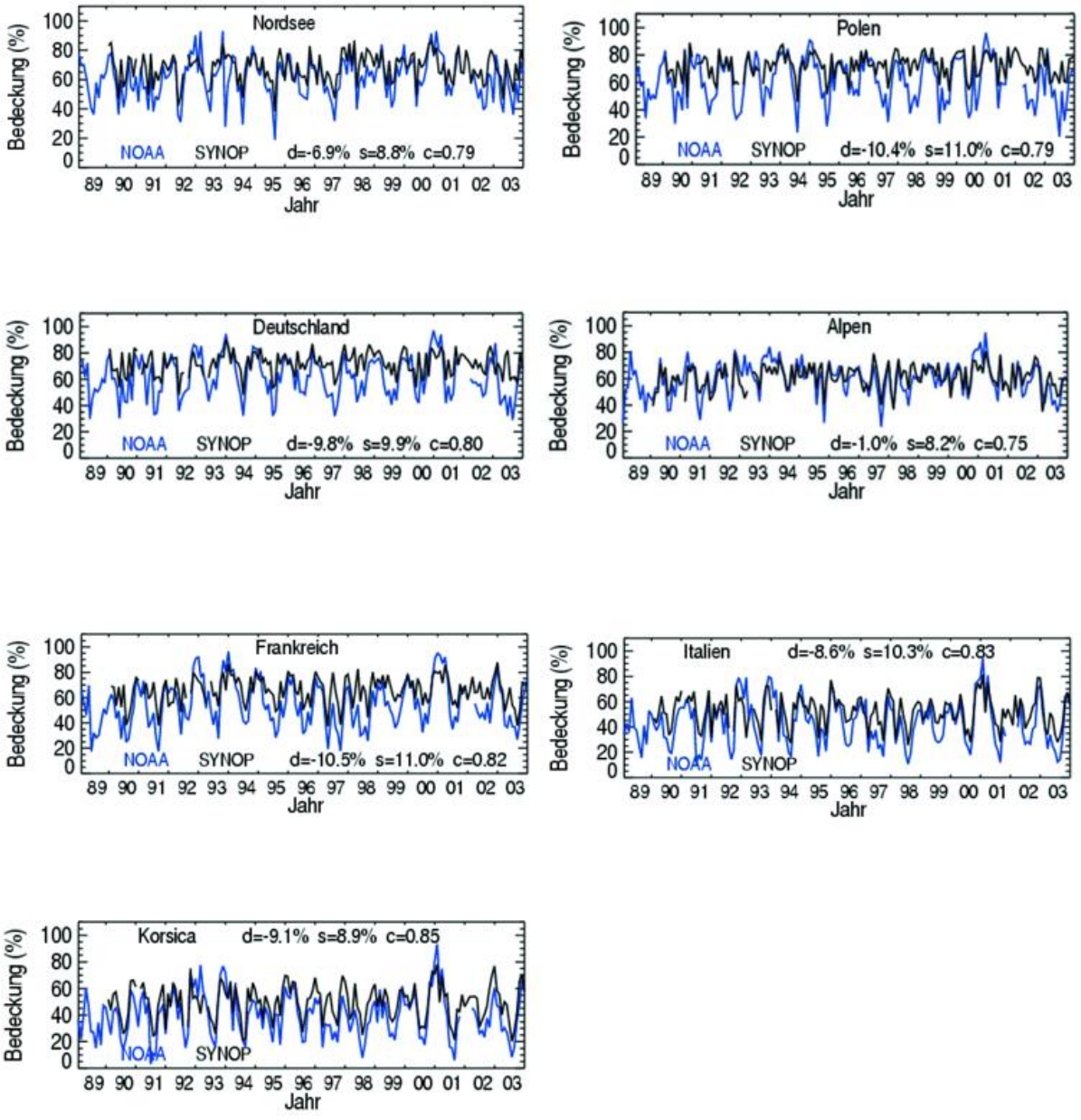


Abb. 3 Zeitreihen der flächengemittelten Monatsmittelwerte des Gesamtbedeckungsgrades aus NOAA/AVHRR- und SYNOP-Daten für die ausgewählten Untersuchungsgebiete. Angegeben sind die mittlere Differenz (d) im Zeitraum 1990-2003 (Satellit minus SYNOP), die Standardabweichung der Differenz (s) sowie der Korrelationskoeffizient (c).

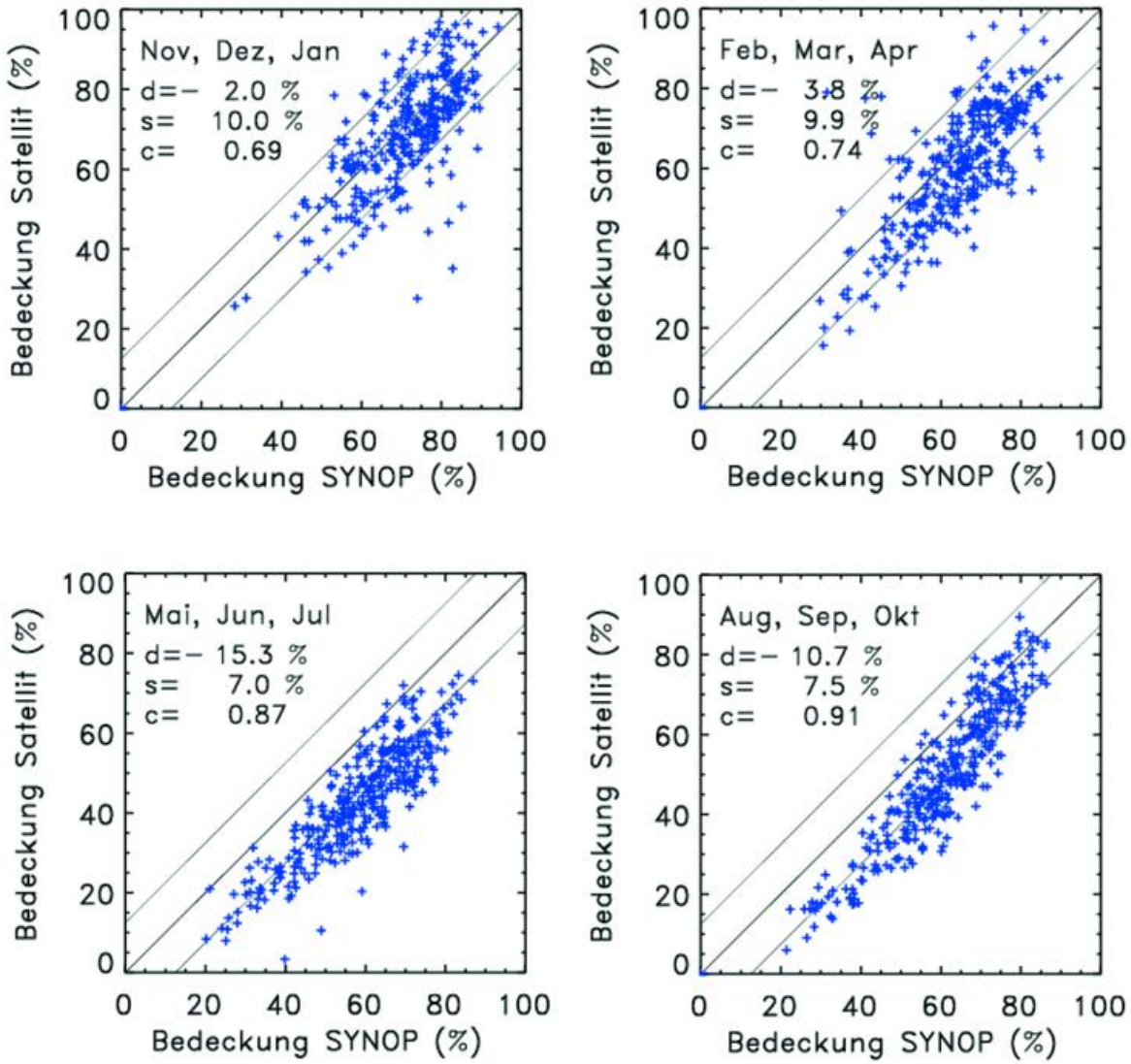


Abb. 4 Der Gesamtbedeckungsgrad aus NOAA/AVHRR- und SYNOP-Daten im Streudiagramm. Verglichen werden die Monatsmittelwerte aller Gebiete im Zeitraum 1990-2003 gruppiert nach Monaten. Angaben für (d), (s) und (c) wie in Abb. 3.

Generell ist die Übereinstimmung zwischen den Satelliten- und Bodenbeobachtungen gut, sie liegt innerhalb der Grenzen von einem Achtel (12.5%). Ein Korrelationskoeffizient um 0.8 für alle Gebiete deutet darauf hin, dass die saisonale Abhängigkeit des Bedeckungsgrades in beiden Datensätzen durch einen ähnlichen Verlauf gekennzeichnet ist. Eine differenziertere Betrachtung enthüllt jedoch, dass die Übereinstimmungen mit der Jahreszeit variieren. Insbesondere im Sommer tendieren die Satellitendaten zu niedrigeren Werten als die SYNOP-Daten. Noch klarer wird dies anhand der Streudiagramme in Abb. 4. Hier werden die für alle Testgebiete abgeleiteten Bedeckungsgrade für verschiedene Monatsgruppen miteinander verglichen. Während die Streuung in den Monaten von August bis April durch mittlere Differenzen und Standardabweichungen innerhalb eines Achtels gekennzeichnet ist, zeigt die Differenz in den mehr durch konvektive Bewölkung geprägten Monaten Mai, Juni und Juli, dass die Bedeckungsgrade aus den Satellitendaten um etwa 15% systematisch unter den SYNOP-Daten liegen. Gleichzeitig ergibt sich für die drei Sommermonate ein höherer Korrelationskoeffizient.

Offensichtlich erklärt der Tagesgang des Bedeckungsgrades in Verbindung mit der zeitlichen Drift der NOAA-Satelliten diese Unterschiede in den Sommermonaten nicht vollständig (Abb. 2). Naheliegend ist daher, dass die Struktur der in den Sommermonaten häufiger auftretenden konvektiven Wolkenfelder einen Einfluss auf die Bestimmung des Bedeckungsgrades hat. Dieser wirkt sich nämlich unterschiedlich auf die Analyse der Satellitenmessungen und die Beobachtung am Boden aus. Während Satelliten unter kleinen Nadirblickwinkeln die Projektion der Wolkenstrukturen auf den Boden messen, muss ein SYNOP-Beobachter die von einem Punkt aus in die obere Hemisphäre projizierte Struktur des Wolkenfeldes analysieren. Bei durchbrochener Bewölkung entstehen so für den Beobachter Kulisseneffekte, die wohl dazu führen, dass er den Bedeckungsgrad tendenziell höher einschätzt. Auch Karlsson (2003) beschreibt dieses Problem in einem Vergleich von Satelliten- mit Bodenbeobachtungen. Die Differenz zwischen Satellit und Bodenbeobachtungen kann allerdings noch durch einen weiteren Effekt, welcher im Satelliten-Auswertealgorithmus zu finden ist, vergrößert werden. Im Fall geringer Bedeckung durch (Cumulus) Wolken im Sub-Pixel Bereich wird die spektrale Strahldichte in den solaren AVHRR-Kanälen nämlich nur geringfügig angehoben. Der Strahldichteunterschied eines wolkenlosen und eines gering bewölkten Pixels über Land ist in diesem Fall so klein, dass der Helligkeitsschwellenwert zur Wolkenerkennung nicht überschritten wird und demzufolge der Bedeckungsgrad aus der Satellitenmessung unterschätzt wird.

Ausblick

Die Europäische Wolkenklimatologie wird ständig weiter ausgebaut. Dies betrifft nicht nur die Prozessierung aktueller NOAA-Daten, sondern vor allem auch die vorhandenen Daten vor 1989. Ebenso wird die Auswertesoftware weiter entwickelt. Erkenntnisse, wie sie beispielsweise durch diese Untersuchung gewonnen wurden, können dabei in die Entwicklung einer nächsten Version des APOLLO-Algorithmus einfließen.

Eine Bewertung von aus Satellitendaten abgeleiteten Wolkenparametern sollte natürlich nicht allein durch den Vergleich mit SYNOP-Daten erfolgen. Zusätzliche Vergleiche mit anderen Datensätzen, die mit Hilfe von Messungen anderer Satelliteninstrumente (z.B. auf den geostationären Meteosat-Satelliten) oder mit anderen Techniken der Bodenbeobachtung (z.B. Wolkenkameras) gewonnen werden, können ebenfalls einen wertvollen Beitrag leisten. Denkbar ist auch die Nutzung synthetischer Wolkenfelder, die durch Computersimulationen erzeugt worden sind. Diese würden ermöglichen, einen Auswertealgorithmus systematisch und unter definierten Bedingungen zu prüfen.

Aufbauend auf der schon bestehenden Kooperation zwischen dem DWD und dem DLR ist geplant, die Evaluation verschiedener Datensätze in nächster Zukunft entsprechend der oben genannten Ansätze fortzuführen. Dies soll insbesondere im Rahmen des EUMETSAT Bodensegments ‚Satellite Application Facility on Climate Monitoring' (CMSAF) und im Rahmen der Kooperation beider Einrichtungen zum DWD internen Projekt SATKLIM erfolgen.

Literatur

Karlsson, K.-G., A 10 year cloud climatology over Scandinavia derived from NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer imagery, Int. J. of Climatol., 23, 1023-1044, 2003.

Kriebel, K.T., G. Gesell, M. Kästner, and H. Mannstein, The cloud analysis tool APOLLO: improvements and validations, Int. J. Remote Sensing, 24, No. 12, 2389-2408, 2003.

Meerkötter, R., C. König, P. Bissolli, G. Gesell, and H. Mannstein, A 14-year European Cloud Climatology from NOAA/AVHRR data in comparison to surface observations, Geoph. Res. Lett., Vol. 31, L15103, doi:10.1029/2004GL020098, 2004.

Rossow, W. B., R. A. Schiffer, Advances in understanding clouds from ISCCP, Bull. Am. Met. Soc., 80, 2261-2287, 1999.

Schiffer, R. A., W. B. Rossow, The international satellite cloud climatology project (ISCCP): the first project of the World Climate Research Programme, Bull. Am. Met. Soc., 64, No. 7, 779-784, 1983.

Stowe, L. L., H. Jacobowitz, G. Ohring, K. R. Knapp, N. R. Nalli, The advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) Path finder Atmosphere (PATMOS) Climate Dataset: Initial Analyses and Evaluations, J. of Climate, 15, 1243-1260, 2001.

The SAF Network and its relevance for climate monitoring

L. Schüller, L. Sarlo

Abstract

SAFs are dedicated centres of excellence for processing satellite data and form an integral component of EUMETSAT's distributed applications ground segment. Located at National Meteorological Services in Member States, they use the expertise of the EUMETSAT community to process application-specific data from geostationary and polar orbiting satellites for the generations of new products and tools for the meteorological and climate data user communities. With many products addressing essential climate variables, the SAF network is able to make an important contribution to a global climate observation system.

Introduction

When the European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites EUMETSAT was established in 1986, its main objective was to establish, maintain and exploit European systems of operational meteorological satellites, supporting the weather forecast activities of the National Weather Services of its member state. The role of EUMETSAT has been expanded since then: The modified Convention from November 2000 addresses also the operational monitoring of the Earth's climate as a further objective, helping to detect climate change. Thanks to the technological and scientific development during the last decades together with new capabilities

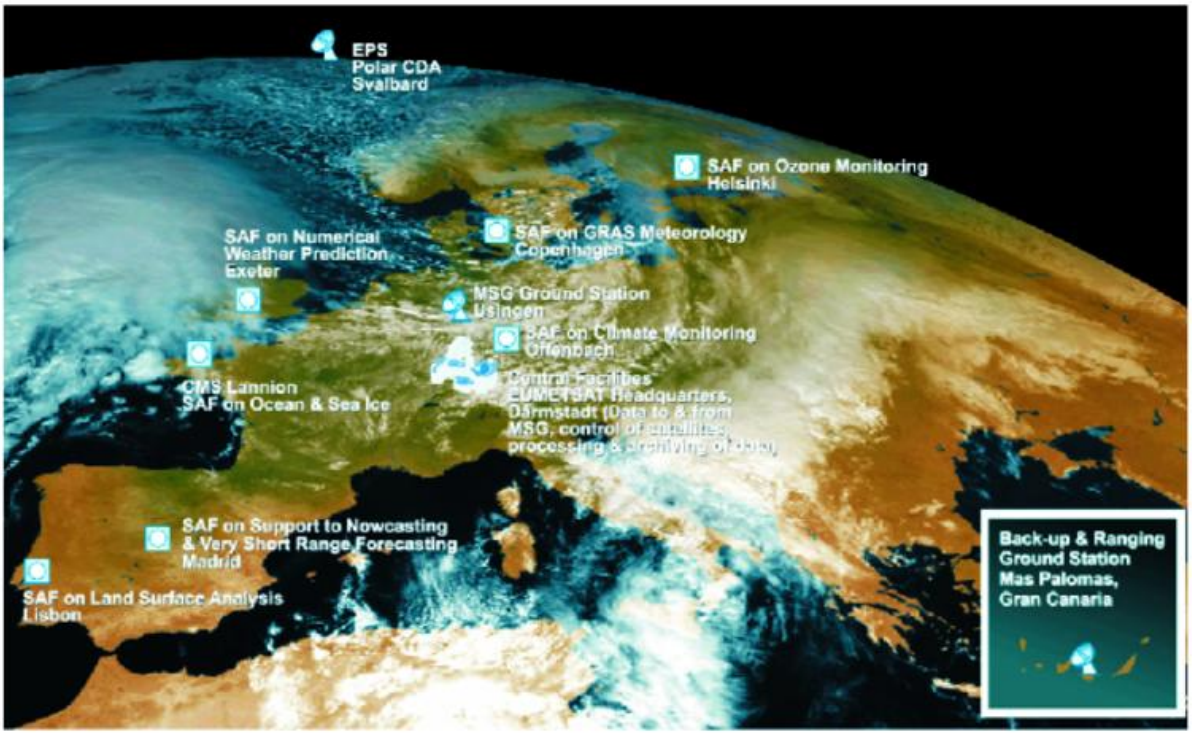


Figure 1 The EUMETSAT multi-mission distributed ground segment

arising from the advanced programmes (Meteosat Second Generation MSG and the EUMETSAT Polar System EPS), new possibilities appear for various fields. With the highly sophisticated instrumentation of MSG and EPS much more applications and services become feasible than EUMETSAT's core activities on supporting weather forecast. This led to concept of a distributed Application Ground Segment, including the Central Facility in Darmstadt, Germany, and a network of elements, known as Satellite Application Facilities (SAF), as specialised development and processing centres (Figure 1). Utilising the specific expertise available in EUMETSAT's Member States and Cooperating States, the SAF network complements the production of standard meteorological products derived from satellite data at EUMETSAT's Central Facility in Darmstadt and also distributes software packages related to products generation.

The Satellite Application Facilities Network
Objectives and benefits

The overall objective of a SAF is the provision of operational services, ensuring a cost-effective and synergetic balance between the central and distributed services. The SAF services are an integral part of the overall EUMETSAT operational services. In this context, the objective of a SAF is to undertake, on a distributed basis, the necessary research, development and operational services and products aimed at enhancing the value and use of data for applications, which are a common need of EUMETSAT Member States and Cooperating States.

There are a number of specific benefits arising from the SAFs, including the improvements of short-range forecasts of severe weather, better data for aviation, agriculture, sea transport and fishing, better understanding of causes and effects of pollution, depletion of ozone and also high quality data for climate monitoring.

The SAF themes

Seven SAFs are currently in Development or already in Initial Operations, covering seven "themes" agreed to by the EUMETSAT Council. Each theme addresses operational meteorological, observation of climate relevant parameters and other disciplines. The following list describes briefly the currently established SAFs, their goals and their current status:

- The SAF on "Support to Nowcasting and Very Short Range Forecasting" (NWC SAF) was established to utilise the new data from MSG and the future EUMET SAT Polar System (EPS) for enhanced Nowcasting. Software packages are being developed for the operational extraction of products relevant for Nowcasting and are distributed for local installation. The NWC SAF has been in its Initial Operations Phase (IOP) since March 2002 and the first official software versions have been released in October 2004.
- The SAF on "Ocean and Sea Ice" (OSI SAF) routinely produces and disseminates products characterising the ocean surface and the energy fluxes across the sea surface. The OSI SAF is in its Initial Operations Phase since July 2002 and

is currently distributing near real-time products based on MSG and NOAA data.

- The SAF on "Ozone Monitoring" (O3M SAF) is being developed for the processing of data on ozone, other trace gases, aerosols, and ultraviolet radiation estimated from satellite observations. Emphasis is given on the preparation for the Global Ozone Monitoring Experiment (GOME-2) on EPS. The O3M SAF is scheduled to be operational in spring 2007.
- The SAF on "Climate Monitoring" (CM SAF) generates and archives high-quality dataset for specific climate application areas. Currently it concentrates on cloud parameters, radiation budget parameters and atmospheric humidity. The CM SAF completed its development phase and entered the IOP in January 2004. Cloud parameters as derived from NOAA-AVHRR data are produced pre-operationally since November 2004.
- The SAF on "Numerical Weather Prediction" (NWP SAF) aims at increasing the benefits to the various European meteorological services from Numerical Weather Prediction (NWP) by developing advanced techniques for the effective use of satellite data. The NWP SAF is in its Initial Operations Phase since March 2004.
- The SAF on "GRAS Meteorology" (GRM SAF) is dedicated to radio occultation measurements from the EPS Metop satellite. It focuses on the Global Positioning System (GPS) Receiver for Atmospheric Sounding (GRAS) instrument to be flown on EPS. The SAF will provide near-real time and offline sounding data (temperature, pressure, and humidity) and corresponding validation products as well as software for the assimilation of GRAS data in NWP models. The GRAS SAF will enter its IOP in spring 2007.
- The broad scope of the SAF on "Land Surface Analysis" (LSA SAF) is to increase the benefit from MSG and EPS data related to land, land-atmosphere interaction, and biospheric applications by developing techniques that will allow a more effective use of satellite data. The start of Initial Operations Phase of the LSA SAF was January 2005.

The EUMETSAT council approved an 8th SAF Theme on support to Operational Hydrology and Water Management in November 2002, thus creating a new SAF opportunity. Currently, a proposal for a SAF project is under evaluation.

SAF Network Organisation

Each SAF is led by the National Meteorological Service of a EUMETSAT Member State, working with a consortium of cooperating entities, such as other Meteorological Services, government bodies and research institutes of Member and Cooperating States.

The SAFs undergo a development phase, typically lasting 5 years, followed by an incremental transfer to operations of developed products. During the development phase, the leading Service assumes the role of host institute of the SAF. During the operational phase, the operations coordination is assumed by a SAF operational leading entity.

The progress of the development and operations of a SAF is monitored and directed

by a Steering Group chaired by the SAF Host Institute (or Leading Entity), and involving representatives of the consortium, the EUMETSAT Secretariat, and appropriate EUMETSAT delegate bodies.

The EUMETSAT Council is responsible for deciding maters of SAF strategy, policy and funding. The EUMETSAT Secretariat is responsible for the supervision and monitoring of the overall SAF Network and its evolution, giving advice on management, development, engineering and planning processes to all entities responsible for the development. To this aim, the Secretariat establishes and implements SAF Network level coordination mechanisms to share information and maintain technical and scientific coherence across the SAF Network.

Satellite Data Sources and product distribution

During development, the SAFs may use data available from any suitable satellite systems, including research missions. In the operational phases, the primary focus is on the exploitation of data provided by operational satellites, and in particular by the EUMETSAT Geostationary and Polar systems.

Products Distributions

Near Real Time SAF products are distributed by satellite (e.g. EUMETCast) via the World Meteorological Organisation's (WMO) Global Telecommunication System (GTS) / Regional Meteorological Data Communications Network (RMDCN) or by other means as appropriate. The SAFs are already users of the EUMETCast dissemination capability of EUMETSAT.

Funding

The SAF Development costs are shared between the EUMETSAT and the SAF Consortia. EUMETSAT provides dedicate funding for Visiting Scientists activities.
During operational phases EUMETSAT contribution covers up to 75% of the total operational costs, including relevant Research and Development activities. The EUMETSAT Council approved in June 2004 funding for SAF Development and Operations until 2012.

SAF products as part of a Global Climate Observation System

Climate observations for the monitoring of the climate, the assessment of its natural variability and the detection of trends, requires high quality measurements of relevant climate parameters on a global scale. Such inputs are extremely essential for any precise prediction of climate change and its impact and are also necessary to attribute the causes that might have led to the changes. The parties of the United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC) have expressed the demand on systematic climate observations and the International Programme on Global Climate Observation System (GCOS) is coordinating such activities.

Space borne observations systems are obviously and essential element of an global climate monitoring system, because of their ability to continuously observe large part of the Earth's surface and atmosphere. Operational satellite systems, such as the current and future METEOSAT generations and the Metop satellites of the EPS programme play a particular role, since they can provide rather long observation records in contrast to research and experimental space missions.

Within the framework of GCOS, parameters of high relevance for global climate change has been identified (Essential Climate Variables ECV). GCOS also formulated principles for global climate monitoring as well as detailed requirements on the measurements of ECV in terms of accuracy and temporal and spatial resolution.

Many SAF products address Essential Climate Variables, e.g. the large suite of cloud parameters and radiative fluxes but also important quantities like Ocean and Land Surface Temperature and Sea Ice properties, and the processing of most of them is / will be in line with the GCOS requirements. Currently, the SAF products including the ones of the Climate Monitoring SAF are focused the regional scale, but dedicated development and SAF evolution will lead to global coverage of more and more parameters. For example: In spring 2005, the Ocean and Sea Ice SAF will start the operation of the global ice parameter product. This will be the first operational global SAF product. Figure 2 shows an example of the sea ice product. When the two SAFs that are especially related to measurements with instruments on the polar orbiting Metop-EPS satellites (Ozone Monitoring and GRAS meteorology) enter into operation in 2007, their product will have global coverage from the beginning.

Further development towards global climate products will be continuously conducted during the next phases in all relevant SAFs. Regular meetings and consultations within the SAF Network and/or with GCOS and the World Meteorological Organisation WMO ensure the consideration of GCOS requirements and during the evolution of the SAF Network along the climate monitoring principles.

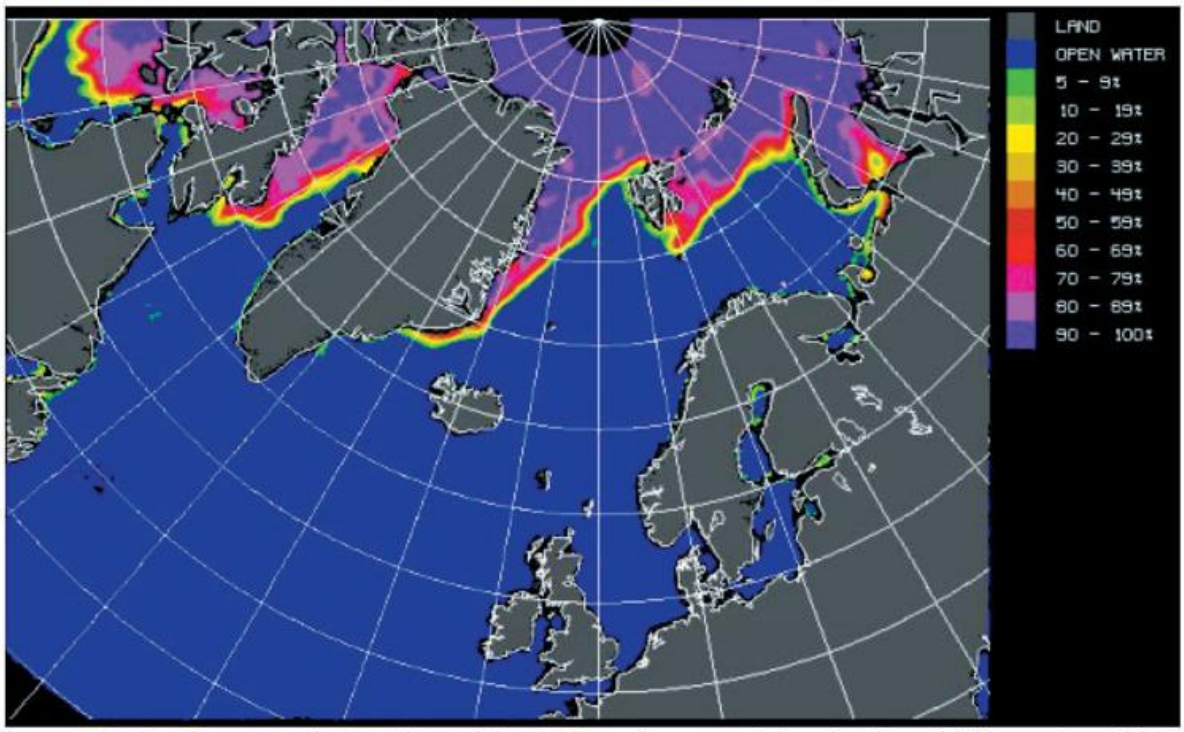


Figure 2 Ice Concentration product of the SAF on Ocean and Sea Ice from 29 November 2004 at 12:00 UTC produced by the Norwegian Weather Service met.no. The OSI SAF derives sea ice products by combining satellite data from satellite different sensors has been developed and implemented for operational use.

More information

Further information on the EUMETSAT SAF Network, more detailed description on the SAF activities, products and product characteristics accessible at: www.eumetsat.de/saf

The Global Climate Observation System GCOS presents its activities at http://www.wmo.ch/web/gcos/gcoshome.html

The SAF on Climate Monitoring: An Overview

M. Werscheck

The Mandate

The CM-SAF aims at providing consistent sets of data in the highest possible quality, based mainly on input from operational meteorological satellites, in support to climate monitoring, climate change detection and for assessing the climate variability.

The mandate of the CM-SAF in its Initial Operations Phase (IOP):

- Support climate monitoring at regional scale
- generation of thematic climate data records in an operational off-line environment
- generation of long-term validated, homogeneous and consistent data sets
- take into account reprocessing events

Furthermore, the products of the CM-SAF shall contribute to broaden and deepen the understanding of the processes that govern and determine the climate system.

The nature of climate monitoring is per se a long running task and hence requires a long term commitment and an operational environment that provides a reliable and long-lasting basis of the equipment and the resources to perform adequately.

The Products

The product suit of the CM-SAF comprises:

- Cloud parameters
- Radiation budget parameters at the top of the atmosphere
- Radiation budget parameters at the surface
- Water vapour in the atmosphere

In table 1 the product list and the target accuracies for each product as of end of the Initial Operations Phase (2007) is summarised.

Table 1 CM-SAF Product List at the end of the IOP

Product	Acronym	Resolution/Target Accuracy					
		Spatial	Temporal				Version
			Daily	Weekly	Monthly	MMDC (Monthly Mean Diurnal Cycle)	
Fractional cloud cover	CFC	15 km	10%		10%	✓ 10% [1]	V3
Cloud type	CTY	15 km	20%		20%	✓ 20% [1]	V3
Cloud top temperature and height	CTT, CTH	15 km	✓		✓	✓[1]	V3
Cloud optical thickness [3]	COT	15 km	8%		8%	✓ 8% [1]	V3
Cloud phase [3]	CPH	15 km	✓		✓	✓[1]	V3
Cloud water path [3]	CWP	15 km	15%		15%	✓ 15% [1]	V3
Surface incoming short-wave radiation	SIS	15 km	15%		10 W/m^2	10 W/m^2 [1]	V3
Surface albedo	SAL	15 km		25% [4]	25% [4]		V3
Surface net short-wave radiation	SNS	15 km	15% [2]		15 W/m^2 [2]	15 W/m^2 [1,2]	V3
Surface outgoing long-wave radiation	SOL	15 km			10 W/m^2	10 W/m^2 [1]	V3
Surface downward long-wave radiation	SDL	15 km			10 W/m^2	10 W/m^2 [1]	V3
Surface net long-wave radiation	SNL	15 km			15 W/m^2 [2]	15 W/m^2 [1,2]	V3
Surface radiation budget	SRB	15 km			20 W/m^2 [2]	20 W/m^2 [1,2]	V3
Incoming solar radiative flux at the top of the atmosphere	TIS	(45 km)^2	1 W/m^2		1 W/m^2	1 W/m^2	V3
Reflected solar radiative flux at the top of the atmosphere	TRS	(45 km)^2 *	10 W/m^2		10 W/m^2	10 W/m^2	V3
Emitted thermal radiative flux at the top of the atmosphere	TET	(45 km)^2 *	5 W/m^2		5 W/m^2	5 W/m^2	V3
Vertical Integrated water vapour information [5]	HTW	(45 km)^2	<10%		< 5%		V3
Layered water vapour [6]	HLW	(45 km)^2 5 layers	<10%		< 5%		V3
Specific humidity and temperature at pressure levels [7]	HSH	(45 km)^2 6 levels	15 % 1 K		10 % 1 K		V3

[1]: monthly mean diurnal cycle will be derived only for products extracted from MSG data
[2]: accuracy of net fluxes depends on accuracy of input fluxes
[3]: The quality of these products depends on the availability of the 1.6 µm channel on the AVHRR instrument
*: the effective resolution will be (100 km)^2 in the polar regions without MSG coverage.
[4]: surface albedo relative accuracy, if the cloud mask accuracy is better than that
[5,6,7] relative accuracy may be lower for arctic atmospheres, Cal/Val activities for EPS will consolidate numbers

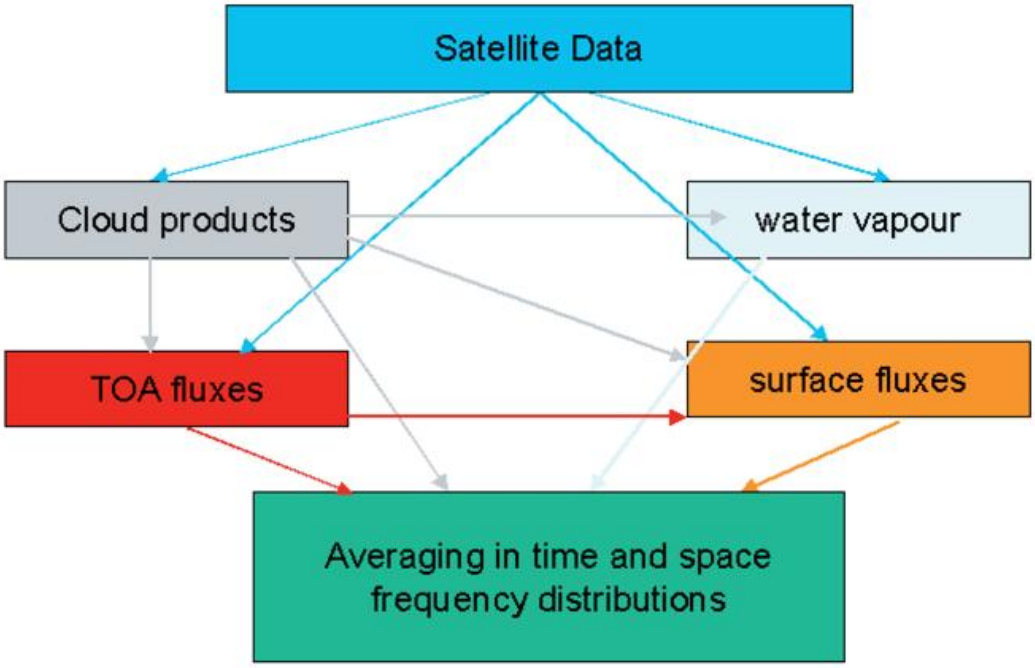


Figure 1 Schematic sketch of interdependencies of the CM-SAF products

The CM-SAF claims to produce and deliver products of high and known quality that are homogeneous and consistent in space and time.

Detailed information on the various products is given in the following articles and on the CD ROM attached to this issue of the Klimastatusbericht.

The SAF on Climate Monitoring as part of the SAF Network

The Satellite Application Facility on Climate Monitoring is part of the SAF Network, that comprises seven SAFs dealing with different topics (cf. article by Schüller/Sarlo in this issue).

Each of the seven SAFs is responsible for a particular thematic task, performed and executed with partners from the EUMETSAT member and co-operating states. With this, the SAF network is a "network of networks" dedicated to tackle the tasks and challenges in the field of meteorology and climatology with the help of satellite data as main input.

By sharing the tasks in a "network of networks" model all partners are obliged to share and trust, to give and take: Each consortium is in charge to execute the task in a reliable and responsible mode for the benefit of the whole community. On the other hand all partners are asked to have confidence in the fact that the very consortium, executing a particular task, performs reliable and responsible. With this, the EUMETSAT SAF network could serve as a paradigma and is an important step forward to foster and forge co-operation within Europe.

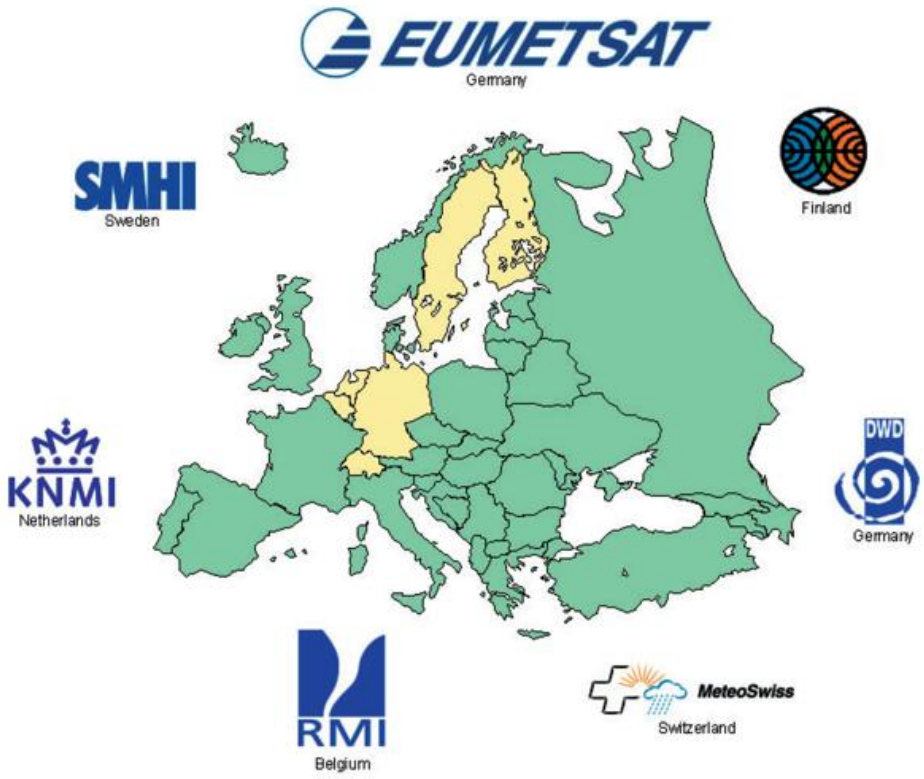


Figure 2 The partners of the SAF on Climate Monitoring

The Partners

Within the CM-SAF consortium five meteorological services jointly develop, implement, validate and execute the task to provide satellite based products apt for climate monitoring. The partners are:

Deutscher Wetterdienst (DWD)

Deutscher Wetterdienst is the "operations leading entity" (OLE) and responsible for the overall co-ordination and execution of the activities of the SAF on Climate Monitoring.

All products, except the radiation budget parameters at the top of the atmosphere, are produced on a routine basis in the premises of DWD. Furthermore DWD archives all products and provides the interface to the user for product access and delivery.

Jointly with SMHI and KNMI the development, implementation and validation of the algorithms to retrieve cloud parameters is performed.

DWD takes the lead for the radiation budget parameters at the surface, together with FMI and MeteoSwiss.

The water vapour related products are developed, implemented and validated under the responsibility of DWD.



Figure 3 The seven SAFs of the SAF network. An eighth SAF on Hydrology is currently under consideration.

The Finnish Meteorological Institute (FMI)

FMI is in charge to develop and validate the surface albedo product (SAL).

Konijklik Netherland Meterological Institute (KNMI)

KNMI is responsible for developing and validating the microphysical cloud properties, i.e. cloud optical thickness (COT) and cloud liquid water path (CWP).

MeteoSwiss

MeteoSwiss supports the validation activities for the surface radiation budget parameters especially in the alpine region.

The Royal Meteorological Institute of Belgium (RMIB)

RMIB is responsible for developing, implementing and validating the radiation budget parameters at the top of the atmosphere. RMIB is also executing the routine processing of these products.

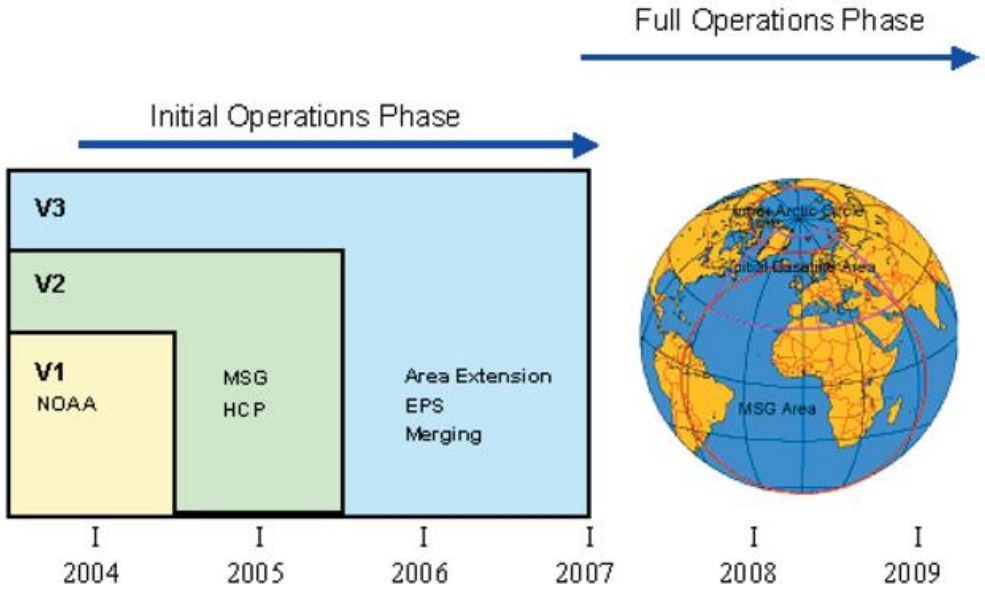


Figure 4 Versions and schedule of the CM-SAF

Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI)

SMHI is leading and co-ordinating all cloud related activities within the CM-SAF. In particular SMHI is responsible for the cloud algorithms that use data from polar orbiting satellites.

Schedule and Versioning

From the year 2004 until 2007 the CM-SAF is in its Initial Operations Phase (IOP). In the course of this period, the CM-SAF will stepwise get fully operational from the year 2007 onwards (Full Operations Phase; FOP).

Version 1

In version 1, the cloud parameters and the radiation budget parameters at service are based on data from AVHRR data from NOAA satellites.

The radiation budget parameters at the top of the atmosphere are based on CERES and GERB data (check).

The area of interest is within 30°N to 80°N and 60°W to 30°E (“Baseline Area”) and covers basically the European area.

Version 2

With version two, the water vapour products will become available. Also data from Meteosat-8 (MSG) will be ingested in the operational processing chain.

Version 3

With version three also data from the European polar orbiting satellite (EPS/Metop) will be used and a proper merging of the different satellite data will be tackled.
The area of interest will be extended towards the African continent, thus utilising the full view of Meteosat-8, and for a sub-set of parameters, to the inner arctic circle.

From 2007 onward the CM-SAF is running the Full Operations Phase (FOP).

References

www.eumetsat.de
www.fmi.fi
www.kmi.be
www.knmi.nl
www.meteoschweiz.ch
www.smhi.se
www.dwd.de

The SAF on Climate Monitoring: Cloud Products

K.-G. Karlsson

1 Introduction

Clouds play an important role in the climate system due to their strong interaction with radiation processes and because of being an important component of the global hydrological cycle. The latter circumstance also means that there is a direct link between clouds and the most important greenhouse gas - atmospheric water vapour. Consequently, a climate monitoring program must also include the monitoring of clouds.

Satellite systems, acting as observational platforms, offer cloud observations that in many ways are superior to most ground based observations. Most obvious is the ability to observe large areas with high spatial and temporal resolution. In addition, the fact that satellites are able to monitor the effective radiative impact at the top of the atmosphere (e.g., the cloud-related contribution to the planetary albedo) makes satellite cloud observations crucial for understanding the planetary (i.e., earth plus the atmosphere) radiation balance. A third important factor is that measurements of cloud properties from space are also important for understanding radiation conditions at the earth surface (the surface radiation balance). However, complementary surface observations are necessary here since it is generally impossible to infer conditions below thick clouds from satellite measurements.

To cover the various aspects of clouds and their impact on radiation conditions, the EUMETSAT Climate Monitoring SAF (CM-SAF) has a Clouds programme for the extraction of climate-relevant cloud parameters. State-of-the-art cloud algorithms are used which are further adapted and developed for the climate monitoring purpose. This paper gives an overview of these cloud products. Section 2 gives a general introduction to the products, the used satellite data sources and the applicable geographic processing domain. Section 3 describes each product in detail and the concluding section 4 presents the plans for the future.

2 CM-SAF cloud products and satellite data sources

Table 1 below lists the current six CM-SAF cloud products and their spatial and temporal resolution.

These products are produced from satellite imagery from the AVHRR instrument on the polar orbiting NOAA satellites (from January 2005) and from the SEVIRI sensor onboard the Meteosat Second Generation (MSG) satellites (introduced later in the second half of 2005). All product examples shown below in this paper are derived from NOAA AVHRR data.

Table 1 Overview of CM-SAF cloud products and their spatial and temporal resolution.

Product	Acronym	Resolution				
		Spatial	Temporal			
			Daily	Weekly	Monthly	MMDC (Monthly Mean Diurnal Cycle)
Fractional cloud cover	CFC	15 km	✓		✓	✓[1]
Cloud type	CTY	15 km	✓		✓	✓[1]
Cloud top temperature, height, and pressure	CTT, CTH, CTP	15 km	✓		✓	✓[1]
Cloud phase	CPH	15 km	✓		✓	✓
Cloud optical thickness	COT	15 km	✓		✓	✓[1]
Cloud water path	CWP	15 km	✓		✓	✓[1]
[1]: monthly mean diurnal cycle will be derived only for products extracted from MSG data						

The geographical domain is described in Figure 1. In the first production phase (see section 4 for information on future production phases) the products are produced over the CM-SAF Baseline Area. This area covers the region between longitudes 60°W and 60°E and latitudes between 30°N and 80°N. Thus, the European area plus large parts of the North Atlantic, Greenland and the Arctic Sea is covered. Also parts of northern Africa and the Middle East region is covered.

To enable data representation in an equal area grid resolution of 15 km the final products are defined in a sinusoidal projection which is described in Figure 2.



Figure 1 CM-SAF coverage area and subareas

3 Detailed product and algorithm descriptions

3.1 Fractional Cloud Cover (CFC)

Derived directly from the results of the Cloud Mask (CM) product, the fractional cloud cover (CFC) is defined as the fraction of cloudy pixels per sub-region compared to the total number of analysed pixels in the sub-region. That is to say, fractional cloud cover is computed as the fraction of all pixels within a 15x15 km grid square that has been classified as either cloud-filled or cloud contaminated. Fractional cloud cover is expressed in percent.

This product is calculated using the SAFNWC cloud mask algorithms (see http://nwcsaf.inm.es/ for details on the SAFNWC project). The algorithm applied to NOAA AVHRR data is described in detail by Dybbroe et al. (2005) and the corresponding algorithm applied to MSG SEVIRI data is described by Derrien and LeGleau (2003, see also http://www.meteorologie.eu.org/safnwc/.) Both CM algorithms are based on a multi-spectral thresholding technique applied to each pixel of the satellite scene. Several threshold tests may be applied (and must be passed) before a pixel is assigned to be cloudy or cloud-free (or partially cloudy). For every satellite overpass a unique set of feature thresholds is extracted in full image resolution and is applicable only for that particular satellite scene.

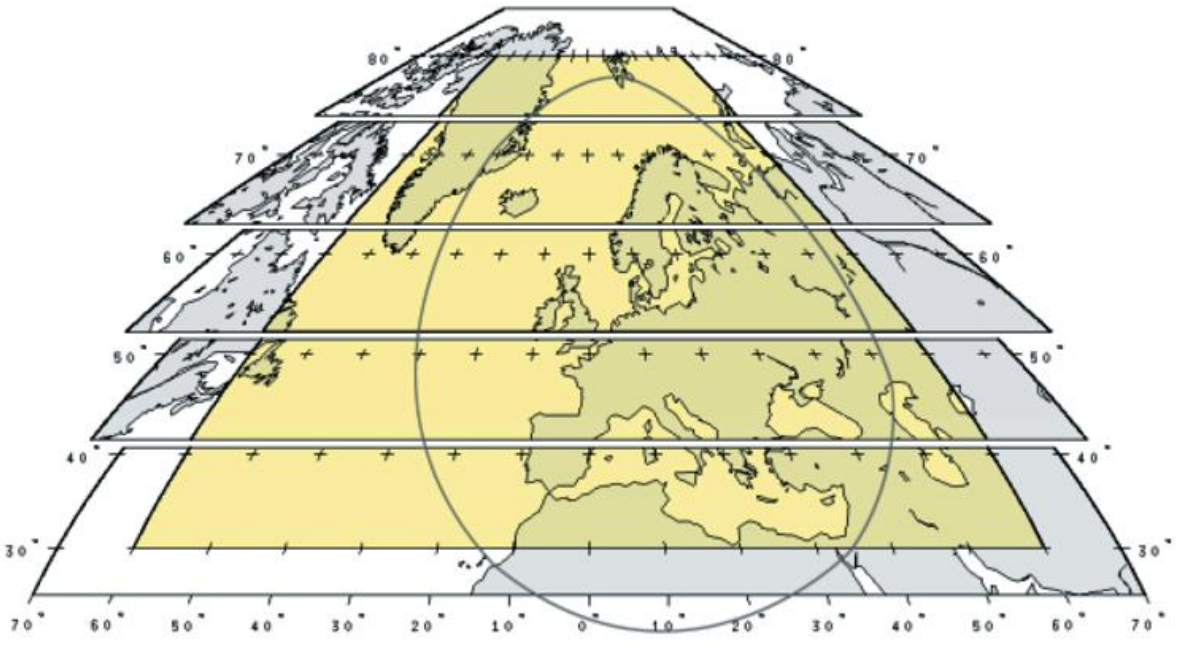


Figure 2 The CM-SAF Baseline Area in sinusoidal projection and sliced in different sub-regions. The circle marks the area within the CM-SAF baseline area which can be seen with the local HRPT receiving station in Offenbach, Germany.

Figure 3 below gives an example of the CFC product for the month of April 2004.

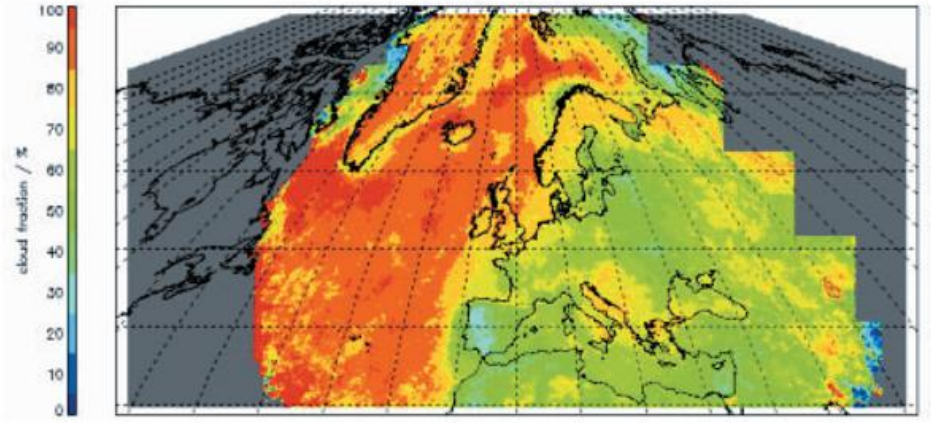


Figure 3 Example of the CFC monthly mean product for April 2004 for the CM-SAF Baseline area.

In the present calculation of the CFC product no attempt is made to take into account for the fact that pixels labeled as being only cloud-contaminated are not totally covered by clouds. This means that the CFC values will generally overestimate cloud amounts slightly. This have been seen in validation results but the differences are normally quite small (< 5 %). It should also be emphasized that this effect is in some sense counteracted by the fact that for any cloud detection method there will also be some small residual cloudiness present for some pixels which have been declared as cloud-free.

More problematic is the fact that it is obvious from theoretical considerations that cloud detection is generally easier to accomplish over oceanic surfaces than over land surfaces. It is partly due to generally lower and less variable surface reflectance values and partly to warmer and less variable surface temperatures over ocean surfaces compared to over land. This means that we have normally better contrasts between cloudy and cloud-free areas in satellite imagery over ocean areas except in cases of sunglints. Consequently, some underestimation of cloudiness can be expected over land areas while over ocean cloud amounts may be slightly overestimated. Unfortunately, during dark and cold periods of the year the two above-mentioned defects may co-operate in creating quite large artificial land-ocean differences in the cloud amounts. It is estimated that the overestimation of cloud amounts over ocean surfaces in these cases can reach levels between 10-20 % (although being difficult to verify due to the lack of surface observations over ocean areas). Simultaneously, the corresponding underestimation of cloud amounts over land may reach 10-20 % during the cold and dark seasons (verified by observations) while it is much smaller during other seasons. Ongoing development work is trying to find ways of mitigating these inconsistencies between results over land and over ocean.

3.2 Cloud Type (CTY)

Just as for the CFC product, the CTY product is based on results from the SAFNWC Cloud Type algorithms (described by the same references given previously). Also here a thresholding approach is used. The main principle used is to make use of measured cloud temperatures in the infrared for thick clouds for the vertical separation of clouds. Furthermore, ice clouds are identified using reflection characteristics at shortwave infrared channels (e.g., at 1.6, 3.7 and 3.9 µm) and thin clouds are identified

using transmission differences revealed by measurements in three infrared channels (3.7 or 3.9 µm, 11 µm and 12 µm).

The produced CTY product is based on a condensed description of cloud properties. Presently the following five cloud classes are defined: Low clouds; Mid clouds; Opaque high clouds; Thin high clouds and Fractional clouds. Thus, the CTY results are given as five individual components. The resulting average value denotes the percentage of pixels of the appropriate class relative to all cloudy pixels in each 15x15 grid.

Figure 4 gives an example of the CTY product for the contribution from the Opaque high cloud category. Notice that the current product definition gives the relative contribution to the CFC product for each cloud type category. For example, the high values over Greenland indicates that in almost 100 % of the cloudy cases (given by the CFC value in Figure 3) the clouds were of the opaque high cloud category.

From validation activities it is well known that the ability to separate different cloud types and surface types varies with seasons, illumination conditions and the satellite viewing geometry. The main limitation here is naturally the lack of visible measurements during the dark part of the day and the problem of having very cold ground temperatures during winter. In this sense, the error characteristics are closely linked to those of the CFC product (i.e., depending very much on the success of cloud detection). This generally means that the CTY results are more reliable during the warmer seasons and during daylight conditions.

Particularly difficult is the twilight period when visible and near-infrared radiances vary rapidly and very sensitively with the sun elevation. Also cloud shadows will influence cloud type assignments negatively during twilight. The same effect will also be seen during dark and very cold winter situations where cloud detection might fail because of low level clouds being trapped in strong surface temperature inversions. Finally, when thin semi-transparent cirrus clouds are superimposed over snow-covered ground the mixed signal can sometimes give rise to an erroneous output such as opaque mid-level or high-level clouds. Otherwise, snow- or ice–covered surfaces are generally efficiently separated from clouds by use of the very low reflectivities of snow in the 1.6, 3.7 and 3.9µm channels.

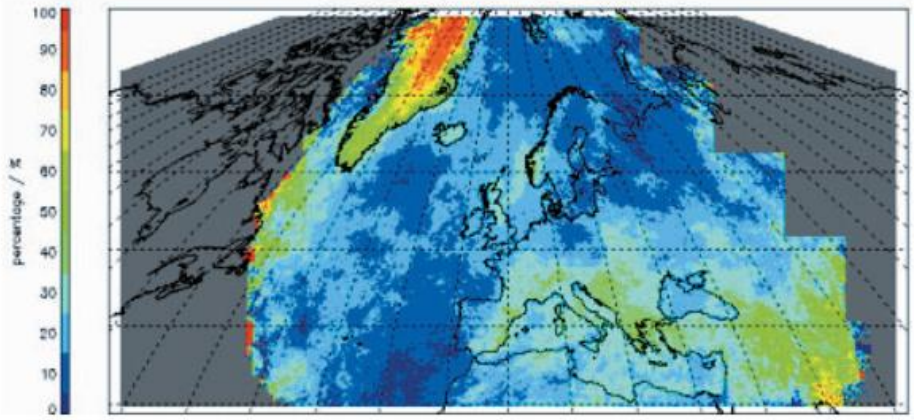


Figure 4 Example of the CTY monthly mean product for April 2004 showing the contribution from Opaque high clouds.

3.3 Cloud Top Temperature (CTT), Pressure (CTP) and Height (CTH)

For the determination of cloud top information the CM-SAF is still using the SAFNWC algorithms. However, as a contrast to the situation for the cloud mask and cloud type algorithms, there are now considerable differences between the algorithms applied either to NOAA AVHRR data or MSG SEVIRI data. The reason is the availability of spectral channels in non-window regions for the SEVIRI instrument which are not present on the AVHRR instrument.

Concerning the clouds that are labelled as being opaque by the cloud type algorithm, the same technique is nevertheless used for both the AVHRR and SEVIRI methods. Radiance simulations, using the RTTOV radiative transfer model (Eyre, 1991, Saunders et al., 1999), are computed using Numerical Weather Prediction (NWP) model temperature and humidity vertical profiles to simulate 6.2 µm, 7.3 µm, 13.4 µm, 11 µm, and 12 µm cloud free and overcast radiances and brightness temperatures. For the simulation of cloudy radiances black-body clouds were inserted successively on each RTTOV vertical pressure levels. The appropriate cloud top is chosen as the value that gives the best fit to the simulated radiances (for AVHRR only based on the 11 µm channel).

Concerning the clouds that are labelled as semi-transparent by the cloud type method, two different approaches have now been followed. For NOAA AVHRR data, a histogram-based method (first introduced by Inoue, 1985, and further developed by Derrien and LeGleau, 1988), utilising the brightness temperature differences in the two infrared channels at 11 µm and 12 µm, has been used. The final implementation in the SAFNWC software is outlined by Korpela et al. (2001). For MSG SEVIRI data, the so called H_2O/IRW intercept method (Schmetz et al, 1993) and the radiance ratioing method (outlined by Menzel et al.,1983) has been used. Both methods utilise linear relationships between radiances in one window channel and in one sounding channel to estimate the cloud top.

Concerning the final CM-SAF product, cloud top information is expressed in three different ways:

- Cloud Top Temperature (CTT), expressed in Kelvin.
- Cloud Top Height (CTH), expressed in meters.
- The Cloud Top Pressure (CTP), expressed in pressure coordinates (hPa).

It is worth pointing out here that CTH is defined as the mean cloud altitude relative to the ground level (given by the GTOPO30 digital elevation model) and not to the sea level!

The final daily and monthly average products are calculated by averaging the original algorithm output in 1 km resolution over 15x15 km grid sub-areas. Cloud-top temperature and height are averaged linearly while cloud-top pressure is averaged logarithmically. Generally, for all products such pixels where the retrieval failed for any reason are excluded from averaging. Figure 5 below gives an example of the CTH product for April 2004.

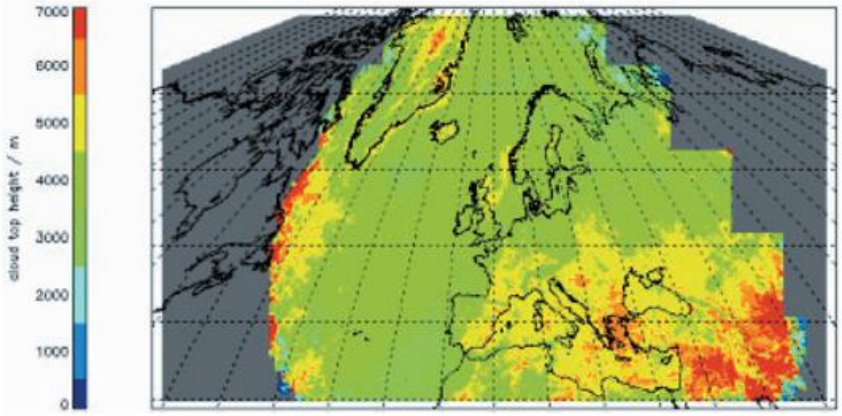


Figure 5 Example of the CTH monthly mean product for April 2004.

The accuracy of this product is still under investigation, mainly because of a great lack of ground-based measurements to compare with. Generally, the method applied to opaque clouds have been shown to give reasonable estimations (although generally underestimating cloud top heights) while the method applied the semi-transparent correction of cloud heights has been noticed to give results with very variable quality. The latter method applied to NOAA AVHRR data has also been shown to fail when treating complex situations with multi-layered clouds. In such situations, the product will not be defined.

3.4 Cloud Phase (CPH)

The present CPH product is based on a simple algorithm using only brightness temperatures measured at the infrared channel at 11 µm (T_{11}), i.e., a pure temperature interpretation approach is applied. This method is identical to the method used by the International Satellite Climatology Project (ISCCP, see Rossow and Schiffer, 1991).The cloud top is interpreted as consisting of pure ice particles if T_{11} is lower than 233 K and by water particles if T_{11} is higher than 260 K. In between, both cloud phases may co-exist (the mixed phase). The CPH product is given for each component in percent. The calculation of the average product is similar to the average cloud-type product as explained earlier.

Figure 6 below gives an example of the CPH product for the water cloud contribution for April 2004.

This product will be enhanced in the near future by adding a daytime algorithm linked with the radiative transfer calculations for retrieval of the cloud optical thickness product (COT - see next sub-section).

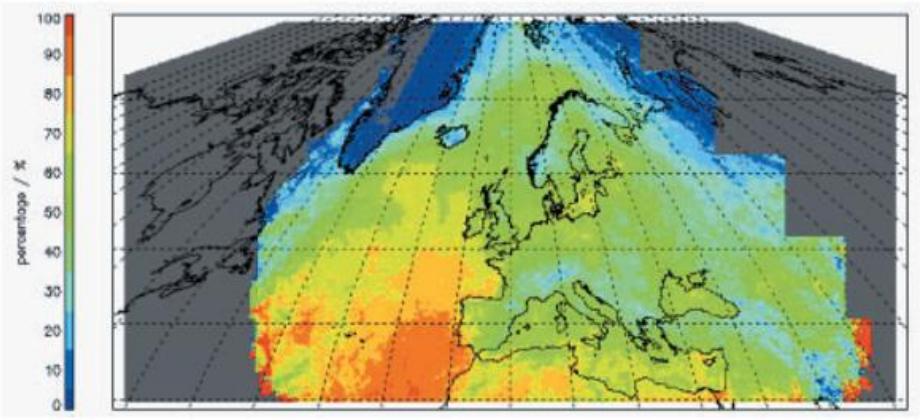


Figure 6 Example of the CPH monthly mean product for April 2004 showing the contribution from water clouds.

3.5 Cloud Optical Thickness (COT)

This product provides information on the Cloud Optical Thickness for pixels that are flagged cloudy by the cloud detection test (the cloud mask). The retrieval algorithm is based on 0.6 µm and 1.6 µm radiances of the NOAA AVHRR and MSG SEVIRI instruments. The algorithm retrieves also cloud droplet effective radius as an intermediate product.

The method to retrieve the cloud optical thickness utilizes solar reflected measurements at non-absorbing and absorbing wavelengths. The underlying principle of the method is that cloud reflectance at a non-absorbing channel in the visible wavelength region is primarily a function of the optical thickness, whereas reflectance at a water or ice absorbing channel in the near infrared is primarily a function of cloud particle size. By combining the information of non-absorbing and absorbing channels it is possible to retrieve the droplet effective radius and the cloud optical thickness. A Radiative Transfer Model (RTM), Spherical Harmonics Discrete Ordinate Model (SHDOM), is used to simulate cloud reflectance as a function of cloud optical thickness (Roebeling et al., 2001). With SHDOM (Evans, 1998) look up tables (LUT) of the top of the atmosphere reflectivity were generated for plane parallel clouds with different optical thicknesses, as a function of surface albedo, satellite zenith angle, solar zenith angle, relative azimuth angle and cloud thermodynamic phase. Because SHDOM is unstable for some cloud calculations it is being considered to replace these LUTs with Doubling-Adding KNMI (DAK) LUTs. The DAK radiative transfer model is developed for narrow band multiple scattering calculations at visible wavelengths in a homogeneous cloudy atmosphere (De Haan et al. 1987 and Stammes 2001).

Figure 7 below illustrates the LUT as resulting from the radiative transfer simulations for one specific viewing and illumination situation.

The final daily and monthly average product is calculated by logarithmic averaging of the original algorithm output in 1 km resolution over 15x15 km grid squares. Such pixels where the retrieval failed for any reason are excluded from averaging. Notice that the estimation of the COT product is possible only if visible imagery are available.

Figure 8 shows an example of the COT product for the month of April in 2004.

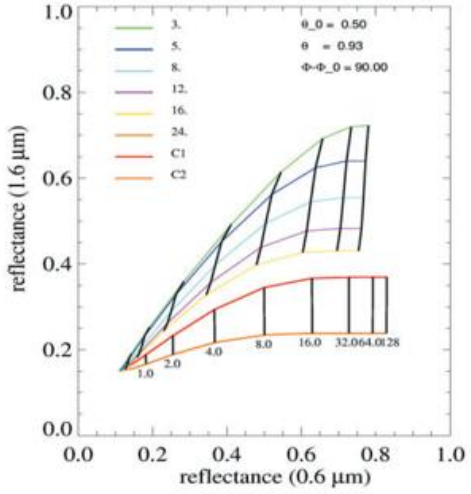


Figure 7 The relationship between reflectivity at 0.6 and 1.6 µm for various classes of optical thickness and effective radius. The simulations were done for water and ice clouds using a specific geometrical case $(\theta=40,\ \theta_0=30,\ \phi=30)$.

Validation efforts so far have not been possible due to lack of appropriate ground measurements. But through the relation with the cloud liquid water path product (CWP – see sub-section 3.6) it is anticipated that the relative accuracy should lie within 20 %. It must be mentioned that the accuracy of the COT product decreases at very high COT values (i.e., the visible measurement is less correlated with COT values at high reflectivities). However, the most serious weakness of this product in its current version is the inability to compensate accurately for varying surface reflectivities. This means that in cases of semi-transparent clouds overlying surfaces with high surface reflectivities (e.g., thin Cirrus over the Greenland ice sheet) the optical depth will be largely overestimated. Future versions of this product will include improved compensations for varying surface reflectivities by use of surface reflectivity maps.

Lastly, currently there is no dependency between the CPH and COT products, i.e., the CPH product is not used when deriving COT. Instead, an internal interpretation of cloud phase is used for COT extraction. Later versions of the CPH and COT products will be consistent with each other.

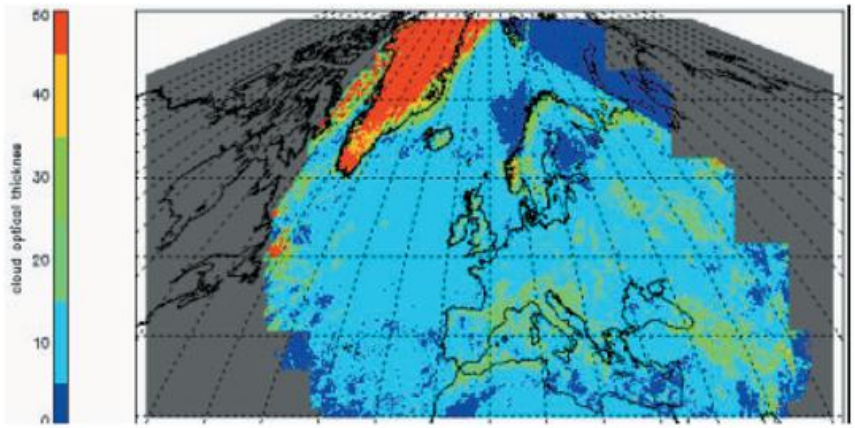


Figure 8 Example of the COT monthly mean product for April 2004.

3.6 Cloud Liquid Water Path (CWP)

The Cloud Liquid Water Path (CWP) product is calculated as a function of the Cloud Optical Thickness and the estimated droplet effective radius. Note that for the current version of the product the CWP product does not include contributions from ice water or water vapour.

The method uses reflected solar radiation measurements at non-absorbing wavelengths and at water absorbing near infrared wavelengths to determine the optical thickness and the effective radius of clouds droplets (Han et al., 1995). The cloud liquid water path (CWP) may be derived with the cloud optical thickness and the droplet effective radius estimates which are calculated from the 0.63 and 1.6 micron channel data. The cloud liquid water path (CWP) may then be derived using the following equation (Stephens, 1984):

$$CWP = \frac{2}{3}.COT \ .r_e.\rho_l$$

where ρ_l is the density of liquid water, r_e is the droplet effective radius of water particles, which is a function droplet size distribution. The effective radius retrieved from the satellite data is based on the cloud top reflectivity at 1.6 µm.

Currently the Cloud Ice Water Path is not an output product. However, in the CWP maps an estimate of the Cloud Ice Water Path is made by assuming an effective radius or 30 micron for the small ice crystals and an effective radius of 40 micron for the large ice crystals. For later product versions, work is foreseen to derive an Ice Water Path (CIWP) product in a more sophisticated manner

The final daily and monthly average product is calculated by linear averaging of the original algorithm output in 1 km resolution over 15x15 km grid squares. Such pixels where the retrieval failed for any reason are excluded from averaging. As for the COT product, CWP retrievals are only possible in daylight situations.

Figure 9 shows an example of the CWP product for the month of April in 2004.

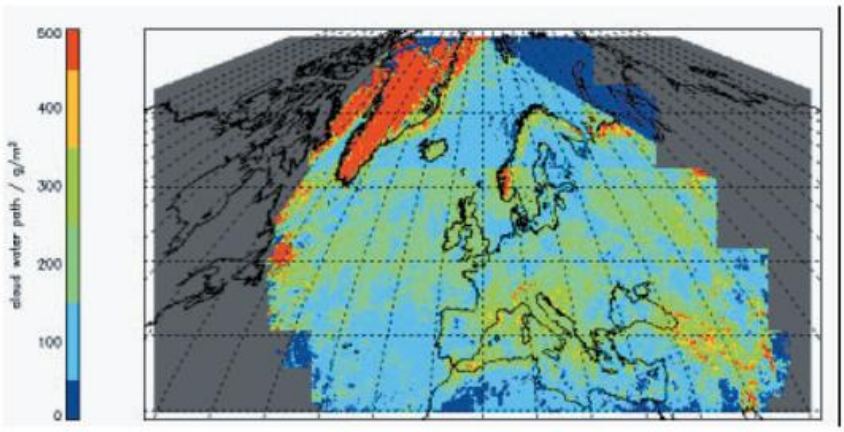


Figure 9 Example of the CWP monthly mean product for April 2004.

The CWP is calculated from COT and droplet effective radius (r_e) information. Consequently the errors in the retrieved COT and r_e will affect the CWP retrieval. This means that for clouds with COT > 50 the CWP retrievals will become less reliable. In addition, due to 3D cloud effects the droplet effective radius may be largely overestimated. The retrievals have shown that in these cases the CWP is largely overestimated. Recent validation activities based on ground based microwave radiometer measurements indicated a relative accuracy of 15 %.

4 Outlook for the future

During the period 2005-2007, some further development of cloud retrieval algorithms will take place (most of them already mentioned in previous sections). However, the most important goal is to make algorithms adapted for processing on a much larger geographical domain. By 2007 a system for running the polar satellite algorithms over the Inner Arctic region and the geostationary algorithms over the full MSG disk will be developed. Both these geographical areas are shown in Figure 1. This means that from the start of the Full Operations Phase of the Climate Monitoring SAF in 2007 climate products will be produced over this large geographical domain. To realise this, some effort is needed to guarantee the full access of the required data to achieve the desired geographical coverage. For example, a system for accessing and archiving NOAA HRPT data from several receiving stations at high latitudes is necessary in order to cover the inner Arctic region properly. On a longer time perspective (i.e., in the Full Operations Phase) cloud algorithms will be upgraded taking into account new approaches for improved cloud parameter retrieval. Revised results will be produced in connection to major reprocessing events.

References

De Haan, J. F., Bosma, P., and Hovenier, J. W., 1987: The adding method for multiple scattering calculations of polarized light, Astron. Astrophys., 183, 371-391.

Derrien, M. and H. LeGleau, 2003: SAFNWC/MSG SEVIRI cloud products, Proc. 2003 EUMETSAT Meterological Satellite Con ference, Weimar, Germany, 29 Sep – 3 Oct. 2003, EUM P 39, 191-198.

Dybbroe, A., Thoss, A. and Karlsson, K.-G., 2005: SAFNWC AVHRR cloud detection and analysis using dynamic thresholds and radiative transfer modelling – part I: Algorithm description, J. Appl. Meteor, Vol.44, No 1, pp. 39-54. (Paper 1)

Dybbroe, A., Thoss, A. and Karlsson, K.-G., 2005: SAFNWC AVHRR cloud detection and analysis using dynamic thresholds and radiative transfer modelling – part II: Validation, J. Appl. Meteor, Vol.44, No 1, pp. 55-71. (Paper 2)

Evans K.F., 1998: The Spherical Harmonics Discrete Ordinate, "Method for Three-Dimensional Atmospheric Radiative Trans fer", J. Atmos. Sci., 55, 429-446.

Eyre J., 1991, A fast radiative transfer model for satellite soundings systems. ECMWF Res.Dep.Tech.Mem 176. ECMWF, Reading, United Kingdom.

Han, Q., W.B. Rossow and A.A. Lasis, 1994: Near-Global Survey of Effective Droplet Radii in Liquid Water Clouds Using ISCCP Data, J. Climate, 7, 465-497.

Korpela, A., Dybbroe, A., and Thoss, A., 2001. Retrieving Cloud Top Temperature and Height in Semi-transparent and fractional cloudiness using AVHRR. NWCSAF Visiting Scientist Report. SMHI Reports Meteorology, 100, Available from SMHI, Folborgsvägen 1, SE-60176 Norrköping, Sweden.

Menzel, W.P., W.L. Smith and T.R. Stewart, 1983: Improved cloud motion wind vector and height assignment using VAS, J. Clim. Appl. Meteorol., 22, 377-384.

Roebeling R.A., D. Jolivet and A. Feijt, 2001: Cloud optical thickness and cloud liquid water path retieval from multi-spectral noaa-avhrr data, Proc. The 2001 EUMETSAT Meteorological Satellite Data User's Conference, Antalya, Turkey, 2001, 629-637.

Rossow, W.B. and R.A. Schiffer, 1991: ISCCP cloud data products. Bull. Amer. Met. Soc., 72, 2-20.

Saunders, R. W., Matricardi, M., and Brunel, P., 1999: An Improved Fast RadiativeTransfer Model for Assimilation of Satellite Radiances Observations. Quart. J. Royal Meteorol. Soc., 125, 1407.1425.

Stammes, P., 1994: Errors in UV reflectivity and albedo calculations due to neglecting polarisation, Proc. SPIE 2311, 227-235.

Stephens, G. L., 1984: The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models, Mon.Wea. Rev., 112, 826-867.

Schmetz, J., K. Holmlund, J. Hoffman and B.Strauss, 1993: Operational cloud motion winds from Meteosat infrared images, J.Appl.Meteor, 32, 1207-1225

The SAF on Climate Monitoring: Surface Radiation Products

R. Hollmann, R. W. Müller, A. Gratzki, T. Manninen, H. D. Behr

Introduction

Since the discussion about the human impact on the earth-atmosphere system, there is a considerable need to observe and characterise the current climate, including its inherent variability and extreme events. Emission of greenhouse gases, deforestation and desertification affects climate and its dynamics, both in the global and regional scale. The surface radiation budget and its components are key parameters for climate monitoring. A non-balanced radiation budget is the cause for atmospheric motions in different scales. The components of the radiation balance are influenced by the surface properties, the atmosphere and by energy transports between the ocean and the atmosphere.

Surface radiation budget parameters can be used to validate regional and global climate models, agrometeorological models and NWP models. They can be used to develop and improve parameterisations to be used in numerical models and to assist in the prediction of the future climate.

The provision of basic monitoring products will form the basis for value added services of NMSs towards key user communities such as government agencies, power supply industries, agriculture or water management. These value added services include the provision of climate atlases, monthly monitoring reports, regional expertise and information services and methods for dedicated applications. Especially for solar energy use, information concerning the distribution of the shortwave radiation components is very important. In the field of hydrometeorology surface radiation data are needed for computation of hydrological components, especially evaporation. In agrometeorology, the solar irradiance has a strong influence on the growing of plants. Improved agroclimatological charts and precise agrometeorological advice will be very helpful for individual farmers for planning purposes.

This article describes the products of the surface radiation budget of the Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM-SAF). Satellite Application Facilities (SAFs) are specialised development and processing centres within the EUMETSAT Applications Ground Segment. They complement the production of standard meteorological products derived from satellite data at EUMETSATs Central Facilities.

The next section gives an overview of the algorithms and needed input data sets, the section thereafter briefly describes the validation strategy and plans followed by first pre-processing results and initial comparisons with other data sets. The paper will end with conclusion and future work.

Algorithms and input data

The CM-SAF is using existent well validated algorithms to obtain the surface radiation budget (SRB). Four different components are derived independently but consistent, the surface solar incoming radiation (SIS), surface downwelling longwave radiation (SDL), surface outgoing longwave radiation (SOL) and surface albedo (SAL).

SIS is defined as the shortwave solar radiation flux reaching a horizontal unit earth surface in the 0.3-4 µm wavelength band, SDL as the thermal radiance from the atmosphere and the clouds reaching the ground surface in the 4-100 µm wavelength band and SOL is the thermal emission of the Earth's surface in the 4-100 µm wavelength band. All fluxes are expressed in Wm^{-2}. Fluxes will be calculated as the energy integrated over a certain period of time divided by this time length. For short wave fluxes, it must be noticed that a daily value in Wm^{-2} will represent the daily energy divided by 24 hours and not by the daylight duration. SAL is the ratio of the solar flux reflected from the Earth's surface to the surface incoming solar flux. It is expressed in percent.

From the individual components the net fluxes for longwave and shortwave as well as the surface radiation budget are derived. The net shortwave and longwave fluxes are defined as the difference between incoming and outgoing fluxes, and the total surface radiation budget is the sum of net shortwave and net longwave flux.

The surface radiation algorithms use CM-SAF cloud information as cloud mask, cloud top pressure and cloud type as input into the retrieval algorithms.

Surface albedo

The knowledge of the surface albedo is a prerequisite to calculate shortwave fluxes and the radiation budget. It is also an important parameter to monitor land surface changes.

The clear-sky fluxes measured by satellite are affected by atmospheric scattering and absorption, as well as by the bi-directional reflectance properties of the surface. The surface broadband albedo needs to be estimated using a narrow- to broadband conversion because the measuring channels of satellite instruments generally represent only a fraction of the solar short-wave spectrum. The surface albedo product can be determined as a reflectance that has been normalised to a common geometry. The following steps describe how the TOA (Top Of Atmosphere) reflectance is converted to hemispherical surface albedo and broadband albedo.

TOA reflectance to surface reflectance

Surface reflectance is computed from the TOA reflectance by removing the atmospheric distortions caused by molecular and aerosol scattering. The technique called SMAC (Simplified Method for Atmospheric Corrections) (Rahman et al. 1994) has been used here as for the radiative transfer model. The SMAC algorithm is very fast

and thus suitable for processing large image sets. The SMAC routines use satellite (spectral) dependent atmospheric coefficients and information on aerosol optical thickness, water vapour, ozone and surface pressure and the sun-satellite geometry for converting the TOA reflectance to surface reflectance.

BRDF corrections for surface reflectance

Viewing and illumination conditions are corrected using the BRDF (Bidirectional Reflectance Distribution Function) correction (Li et al. 1996). This method is based on a semi-empirical model of kernel driven type that was developed by Wu et al. 1995. The model, which is used here, has been developed for four land cover types including barren, cropland, forest and grassland.

Surface reflectance to surface albedo

The method presented by Roujean et al. 1992 is used for computing the surface albedo from surface reflectance data. BRDF coefficients, sun and satellite angles and surface type information are used. The model is based on a semi-empirical approach. Over snow covered areas, the BRDF corrected albedo is computed using the method presented by Manalo-Smith et al. 1998. This method is based on the use of analytic expressions for the BRDF function models, which were developed from empirical data.

Surface albedo to broadband albedo

A method presented by Liang 2000 is used for converting the narrowband albedo to broadband albedo. This method uses a second order polynomial with empirical regression parameters for computing the broadband albedo.

Normalisation of surface albedo

The broadband surface albedo is normalised to sun elevation angle of 60° before determining the weekly and monthly mean values, which then also correspond to the sun elevation angle of 60°.

Weekly and monthly composite

The weekly and monthly composite is derived by a linear average of all available surface albedo data.

Surface radiation fluxes

For the longwave surface fluxes the Gupta algorithm (Gupta et al. (1989, 1992)) was adapted. It is a parameterised model which requires information on the temperature profile of the lowest layers of the atmosphere, the water vapour profile and cloud base height information. All temperature and humidity information used in the surface flux retrieval as well as the surface albedo calculations are taken from Numerical Weather Prediction (NWP) models. In the operational CM-SAF processing the DWD NWP model GME is used. The cloud base height is determined from the satellite retrieved cloud top pressure, assuming a fixed cloud thickness of 50 hPa. This value has been taken from the climatology of Telegadas and London (1954) and is subject to change with a newer climatology.

To obtain the surface outgoing longwave flux the Stefan-Boltzmann equation with a surface dependent emissivity factor is used. The surface temperature is taken from NWP analysis data. In the future this might be replaced by satellite retrieved surface temperatures.

For the calculation of the surface incoming shortwave flux (SIS) an algorithm similar to the one developed by Pinker (e.g. Pinker and Laszlo, 1992) is used. The basic idea for the algorithm is that the relationship between the broadband (0.2-4.0 µm) atmospheric transmittance and the reflectance at the top of the atmosphere (TOA) can be described by state of the art radiative transfer models. With a radiative transfer model (e.g. LibRadtran (www.libRadtran.org), SHDOM (Evans, 1998)), the broadband atmospheric transmittance is calculated once in relationship to the broadband TOA albedo for a variety of atmospheric and surface states and stored in look-up tables. The actual computation of the surface irradiance involves two steps. First the broadband TOA albedo and the surface broadband albedo are determined from the satellite measurement. Then the atmospheric transmittance is determined from the TOA albedo together with information on the atmospheric and surface state from the pre-computed tables. To make this interpolation more time efficient and also take advantage of the inherent symmetries a modified Lambert-Beer (MLB) approach after Mueller et al. (2004) is used. Therefore it is only necessary to compute the SIS at two different sun zenith angles of 0° and 60°. For these angles a MLB relation is fitted and their values are stored and used in the interpolation to the measured sun zenith angle.

A critical part of the SIS algorithm are the aerosol climatology and the surface albedo background data. For the aerosol, model computed single scattering albedo, asymmetry factor and aerosol optical thickness are used. Both are taken from OPAC/GADS climatology (Hess et al. 1998, Koepke et al. 1997) or alternative from global aerosol model climatologies (e.g. Kinne, 2004, pers. communications).

In summary, input parameters into the SIS-algorithm are the broadband top of the atmosphere (TOA) albedo, solar zenith angle, surface albedo, cloud properties, aerosol and ozone data and the total water vapour content of the atmosphere. The broadband TOA albedo for the area covered by the MSG satellite, the surface albedo and the cloud properties are derived by other groups within the CM-SAF (see other CM-SAF articles in this report). All other input data are either from climatological data sets

(aerosol, ozone) or NWP-data (water vapour). The broadband TOA albedo for AVHRR is calculated using the narrow-to-broadband conversion from Hucek and Jacobowitz (1995) and the angular distribution models (ADM) from Suttles et al. (1988) for the conversion from radiances to.

Daily averages of longwave fluxes are derived by a linear average of all available data. The daily mean value of SIS is derived following the method by Möser (1983, described in Diekmann et al., 1988) by taking into account the diurnal variation of the solar incoming clear-sky flux.

Surface radiation product characteristics and examples

All surface radiation products will be provided as monthly means and, for MSG based products, also as monthly mean diurnal cycles. Additionally daily averages of shortwave fluxes and a weekly composite of the surface albedo will be available. Initially products will be based on locally received data from the polar orbiting NOAA satellites. The locally received data (receiving station Offenbach, Germany) do not cover the CM-SAF baseline area (30°N-80°N, 60°W-60°E) completely. Additionally a low number of daily NOAA overpasses affects the quality of the daily averages. Version 2 surface radiation products will additionally use data from the Meteosat Second Generation (MSG) satellite, which provides full disk images every 15 minutes and therefore allows a much better representation of the diurnal cycle and a better coverage of the CM-SAF baseline area. Version 3 products finally will combine NOAA and MSG data, using MSG data for mid- and low latitudes and NOAA data for higher latitudes outside the field of view of MSG. The spatial resolution of the surface radiation products is 15 x 15 km^2.

The pre-operational processing of NOAA-AVHRR data started in February 2004 and is changing into an operational system in 2005. As an example Figure 1 shows the monthly mean of land surface albedo in percent for July 2004. Plans are already available to include the sea ice albedo in one of the next versions. Figure 2 shows the monthly mean of land surface radiation fluxes for July 2004. The different spatial coverage for the shortwave and longwave fluxes is due to the fact that a minimum number of images per day is required for the calculation of daily averages, which is less frequently achieved for daytime overpasses.

Table 1 Selected stations for initial validation of surface radiation products

Station	Lat.	Long.	Available surface measurements
Carpentras (France)	44.05° N	5.03° E	SIS, SDL
Cabauw (Netherlands)	51.97° N	4.93° E	SIS, SDL, SOL
Lindenberg (Germany)	52.22° N	14.12° E	SIS, SDL, SOL, SAL
Payerne (Switzerland)	46.81° N	6.94° E	SIS, SDL, SOL, SAL
Sodankylä (Finland)	67.36° N	26.63° E	SIS, SAL

Validation of surface radiation products

The surface radiation products will be validated with all available measured surface data to ensure a good quality of the data. Surface radiation measurements from operational radiation networks as e.g. the radiation networks of the National Meteorological and Hydrological Services (NMHSs), from research stations (e.g. Lindenberg, Germany; Sodankylä, Finland) and from measurement campaign will be used. Intercomparisons with other satellite derived data sets are planned to estimate the range of uncertainty of satellite derived data, especially over areas where only a small number or no surface measurements are available as e.g. the Atlantic ocean and the African continent.

An important operational network is the Baseline Surface Radiation Network (BSRN, Ohmura, 1998), initiated by the World Climate Research Program (WCRP). BSRN measures, quality controls and archives high quality surface radiation measurements from dedicated stations around the world. In 2003, 35 stations were fully or partially operational.

Some of the BSRN stations and quasi-operational surface sites have been selected as target stations (Table 1) for an initial validation of surface radiation products.

Initial validation results for instantaneous surface fluxes

Two reference months, June 2003 and October 2002, and the pre-operational months March and April 2004 have been selected for a first validation study using CM-SAF cloud data from the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) onboard the polar-orbiting NOAA satellites. For this study, data from single satellite images (instantaneous data) were compared with surface measurements.

The CM-SAF aims at a target accuracy of 10 W/m² for SIS, SDL and SOL monthly mean values.

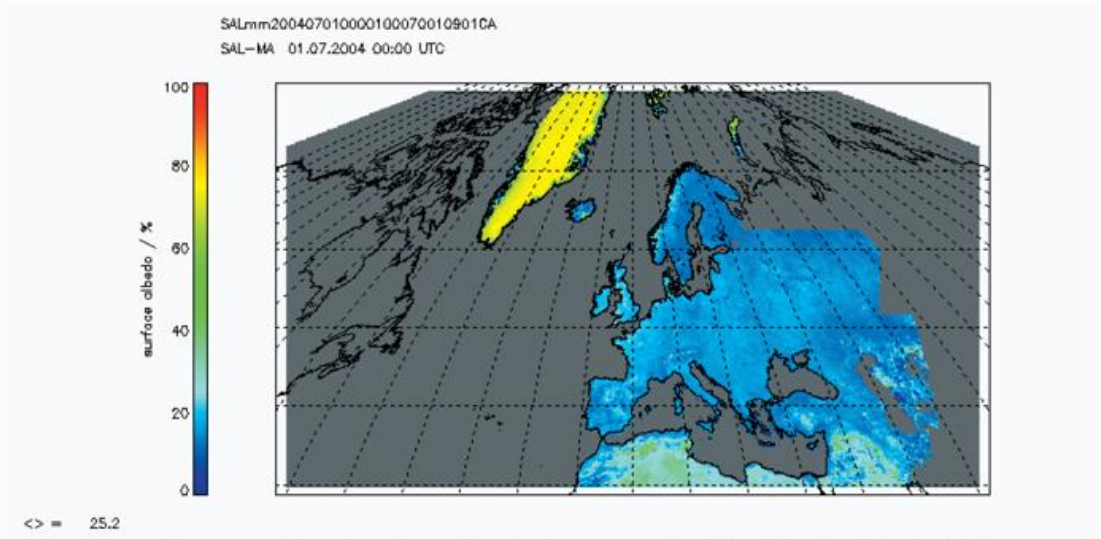


Figure 1 Monthly mean of land surface albedo in percent for July 2004 for the CM-SAF area based on NOAA-AVHRR data.

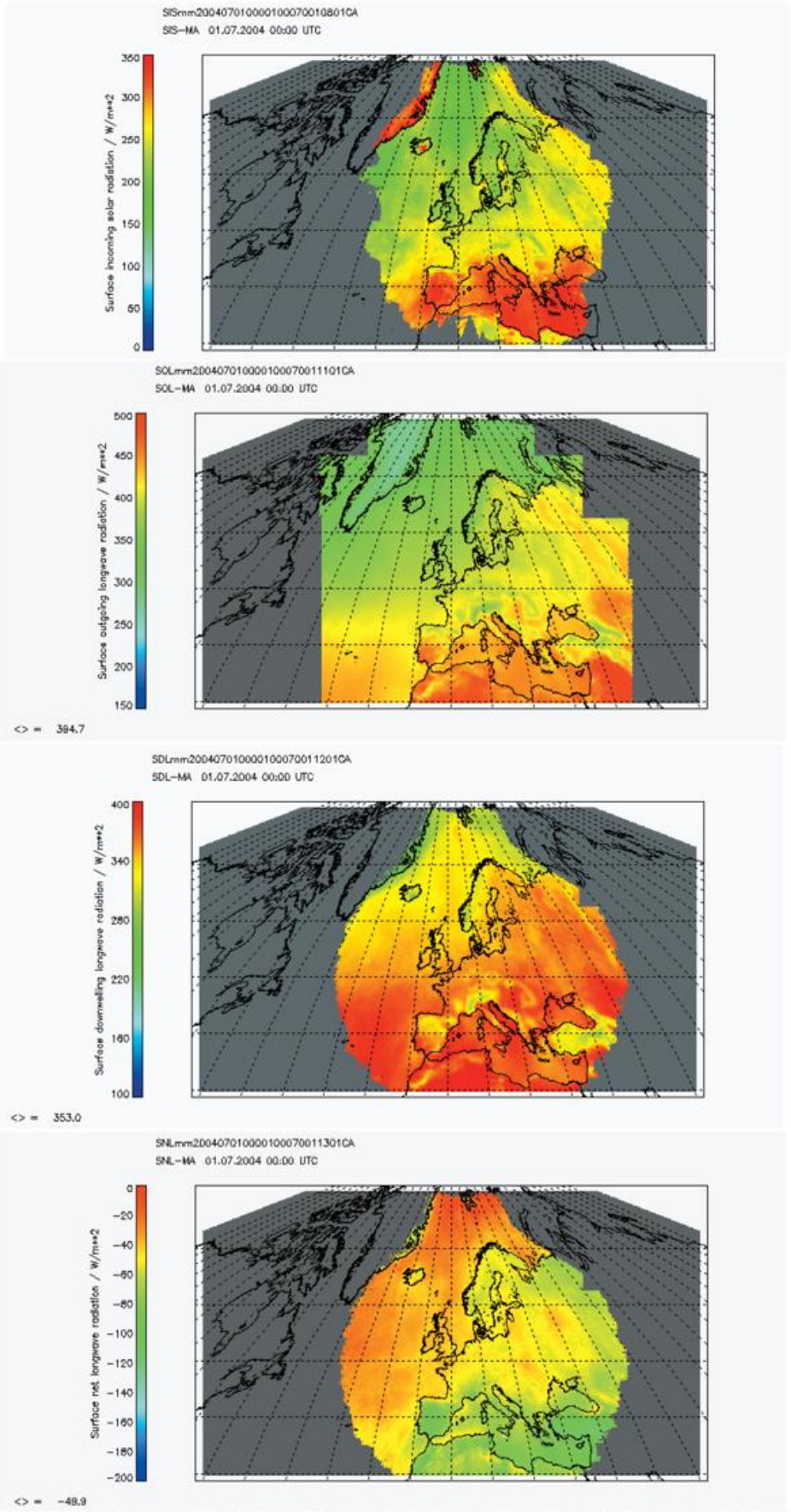


Figure 2 Monthly mean of surface radiation products in W/m² for July 2004 for the CM-SAF area based on NOAA-AVHRR data. Surface incoming solar radiation (top), downwelling longwave radiation (second), outgoing longwave radiation (thirt) and net longwave radiation (bottom).

The selection of the definition was based on expected accuracy's needed for the regional climate analysis and regional climate monitoring (Suttles and Ohring, 1986). In this context the target accuracy is an important benchmark for the usability of the data products.

The validation is done as follows: for each instantaneous overpass an area of 15 by 15 pixels corresponding to about 15 x 15 km² symmetrically around the surface site has been extracted from the satellite derived data and their statistics was computed. The surface measurements are available in different temporal resolutions from hourly mean values down to one minute averages, thus the decision was taken to average all surface data within one hour and compare this to the satellite spatial mean as described above. All measurements were taken and the monthly mean values have been calculated and compared. The results of the comparison are shown Table 2 for SDL, in Table 3 for SOL and finally in Table 4 for the shortwave fluxes.

The validation of the instantaneous satellite derived vs. hourly averaged surface measurements of the longwave components shows a good agreement which is close to (SDL) or within (SOL) the target accuracy of 10 W/m² for monthly means with some exceptions (Table 2, Table 3).

Table 2 Validation results for SDL for different surface sites and months. Given is the mean difference in W/m² (and in percentage of the in-situ monthly mean) of satellite estimate minus measurement value.

Station	Oct. 2002		Jun. 2003		Mar. 2004		Apr. 2004	
Carpentras	-14.2	(-4.1 %)	–8.1	(-2.1 %)	-17.2	(-6.0 %)	-24.0	(-7.7 %)
Cabauw	-14.0	(4.4 %)	–11.6	(-1.0 %)	-9.5	(-3.1 %)	-	-
Lindenberg	-3.7	(-1.2 %)	8.2	(2.4 %)	-2.8	(-1.0 %)	10.6	(3.6 %)
Payerne	-15.4	(-4.9 %)	–14.1	(-3.9 %)	-27.5	(-9.5 %)	-26.9	(-9.0 %)
Average	**-11.9**	**(-1.5 %)**	**–5.5**	**(-1.2 %)**	**14.3**	**(-4.9 %)**	**-13.4**	**(-4.3 %)**

The water vapour amount as well as the surface temperature is provided by the NWP analysis which might be an error source for specific regions. More specific, the results for SOL in Payerne (Table 3) are supporting this with the comparable high bias with

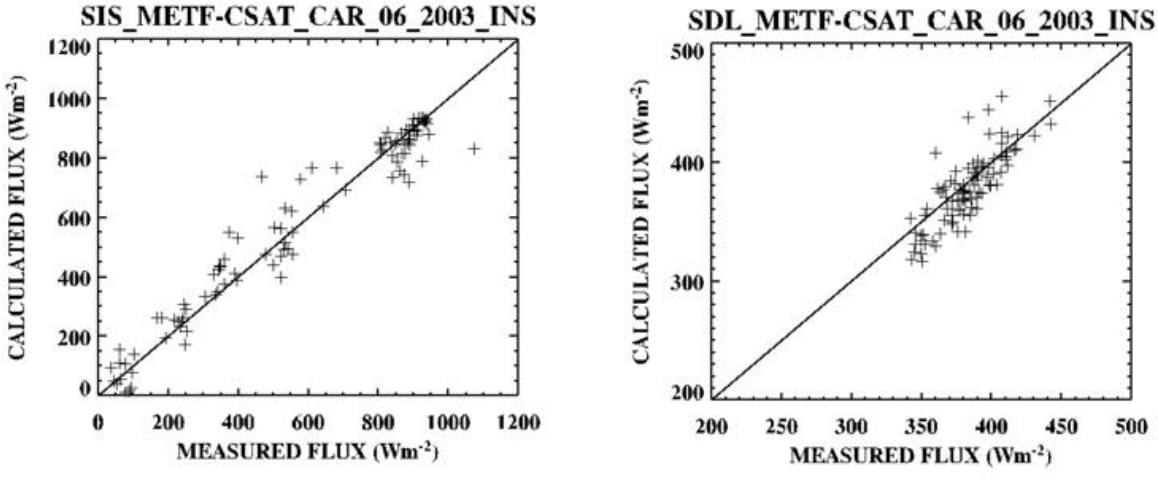


Figure 3 Scatter diagram of SDL (left) and SIS (right) in W/m² derived from satellite and surface measurements for June 2003 for Carpentras

respect to the other months. As the surface temperature is also necessary for the SDL processing, it is clear, that we observe in this case also a large underestimation for this month. The reasons for the biases have to be analysed in more detail, which is in progress. E.g. it has to be investigated, whether the increase of the SOL bias might be due to snow events or other local anomalies, which leads to an erroneous surface

temperature in the NWP analysis for this region. SOL is only measured at three of the six sites and has always the problem of representativeness for larger spatial areas as the outgoing longwave flux is observed two meters above the surface.

General sources of error for the longwave fluxes are the used emissivity map which is set constant with time at the moment and not changing with seasons. Also elevation effects (resulting from a different spatial resolution of the NWP and satellite data) are not taken into account, which may explain some of the higher biases for Payerne with its elevation of 600 m MSL.

The SIS results are encouraging but some months and stations (e.g. Cabauw and Payerne stations in March 2004) show larger biases(Table 4). The scatter diagram (Figure 3) shows some scattering, but part of the scattering could be due to the fact that hourly surface point measurements are compared to satellite values representing a larger spatial area but are a snapshot in time.

At the moment no winter month has been processed, where very bright snow covered surface will be a critical point for the SIS derivation as well as for good cloud detection. Of general interest for the quality of SIS will be the selection of appropriate aerosol information.

Table 3 Results of validation for SOL for different surface sites and months. Given is the mean difference in W/m² of satellite estimate minus measurement value.

Station	Oct. 2002	Jun. 2003	Mar. 2004	Apr. 2004
Cabauw	-2.2	0.7	-6.5	-
Lindenberg	-3.0	2.1	1.0	1.2
Payerne	13.8	10.0	-27.8	-24.4
Average	**0.8**	**4.3**	**-11.1**	**-11.6**

Table 4 Results of validation for SIS for different surface sites and months. Given is the mean difference in W/m² (and in percentage of the monthly mean) of satellite estimate minus measurements.

Station	Jun. 2003		Mar. 2004		Apr. 2004	
Carpentras	5.8	(1.0 %)	0.3	(0.1 %)	-22.4	(-5.3 %)
Cabauw	14.8	(2.9 %)	18.8	(8.2 %)	-	-
Lindenberg	10.8	(2.4 %)	-6.6	(2.9 %)	-11.0	(-3.0 %)
Payerne	17.3	(3.2 %)	21.9	(8.8 %)	-8.8	(-2.4 %)
Average	**12.2**	**(2.4 %)**	**8.6**	**(3.6 %)**	**-3.0**	**(-3.6 %)**

At all, the validation of the first results of the processing indicates that the target accuracy can be achieved. It is important to note that the derived biases can not be transferred one-to-one to monthly or daily means, because of the averaging process. In this context the percentage biases are the relevant quantities. They are comparable small demonstrating the usability of the SIS products for climate monitoring purposes.

Initial validation of land surface albedo

Several activities have been performed so far to check the quality of the satellite derived surface albedo values, including the comparison against other surface albedo data sets for the month of June 2003. The temporal variation of the surface albedo and the accuracy of the albedo value were checked using mast measurements of radiation data from various latitudes to maximise the seasonal differences (Cabauw, Payerne, Sodankylä). Figure 4 shows the comparison of measured surface albedo values against satellite derived values at the research facility in Sodankylä. The basic level of the AVHRR albedo value is about the same as that of the mast measurements. There is one clearly larger overestimate, which turns out to be a misclassified cloud. According to the mast radiation measurements the albedo product relative accuracy is of the order of 5 % even with slight cloud misclassification. On the other hand seriously cloudy data will deteriorate the relative accuracy to about 20%.

Since only one month of data was available for validation the results can naturally give just a first impression of the quality. The whole seasonal variation will be studied in the future to ensure the quality of the albedo product. It is also essential to carry out field campaigns to get well calibrated validation data from larger areas than just single pixels. A dedicated campaign to validate surface albedo values over snow covered areas took place in April 2004 in Sodankylä, Finland.

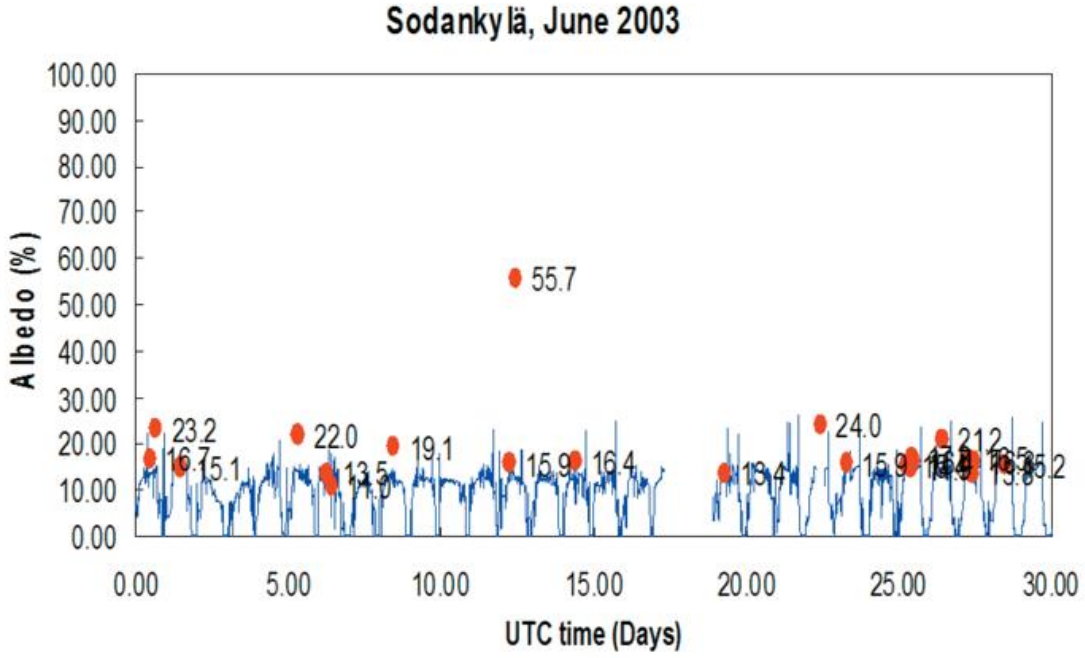


Figure 4 Broad band albedo calculated from the short wave global downward and reflected radiation measured at 45 m above ground at Sodankylä mast in June 2003 with 10-minute integration time (shown as solid blue line). The corresponding broadband values calculated from NOAA-AVHRR-data are shown as red discs.

Conclusion and outlook

Currently, global trends cannot be projected to regional scales (e.g. Dorn et al. 2003) which in reverse emphasises the importance of high spatial and temporal resolution data products to have an appropriate regional climate monitoring and analysis. Better understandings of the processes involved in regional climate change are important for the understanding of the climate system. Therefor the monitoring of radiative forcing of the atmosphere in high spatial and temporal resolution is of great importance for the analysis and understanding of climate dynamics and its changes. The CM-SAF with its products is aiming at this to provide the user with such a high quality data-set. In February 2004 the CM-SAF started the pre-operational processing of NOAA-AVHRR data to derive the products for the target area in Europe. This paper describes the algorithms which are used to derive surface radiation budget products on high spatial scale of 15 x 15 km². First results of the ongoing validation with selected sites have been shown.

For all components of the surface radiation budget the validation results are encouraging and indicate that the targeted accuracies on monthly mean scales can be reached. Individual flux cases with higher differences to surface measurements need further critical investigation. As the quality of the surface albedo is largely determined by the quality of the cloud detection this quantity has to be studied carefully.

The validation demonstrates the potential of the radiation algorithms to retrieve radiation products usable for climate monitoring and analysis of regional climate change. Several algorithm improvements are currently in progress, aiming to improve the data accuracy. An operational continuous validation and product monitoring will provide a homogenous and consistent product with high quality.

Generally, one has to take into account that with the overpasses of AVHRR providing a poor temporal coverage during the day is an important source of errors. With the use of all new features of the Meteosat Second Generation satellite in 2005 it is expected that the statistics will improve and it is expected that the biases especially of SIS will be reduced.

Further development of the surface albedo product shall include, for example, adding the sea ice albedo estimation algorithm, taking topography into account in mountainous areas and developing the snow albedo estimation algorithm top suit better for forested areas. For this purpose a more extensive field campaign including POLDER (POLarisation and Directonality of the Earth's Reflectances) instrument data acquisition is planned in the future as a common effort of the Finnish Meteorological Institute, which is responsible for the surface albedo product in the CM-SAF and Météo-France, involved in the Satellite Application Facility on Land Surface Analysis (LSA-SAF). Potential additions to the surface fluxes are the separation of clear sky from cloudy sky fluxes to allow determination of cloud radiative forcing, the provision of direct and diffuse solar components and spectrally resolved radiation including PAR (Photo synthetically Active Radiation) and of radiation fluxes within the atmosphere.

Acknowledgements

The surface radiation data have been kindly provided by the Swiss Meteorological Service (MeteoSwiss), Alfred Wegener Institute (Germany), Deutscher Wetterdienst, KNMI, Météo-France. We thank Arne Kylling (NILU) and Bernhard Mayer (DLR) for providing the LibRadtran RTM package. LibRadtran is available from http://www.libradtran.org. We thank Frank Evans for providing SHDOM. We are grateful to VTT for participation in the SAL product development.

References

Diekmann, F.-J. et al., 1988: An operational estimate of global solar irradiance at ground level from METEOSAT data: results from 1985 to 1987. Meteorol. Rdsch., 41, 65-79.

Dorn, W., Dethloff, K., Rinke, Roeckner, E., Competition of NAO regime changes and increasing greenhouse gases and aerosols with respect to Arctic climate projections. Climate Dynamics 21, 447-458, 2003.

Evans, K. F. The spherical harmonics discrete ordinate method for three-dimensional atmospheric radiative transfer. J. Atmos. Sci. 55, 429-446, 1998.

Gupta S. A parameterization for longwave surface radiation from sun-synchronous satellite data. J. of Climate 2, 305-320, 1989.

Gupta S et al. A parameterization for longwave surface radiation from satellite data: recent improvements. J. of Appl. Meteorol. 31, 1361-1367, 1992.

Hess, M., Koepke, P., Schult, I. Optical properties of aerosols and clouds: the software package OPAC. Bull. Amer. Meteor. Soc. 79, 831-844, 1998.

Hucek, R., Jacobowitz, H. Impact of scene dependence on AVHRR albedo models. J. Atm. Oceanic. Technol. 12, 697-711, 1995.

Koepke, P., Hess, M., Schult, I., Shettle, E. Global aerosol data set. Technical Report 243, MPI Meteorologie, Hamburg, 1997.

Li, Z., Cihlar, J., Zheng, X., Moreau, L., Ly, H., 1996. "The Bidirectional Effects of AVHRR Measurements over Boreal Regions". IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol 34, No 6.

S. Liang, "Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: I Algorithms", Remote Sensing of Environment, 76, 213 - 238, 2000.

Manalo-Smith et al., 1998. Analytic forms of bidirectional reflectance functions for application to earth radiation budget studies. Journal Geophysical Research, Vol.103,No.D16

Möser, W.: Globalstrahlung aus Satellitenmessungen. Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Köln 1983.

Mueller, R., Dagestad, K.F., Ineichen, P., Schroedter-Homscheidt, M., Cros, S., Dumortier, D., Kuhlemann, R., Olseth, J.A.,

Piernavieja, G., Reise, C., Wald, L., Heinemann, D. Rethinking satellite-based solar irradiance modelling: The SOLIS clear sky module. Remote Sensing of Environment 91, 160-174, 2004.

Ohmura, A. et al. Baseline surface radiation network (BSRN/WCRP): new precision radiometry for climate research. Bull. Amer. Meteor. Soc. 79, 2115-2136, 1998.

Pinker, R.T., Laszlo, I. Modelling surface solar irradiance for satellite applications on a global scale. J. Appl. Meteor. 31, 194–211, 1992.

Rahman, H., Dedieu, G., "SMAC: a simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum". International Journal of Remote Sensing, Vol 15, No.1, 123 – 143, 1994.

Roujean, J-L., Leroy, M., Deschamps, P-Y., 1992. "A Bidirectional Reflectance Model of the Earth's Surface for the Correction of Remote Sensing Data". Journal of Geophysical Research, Vol 97, No. D18.

Suttles, J. T. and G. Ohring (editors): Surface radiation budget for climate applications, NASA RP-1169, Washington, D.C. 132pp, 1986.

Suttles, J.T., Green, R.N., Minnis, P., Smith G.L., Staylor, W.F., Wielicki, B.A., Walker I.J., Young D.F., Taylor, V.R. and Stowe, L.L. Reflected radiation. Vol.1, angular radiation models for the earth atmosphere system. NASA Reference Publication 1184, 1988.

Telegadas K., London J. A. physical model of the northern hemisphere troposphere for winter and summer. Scientific Rep 1; Dept of Meteorology and Oceanography, New York University, 1954.

Wu, A., Li, Z., Cihlar, J., 1995, "Effects of land cover type and greenness on AVHRR bidirectional reflectances", Journal of Geophysical Research, Vol 100.

The SAF on Climate Monitoring: Radiative fluxes at the Top Of the Atmosphere

S. Dewitte

Introduction

The climate on earth is determined by the energy budget at the Top Of the earth's Atmosphere (TOA). The energy budget is formed by three terms: the positive (heating) term of incoming solar radiation, the negative (cooling) terms of reflected solar radiation and emitted thermal radiation. The sum of the three terms has to be zero to have a stable climate. A time consistent change in any of the three terms will be a driver for climate change.

The term of incoming solar radiation has been monitored from space since 1978. The Royal Meteorological Institute of Belgium currently contributes to these measurements by the most stable long term measuring solar radiometer, DIARAD/VIRGO, active since 1996. With DIARAD/VIRGO, in a few years time we will reach the limit of detectability of the long term trends (longer then an 11 year solar cycle) of total solar irradiance that are the most relevant for climate changes. For the future the combination of instrument stability and long term measurements with several instruments have to be maintained.

The terms of reflected solar radiation and emitted thermal radiation are closely linked to the presence of clouds in the atmosphere and therefore they have high variability in space and in time. High spatial resolution observation have been made from low earth orbit satellites since 1985 with the ERBE, ScaRaB and CERES instruments. Sampling from low earth orbit satellites provides basically only two measurements per day for a given location on earth, which is not enough to sample the diurnal cycle of radiation in the presence of variable cloudiness. As a result, the time sampling is the major limitation to the accuracy of monthly mean measurements from instruments like CERES. High time resolution has been added by measurement from a geostationary orbit with GERB in 2003. This solves the problem of time sampling, albeit for a limited part of the globe (currently the region viewed by the European meteorological satellite MSG).

The main limiting factor for the accuracy of instantaneous high resolution CERES or GERB measurements is the use of an Angular Dependency Model (ADM) to convert a measured radiance into a radiative flux. On a monthly mean time basis, GERB is more sensitive than CERES to this error, because for a given region on earth, the GERB viewing zenith angle is fixed, while it is variable for CERES. As a result ADM errors become systematical regional errors for GERB, while they are random errors which are removed by time averaging for CERES.

Within the Climate Monitoring, we derive the radiative fluxes with high time and space resolution within the region covering the MSG disc and the inner Arctic circle (see fig.1). The incoming solar radiation is calculated from the DIARAD/VIRGO measurements. The reflected solar radiation and the emitted thermal radiation are determined from a combination of GERB and CERES measurements. Within the

MSG disc we use GERB measurements to benefit from their high time resolution. The GERB fluxes are validate by comparison with CERES to verify if they suffer from systematic ADM errors. In the inner Arctic circle we use CERES measurements. In this region GERB measurements are not available, and the time sampling of CERES is improved, because a polar satellite has more than 2 passes per day over the poles.

CM-SAF algorithm and products

Within the CM-SAF project, we produce the monthly mean, the daily mean and the monthly mean diurnal cycle of the top of the atmosphere (TOA) flux radiations. Theses means are computed for three physical quantities participating in the TOA radiation budget, namely: the TOA Incoming Solar flux (TIS) (Fig. 1a), the TOA Emitted Thermal flux (TET) (Fig. 1b) and the TOA Reflected Solar flux (TRS) (Fig 1c).

As seen in Figs 1., the means are presented for an area mainly covering Europe and Africa. This area is comprised in latitude between 0° North and 60° South and in longitude between 60° West and 60° East. Furthermore the results are given on a Sinusoidal Equal –Area grid of 445 x 890 pixels, corresponding to a resolution of 45 km.

To obtain the three radiation fluxes, we complementary use three different sources of data. While the TIS product is directly computed from pre-existing Total Irradiance measurements, the TET fluxes and the TRS ones are produced by merging retreated data coming from CERES and GERB experiments. Hereafter, we will only focus on the latter two products.

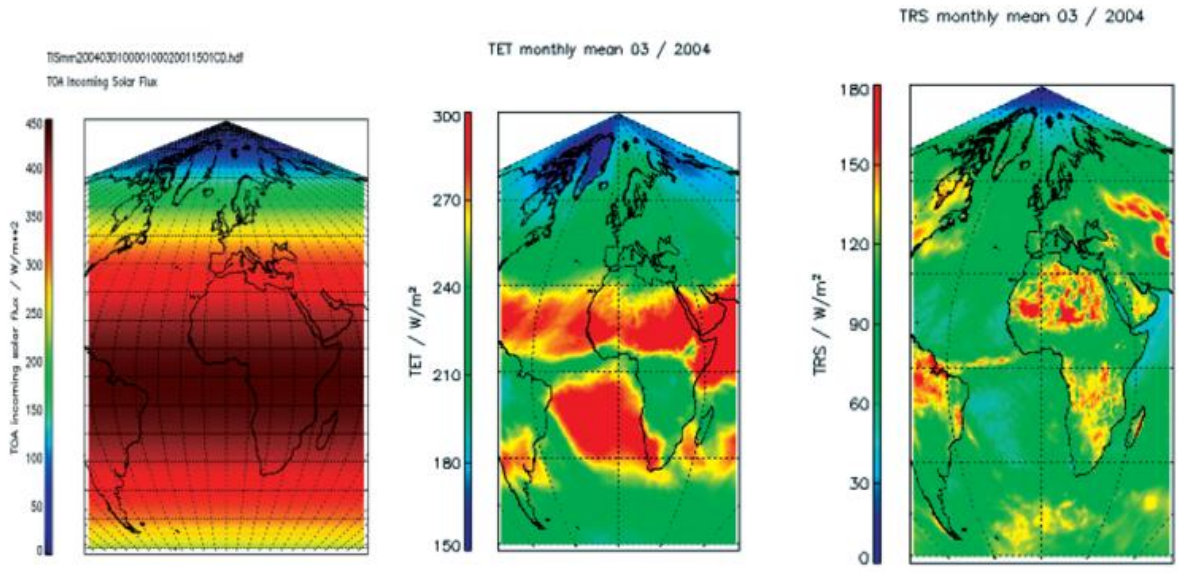


Figure 1 from left to right : monthly mean for the TOA Incoming Solar Flux (a), for the TOA Emitted Thermal Flux (b), for the TOA Reflected Solar Flux (c) as given in CM-SAF products. (images from http://www.dwd.de/en/FundE/Klima/KLIS/int/CM-SAF/products/index.htm)

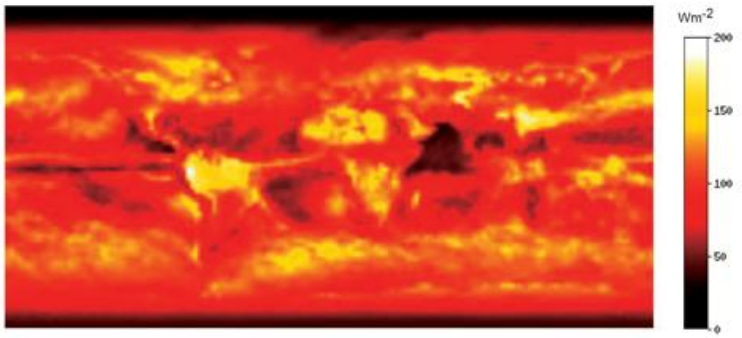


Figure 2 Monthly Mean March 2004 for TRS data of CERES experiment

The CERES (ES9) data are measured on an American polar satellite (Terra or Aqua) and therefore they cover the whole Earth. As they are given as final products already averaged on a rectangular grid, we only perform a geometrical transformation to match them to the CM-SAF grid before the merging with the GERB data. In Fig.2, we give an example of the TRS product for the monthly mean of March 2004.

The GERB data are measured with an instrument located on the MSG satellite. These data therefore mainly cover Africa and Europe. Thanks to the fact that MSG satellite is a geostationary one, we have a measurement of the viewed disc every 15 minutes. In Fig. 3, we give an example of a sequence of measurement in March 2004 for the TRS flux.

The processing of the GERB data before the merging is more complex than that of the CERES data as explained above. The first step consists of a geometrical transformation of the data to match them to the CM-SAF grid. During this step, if an image is missing we replace it by the equivalent image simulated from the MSG imager. The second step is an average of the images to obtain an hourly sequence. This operation is performed thanks to a simple integration scheme to take into account the real acquisition time of each pixel. An hourly image is thus computed from the four images within the time interval, the previous one (fifteen minutes before the considered hour) and the following one (fifteen minutes after the considered hour), see Fig. 4.

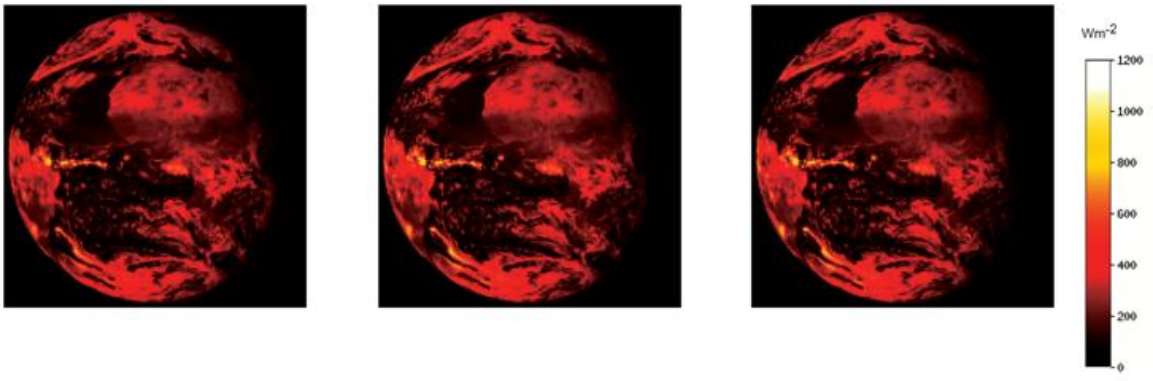


Figure 3 sequence of GERB measurements of TRS flux, 10th March 2004. From left to right: 14:15, 14:30 and 14:45.

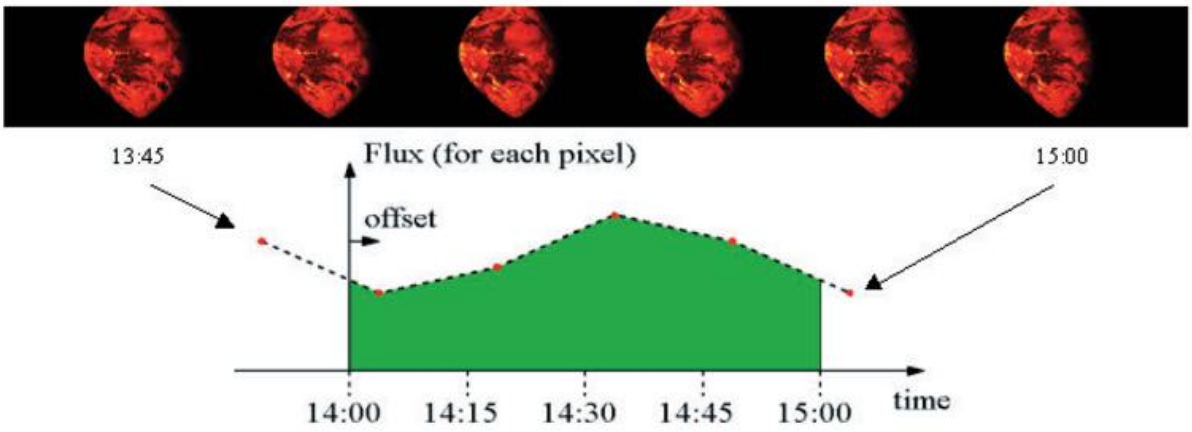


Figure 4 Integration scheme of the fifteen minutes image sequence to obtain an hourly image. The offset corresponds to the real acquisition time of the pixel. The final value is the area of green surface divided by one hour.

This procedure is applied if the number of images within the interval is greater than two, otherwise a copy of the unique image (or nothing) is done.

At this stage we have an hourly sequence of images covering a whole month. From this sequence we respectively produce the daily mean, the monthly mean diurnal cycle and the monthly mean of the GERB data by averaging all the images of a day, all the images of an hour in the day, or all the images of the monthly mean diurnal cycle.

The next step is the merging of CERES and GERB data according to a linear interpolation. For GERB viewing zenith angles below 70°, we only take the values coming from GERB data. Between 70° and 80° (in viewing angles) we linearly average GERB and CERES data according to the viewing angle. Above 80° we only pick up the CERES data. This is equivalent to adding the images shown in Fig 5b. For comparison we show in Fig 5a the original images and in Fig 5c the final results.

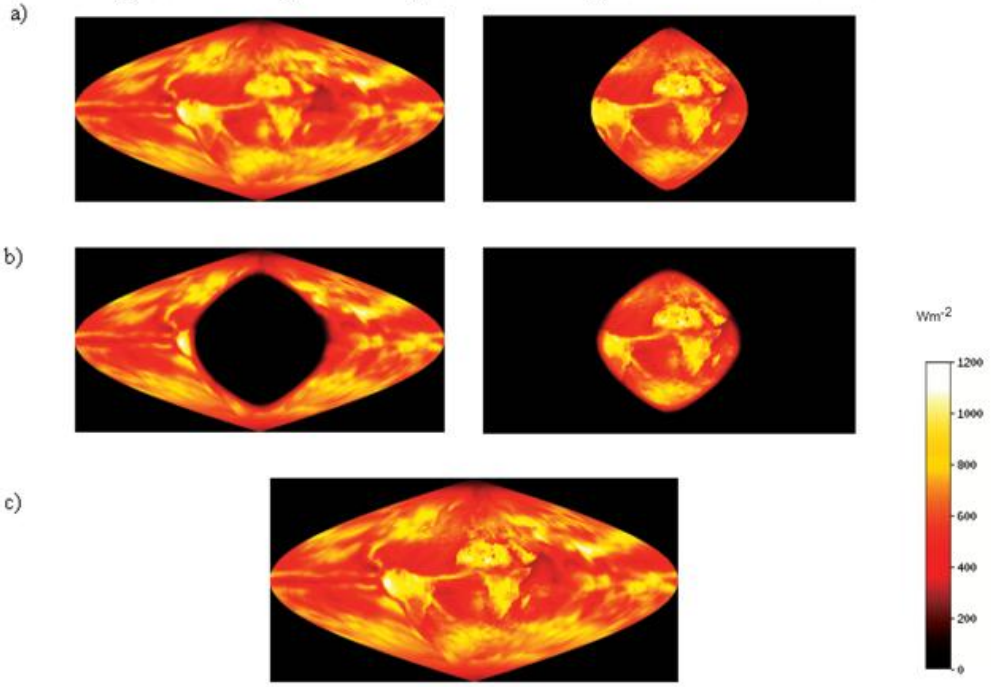


Figure 5 From top to bottom: original images (CERES left - GERB right), masked images and final image

The final step is then to extract the CM-SAF area from the different images and to write it in HDF5 format like the other products of the CM-SAF.

One should notice that due to the definition of the CM-SAF area (see above), we mainly present data coming from the GERB experiment. The CERES ones are only used to supply them in the Arctic region where the GERB instrument cannot provide measurements due to its location.

Data Quality

The CM-SAF TOA radiative fluxes are a merged product (level 3), produced from the single satellite products (level 2) of GERB and CERES. The data quality of the merged product depends on the quality of the level 2 input products. The level 2 single satellite products from GERB and CERES are produced from the basic radiance measurements (level 1) in the GERB and CERES processing chains respectively.

The GERB level 2 products are still under validation by the GERB team, and they are not yet officially released for scientific use. The most powerful validation of the GERB data is obtained by instantaneous comparison with CERES data.

Comparison of coangular GERB and CERES radiances allows the validation of the GERB calibration. Averaged over all scenes, the GERB and CERES radiances agree within their target accuracy of 1% for the reflected solar radiance and 0.5% for the emitted thermal radiance. Detailed scene by scene comparisons reveal scene type dependent discrepancies between GERB and CERES, which can be attributed to uncertainties in the knowledge of the GERB shortwave spectral response. The worst discrepancy is obtained over clear sky ocean, where the GERB reflected solar radiance is 7% lower than the CERES one. The GERB team intends to make new spectral response measurements on a spare detector to reduce these discrepancies.

Comparison of non co-angular GERB and CERES fluxes allows the validation of the GERB ADM's.

For the emitted thermal fluxes (TET), the comparison shows that on the monthly mean time scale the GERB fluxes are accurate within the target RMS accuracy of 5 W/m^2 over most of the MSG disc. Exception are fluxes near the limb (which are removed in the CM-SAF processing) and during daytime over the desert regions of the Sahara and the Arabian peninsula. It is intended do derive a correction of the daytime desert longwave ADM's by intercomparison of non co-angular TET estimates from Meteosat-5 and Meteosat-7.

For the reflected solar fluxes (TRS), a full validation of the fluxes will only be possible after solving the spectral response problem for the TRS radiances.
The release of validated GERB data is expected in 2005.

For CERES in the Arctic circle, we currently use the so-called ERBE like ES-9 product. The ADM accuracy on a monthly mean timescale in the polar regions of the ERBE-like products can be estimated from a study using Nimbus-7 data in June

1979. For the TET it is within +/- 1 W/m^2. For the TRS in summertime the albedo accuracy is within +/- 2% compared to an average albedo around 65% near the North Pole. When they will become operationally available, we plan to switch to CERES products which use more advanced ADM's, which should improve the CERES products accuracy.

Conclusions

Within the CM-SAF, we derive the three terms of the radiation budget at the top of the atmosphere. The term of incoming solar radiation is calculated from DIARAD/VIRGO measurements. The terms of reflected solar radiation and emitted thermal radiation are estimated from GERB over the MSG disc and from CERES over the inner Arctic circle. The accuracy of the CM-SAF products depends on the used input products. Final accuracy estimates will be given when validated GERB products and advanced CERES monthly mean products become available.

The SAF on Climate Monitoring: The Humidity Composite Product

J. Schulz , N. Selbach

Introduction

Water vapour has a threefold importance within the Earth climate system. Through condensation and associated latent heat release it provides much of the energy for driving the atmospheric circulation. Water vapour also strongly modulate the transfer of radiation within the atmosphere and has therefore its role as the dominating greenhouse gas constituting one of the largest positive feedbacks amplifying an initial warming caused by anthropogenic greenhouse gases. Finally, the water vapour component of the hydrological cycle is goverened by fast climate processes including evaporation, cloud formation, precipitation and others. Water vapour plays an integrating role among these processes. The time scale fundamental to the hydrological interaction of the Earth System components is that of the atmospheric cycle which is about 10 days. This time represents the whole cycle from evaporation, transport of water vapour to its sink in precipitating weather systems.

Measuring water vapour in the atmosphere has always been difficult because the volume of water vapour molecules per volume of total air or the mixing ratio has to be determined. Horizontally the mixing ratio varies one order of magnitude at the surface between the tropics and the poles. Vertically the variation spans over four orders of magnitude from the surface to the lower stratosphere. This means that it is almost impossible to provide accurate water vapor estimates from a single satellite instrument or from surface instruments alone. Therefore the WCRP/GEWEX Global Water Vapor Project aims at an integrated observing system incorporating satellite and ground based observing systems.

Over the last decade several water vapour data sets have been established from satellite, e.g. TOVS Path-A (Susskind et al., 1997), NVAP (Randel et al., 1996), NVAP-NG (Vonder Haar, 2003), etc. and ground based systems, e.g. a global GPS data set (Hagemann et al., 2003) or long-term microwave observations at a single location (Elgered and Jarlemark, 1998). The data sets have been used to analyse trends in the total precipitable water (Elgered and Jarlemark, 1998), the upper tropospheric humidity (Bates and Jackson, 2001), within the evaluation of water vapour simulations from atmospheric circulation models (Gaffen et al., 1997) and to study interannual variations of stratospheric water vapour (Randel et al., 2004). With the exception of NVAP all data sets are single source data sets, i.e. they exploit only one measurement system. Within NVAP TOVS and SSM/I measurements are combined with radiosonde measurements. NVAP-NG changed the design to a satellite only data set by ommiting the radiosondes but taking in ATOVS and several microwave radiometers (SSM/I, TMI, AMSU) to make the data set more suitable for atmospheric circulation model evaluation. Up to now data from the AIRS instrument have not been used within merged data sets.

The recently launched Meteosat Second Generation satellite and the European Polar System MetOp satellite provide a new generation of instruments suitable for the estimation of water vapour. For the first time the SEVIRI instrument allows a retrieval of water vapor under clear sky conditions in at least two layers employing an imager in geostationary orbit because of two water vapour channels at 6.2 and 7.3 µm. It provides such estimates with a high spatial resolution (4-8 km)^2 depending on distance from the sub satellite point and very high temporal resolution (15 min). The MetOp satellite will see a suite of 4 instruments dedicated to provide water vapour estimates. These are the well known HIRS and MHS instruments and the new IASI spektrometer and the GRAS which is a GPS instrument. All instruments have their strength and weaknesses, e.g. IASI is assumed to be the most accurate in the troposphere but can only deliver estimates under cloud free conditions. MHS estimates are possible under cloudy conditions but suffer from coarse ground resolution. Finally, GRAS is expected to give estimates even under rainy conditions and probably also in the lower stratosphere but does not provide a very good spatiotemporal sampling.

The water vapour product of the CM-SAF called the Humidity Composite Product (HCP) is designed to exploit the different strengths of the above mentioned and some auxiliary instruments to provide a merged water vapour data set suitable for climate sciences and other applications. Because the HCP will be a thematic climate data record its possible accuracy heavily relies on best calibration efforts done by several space agencies as well as best possible retrieval schemes developed within the scientific community. However, problems in the calibration of satellite radiances that may lead to relative errors of 35-50% in the upper tropospheric humidity have been reported by Breon et al., 2000. Thus it is expected that the subject of calibration of radiances and the inter-calibration between successive platforms will become very important over time. The next section describes the products, the processing of data and the validation plan in some detail before the concluding section addresses still existing scientific problems as well as future development options.

The HCP product

The HCP products are generated employing measurements from polar orbiting and geostationary platforms. The suite of instruments represents a large range of different measurement principles over a large range of the electromagnetic spectrum. The horizontal and the vertical resolution of the instruments differs as does the temporal sampling of the area. The instruments are sensitive to different layers of the atmosphere due to their different wavelength-dependent weighting functions.

Product suite

The Humidity Composite Product consists of integrated water vapour contents, relative humidity and temperatures provided for the total atmosphere and five atmospheric layers. To allow water vapour transport calculations also mixing ratio and temperature at certain pressure levels are provided as an extra data set. ATOVS and other profilers report mixing ratio on the 1000, 850, 700, 500, 300, and 200 hPa standard pressure surfaces. These are used as layer boundaries for the layered products and as

pressure levels for the mixing ratio and temperature data set. In particular three different product groups will be available:

- Vertically integrated water vapour measures and temperature of the total atmospheric column containing the following quantities:
  - Total precipitable water in kgm^{-2} (TPW, single instrument estimates and merged estimates);
  - Mean relative humidity of the atmosphere in % (derived from vertical sounder data only);
  - Mean temperature of the atmospheric column in K (derived from vertical sounder data only).
- Layered water vapour products for 5 layers containing the following quantities:
  - Layered precipitable water kgm^{-2} (single instrument estimates and merged estimates);
  - Mean relative humidity per layer in % (derived from vertical sounder data only);
  - Mean temperature in K (derived from vertical sounder data only).
- Mixing ratio in gkg^{-1} and temperature in K at 6 pressure levels from vertical profiler data.

The products are available as daily and monthly averages in sinusoidal projection within the regions associated with the different CM-SAF versions, see Werscheck (this issue). The spatial resolution of the products varies with the used input data. Version 2 will have ATOVS only estimates in $(45km)^2$ and SEVIRI and merged estimates in $(3\ km)^2$ spatial resolution, respectively. Within the high resolution product it is possible that some grid elements are simply filled with ATOVS estimates at $(45km)^2$ because SEVIRI retrievals are only possible under clear sky conditions.

Processing chain

The whole CM-SAF product suite follows a versioning approach as described in Werscheck (this issue) that includes 3 different versions to be developed over time. The HCP is entering the CM-SAF product suite with version 2 and will be redesigned for version 3. Fig.1 shows the full processing chain for the HCP product in version 3 which will be operational at the end of the Initial Operations Phase in early 2007 depending on the launch date of the EPS. The input data are grouped into four categories sorted by employed observation techniques which can be different wavelengths or orbits. The groups consist of infrared imager from geostationary orbit, passive microwave imager and sounder, infrared sounding systems and GPS measurements all

from polar orbits that will be utilised for version 3. Because the EPS platform is not launched by now version 2 will only contain input data from ATOVS from all available NOAA satellites and SEVIRI. The EPS platform will add IASI, GRAS, and MHS data into the system. AIRS will be used to mimic IASI data before the EPS platform is launched. The passive microwave instruments will mostly be used over the oceans to constrain the TPW and LPWs derived from infrared instruments. Over land surfaces this role may be played by the GRAS instrument or the inclusion of upcoming microwave instruments like the CMIS having a channel H polarisation at 23 GHz.

All radiances should undergo a quality analyses which is expected to be either performed by other data centres which produce level 2 products or using data reception statistics provided by e.g. ECMWF (http://www.ecmwf.int/products /forecasts/d/ charts /monitoring/, January, 2005). The use of reception statistics has not been realised by now but will be considered as soon as possible.

In version 2 ATOVS level 2 products are operationally obtained from NOAA and SEVIRI level 2 products are derived by applying TPW algorithms by Chester et al. (1987) over land and Andersen (1996) over sea which have been adapted to SEVIRI by the NWC-SAF. For the derivation of LPW level 2 data neural network algorithms (Chevallier et al., 1998; Martínez and Veláquez, 2001) developed within the NWC-SAF are used. The retrieval algorithms apply quality tests to the radiances and deliver certain quality flags for each pixel's level-2 product in the field of view. The retrieval quality flags for ATOVS and SEVIRI are evaluated in a sense that all data which are of doubtful quality are eliminated. With the aid of such information it is possible to track and exclude most of bad data.

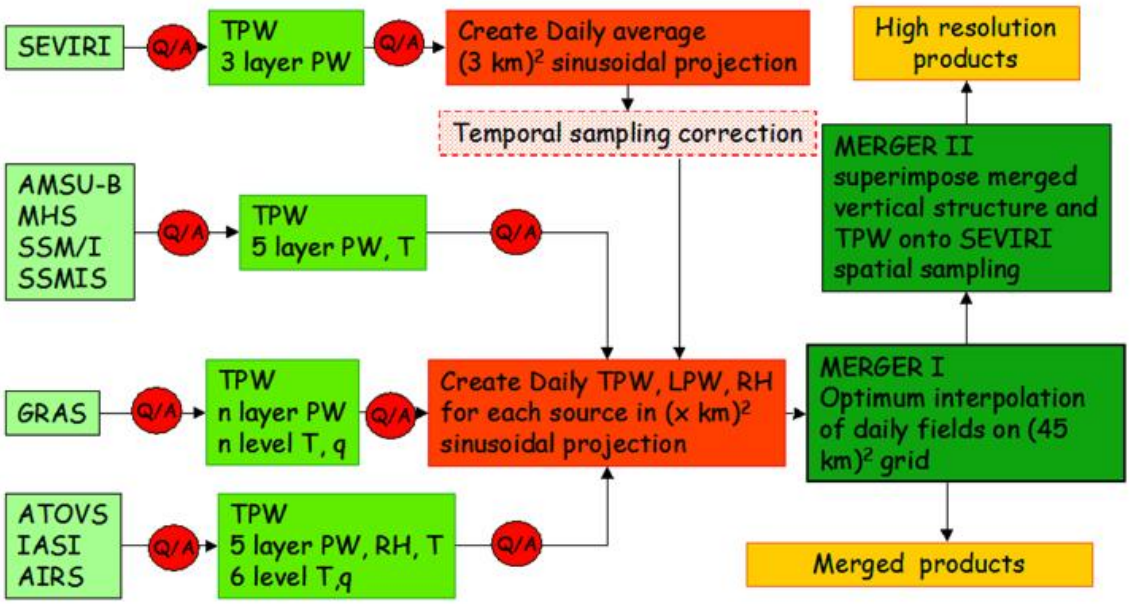


Figure 1 HCP processing chain for CM-SAF version 3. Some of the instruments on the left side will be used within integrated retrieval schemes, e.g. ATOVS includes AMSU-B and the level-2 IASI processor uses ATOVS as first guess where ATOVS employs also MHS measurements. They are listed here for providing a rather full overview on used platforms. For further explanations see text.

The basis for the product generation are then the well known 40 level ATOVS temperature and mixing ratio profiles and an already integrated water vapour for three layers (1013-840, 840-437, < 437 hPa) from SEVIRI. From the ATOVS profiles TPW, and LPW in 5 layers (1000-850, 850-700, 700-500, 500-300, 300-200 hPa) as well as mean temperatures and relative humidity for this layers are computed. In version 2 the SEVIRI level 2 products are re-sampled to a sinusoidal grid with a spatial resolution of $(3\ km)^2$ and averaged over the day. The ATOVS level 2 data are triangulated to a sinusoidal grid with a spatial resolution of $(45\ km)^2$ and are also averaged over the day. Because of the higher vertical resolution and the assumed more accurate values in the lower atmosphere the ATOVS estimates are considered to be the reference. Its values are superimposed to the SEVIRI values at high resolution by applying a ratio between the two estimates derived at $(45\ km)^2$. Also the SEVIRI middle and high layer estimates are each splitted into two by using the relative amounts from the corresponding ATOVS layers.

A temporal sampling correction consisting of a ratio between SEVIRI and ATOVS by comparing SEVIRI daily averages constructed from the SEVIRI estimates at ATOVS observation times and all available SEVIRI estimates during a day has not been established so far. It is not totally clear how many SEVIRI estimates per day are necessary to really improve the temporal sampling and if on average enough SEVIRI estimates are available to apply a correction. Additionally, such correction would be inhomogeneous in space because the needed conditions for it may only be reached in some regions. The consequences on the end product have to be analysed.

Within version 3 the merging of estimates will be changed to an optimum interpolation approach which is described in Lindau and Schulz (2004). Within this approach for each input source a preliminary daily average and its standard deviation will be computed on a spatial resolution matching the resolution of the source. The optimum interpolation scheme will then combine those estimates to a best estimate and will also give information on the errors due to the merging process. An example result from the merging of TPW estimates from AMSU-A and SSM/I data is shown in Fig. 2 a) - c).

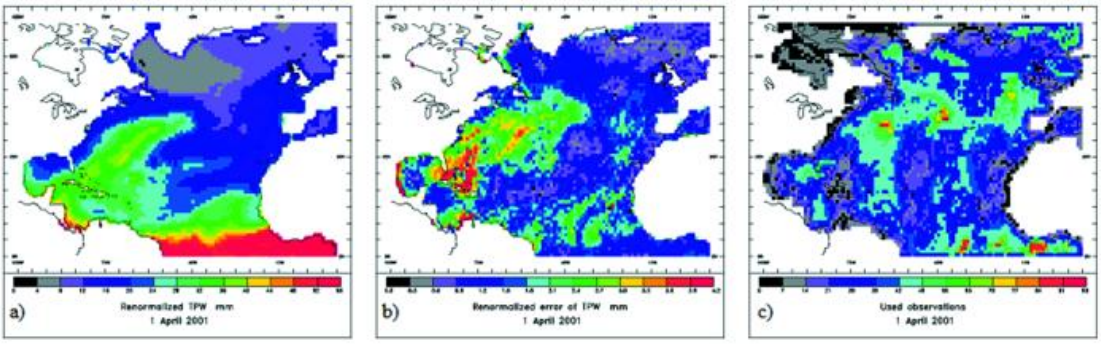


Figure 2 TPW field for the North Atlantic on 1st of April 2001 (a), its corresponding error field (b) and the number of used measurements per 1°x1° grid box (c) derived from AMSU-A and SSM/I data.

Product examples

Within this section a selection of products is shown for one single day to give a first flavour of the products which can be expected to be produced operationally starting in fall 2005. Fig. 3 a) - d) show daily averages of SEVIRI estimates for the TPW and the three layers over central Europe on the 8 June 2004. Because this results are from a test run the region is smaller than the CM-SAF version 2 baseline area. The data coverage over this region was rather good (only 24 images of 96 available have been used), only in the Northwest a frontal system has been persistent over the whole day. The number of observations varies between 24 in the Mediterranian to only 2 near the frontal system over the British Isles. The layered precipitable water estimates show an air mass boundary located in the Southern Baltic Sea which is only detectable in higher layers (Fig 3a) and b)). This may point to an unreliable estimate of the water vapor within the lowest layer where none of the SEVIRI water vapor channels weighting functions have their maximum. However, the high spatial resolution gives a very detailed view of the water vapor distribution that is not obtainable from other sensors. A possible inherent problem to the SEVIRI water vapour retrievals might be the discrimination into different algorithms over land and sea as well as for day and night which may result in unrealistic gradients near coastlines (see Fig. 3a) and along the day/night edge.

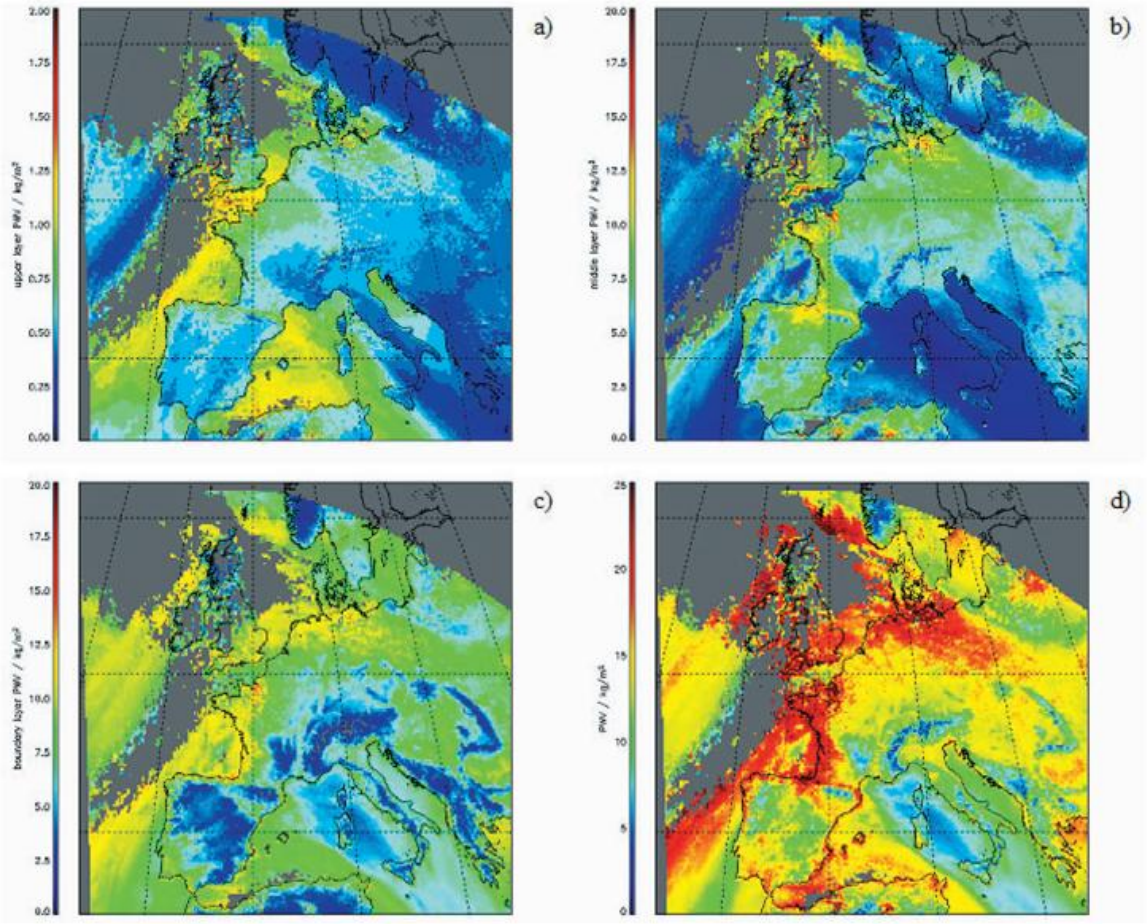


Figure 3 Daily average of precipitable water in kg/m² for the total atmospheric column (a), between the surface and 840 hPa (b), between 840 and 437 hPa (c) and above 437 hPa (d) derived from SEVIRI data on 8 June 2004.

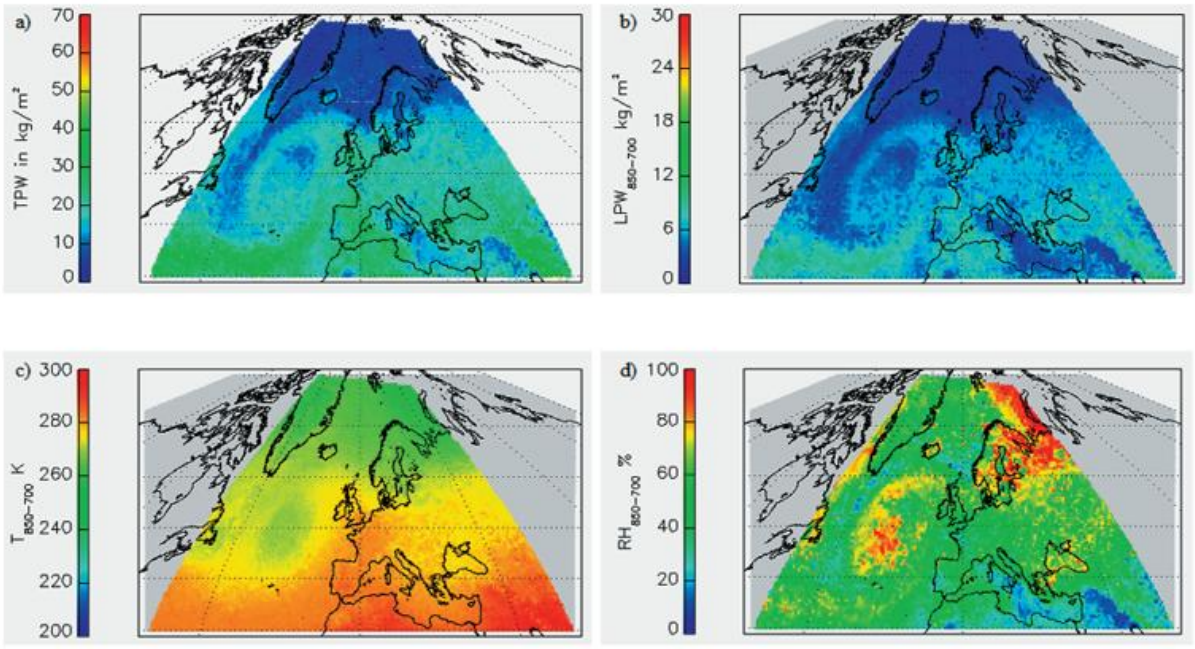


Figure 4 Daily average of precipitable water in kg/m^2 for the total atmospheric column (a). Daily average of precipitable water (b), mean virtual temperature (c) and mean relative humidity (d) between 850 and 700 hPa computed from ATOVS data on 8 June 2004.

Fig 4 a) – d) show a sample of estimates from ATOVS for the same day at the coarse resolution but for the whole baseline area. Although in lower resolution the general structures of both products agree very well. Comparing the two TPWs it is obvious that the SEVIRI estimates are always lower than the ATOVS estimates confirming the missing information in the SEVIRI water vapour channels. The combined product not shown here retains the absolute values from ATOVS and the spatial structure given by SEVIRI.

Validation

As the status of the HCP is pre-operational the validation of the products is an ongoing activity. The level 2 and level 3 products will be validated using different types of data sets. Ground based networks and reference sites provide data from different types of sensors, e.g., Global Positioning System, Passive Microwave Radiometers or radiosonde profile information. Field campaigns provide another important source of data for the validation of the products and the underlying retrieval schemes, e.g. the VAPIC 2004 experiment. Li et al. (2003) used such data for the validation of instantaneous TPW estimates from MODIS and found biases between 7 and 20% as well as standard deviations between 1.4 and 2.2. kgm^{-2}. Also the comparison among the validation data shed some light on there quality, e.g. they found significant day-night differences for Vaisala RS90 radiosondes.

MODIS estimates itself, or a different algorithm applied to the same input satellite data, e.g. from SEVIRI, provide other tools for the validation of the HCP, in particular for spatial features. Additionally, a cross-comparison to models, e.g., ECMWF, Global Model (GME) analysis as well as regional models (LM) will provide gross quality checks of the HCP.

It is planned for version 3 that some comparisons will be done operationally. The results will be posted on the CM-SAF web site to inform the user about possible deficiencies of the HCP. Those validation results can't be conclusive for all regions and situations but should give enough information to point to specific problems with input data or algorithms.

Conclusion and outlook

The HCP is designed to exploit the different strengths of the new water vapour sensitive instruments on the Meteosat Second Generation Satellite and the EPS/MetOp platform and some passive microwave instruments to provide a merged water vapour data set suitable for climate sciences and other applications. Although the presented instruments and techniques are already advanced there is a lot of room for improvements which may be adopted in the future. On the other hand there are scientific problems which have to be solved to ensure that the users are provided with a climatology which can be called a best estimate.

Improvements can be made by considering further instruments to be included in the product. For instance microwave limb sounders as flown on UARS (see Livesey et al., 2003) would provide a far better coverage and improved accuracy of the water vapour within the stratosphere and even the lower mesosphere. Additionally, UV/vis instruments like GOME-2 on the EPS platform are also sensitive to water vapour (Wagner et al., 2003) and may be explored for non-redundant contributions to the product or as independent verification source.

Another line of improvements is better retrievals. Borbás et al. (2003) already demonstrated possible improvements of ATOVS retrievals in the upper troposphere by employing CHAMP data. Such techniques can probably adapted to the combination of ATOVS and GRAS or IASI and GRAS if necessary.

Another remaining scientific issue is the assessment of a possible dry "clear sky bias" caused by the exclusive use of infrared measurements as described in Lanzante and Gahrs (2000) and its propagation into the merged end product. This bias become obvious for time scales longer than seasonal and may lead to an underestimation of trends in humidity mostly in the tropics. Although the HCP employs microwave measurements this bias may still appear over land surfaces where infrared estimates form the basis of the HCP.

Finally the consistent computation of error fields starting with error covariance matrices in the IASI product to the error fields after applying a merging technique has to be analysed to be able to distinguish between error and true variance in the end product.

References

Andersen, H. S:, 1996: Estimation of precipitable water from NOAA-AVHRR data during the Hapex Sahel experiment. Int. J. Rem. Sens., 17, 2783-2801.

Bates, J. J. and D.L. Jackson, 2001: Trends in upper-tropospheric humidity. Geophys. Res. Let., 28(9), 1695-1698.

Breon, F. M., D. L. Jackson, and J. J. Bates, 2000: Calibration of the Meteosat water vapor channel using collocated NOAA/HIRS 12 measurements. J. Geophys. Res., 105(D9), 11925-11933.

Borbás, E., W. P. Menzel, J. Li, and H. M. Woolf, 2003: Combining radio occultation refractivities and IR/MW radiances to derive temperature and moisture profiles: A simulation study plus early results using CHAMP and ATOVS. J. Geophys. Res., 108(D21), 4676, doi:10.1029/2003JD003386.

Chesters, D., D. R. Wayne, and L. W: Uccelini, 1987: Optimized retrievals of precipitable water from the VAS "split window". J. Clim. Appl. Met., 26, 1059-1066.

Chevallier, C. F., N. A. Scott, and A. Chedin, 1998: A neural network approach for a fast and accurate computation of longwave radiation. J. Appl. Meteor., 37, 1385-1397.

Elgered, G. and P. O. J. Jarlemark, 1998: Ground-based microwave radiometry and long-term observations of atmospheric water vapor. Radio Science, 33, 707,717.

Gaffen, D. J., R. D. Rosen, D. A. Salstein, and J. S. Boyle, 1997: Evaluation of tropospheric water vapor simulations from the atmospheric model intercomparison project. J. Climate, 10, 1648-1661.

Hagemann, S., L. Bengtsson, and G. Gendt, 2003: On the determination of atmospheric water vapor from GPS measurements. J. Geophys. Res., 108(D21), 4678, doi:10.1029/2002JD003235.

Lanzante, J. R. and G. E. Gahrs, 2000: The "clear sky bias" of TOVS upper-tropospheric humidity. J. Climate, 13, 4034-4041.

Li, J., W.W: Wolf, W.P. Menzel, W. Zhang, H-L. Huang, T.H. Achtor, 2000: Global soundings of the atmosphere from ATOVS measurements: The algorithm and validation. J. Appl. Meteor., 39, 1248-1268.

Li, Z., J-P Muller, and P. Cross, 2003: Comparison of precipitable water vapor derived from radiosonde, GPS, and Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer measurements. J. Geophys. Res., 108(D20), 4651, doi:10.1029/2003JD003372.

Lindau, R. and J. Schulz, 2004: Gridding/merging techniques for the humidity composite product of the CM-SAF. Proceedings of the 2004 EUMETSAT meteorological Satellite Conference, Prague, Czech Republic, EUM P41, 519-526.

Livesey, N. J., W. G. Read, L. Froidevaux, J. W. Waters, M. L. Santee, H. C. Pumphrey, D. L. Wu, Z. Shippony, and R. F. Jarnot, 2003: The UARS microwave limb sounder version 5 data set: Theory, characterization, and validation. J. Geophys. Res., 108(D13), 4378, doi:10.1029/2002JD002273.

Martínez, M. A. and M. Velázquez, 2001: A new method to correct dependence of MSG IR radiances on satellite zenith angle-using a neural network. Proc. of The 2001 EUMETSAT Meteorological satellite data user's conference, Antalya, Turkey.

Randel, W. J., F. Wu, S. J. Oltmans, K. Rosenlof, and G. E. Nedoluha, 2004: Interannual changes of stratospheric water vapor and correlations with tropical tropopause temperatures. J. Atmos. Sci., 61, 2133-2148.

Randel, D. L., T. H. Vonder Haar, M. A. Ringerud, G. L. Stephens, T. J. Greewald, and C. L. Combs, 1996: A new global water vapor dataset. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 1233-1246.

Susskind, J., P. Piraino, L. Rokke, L. Iredell, and A. Metha, 1997: Characteristics of the TOVS Pathfinder Path-A dataset. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78,1449-1472.

Vonder Haar, T. H., 2003: Continuation of the NVAP global water vapor data sets for pathfinder science analysis. Science and Technology Corp. Report 3333, 36 pp. [available at: Science and Technology Corp., 10 Basil Sawyer Drive, Hampton, VA 23666-1393, USA].

Wagner, T., J. Heland, M. Zöger, and U. Platt, 2003: A fast H_2O total column density product from GOME – Validation with in situ aircraft measurements. Atmos. Chem. Phys., 3, 651-663.

The SAF on Climate Monitoring: Operational Centres

R. Ullrich, P. Fuchs

The CM-SAF operation is distributed to two operational centres, one at the DWD in Offenbach and the other one at the RMIB in Brussels (cp. Figure 1). The processing of the cloud products, the surface radiation products and the water vapour in the atmosphere products is performed at DWD. The colleagues in Brussels are focusing on the products dealing with the radiation at the top of atmosphere. It must be stressed that the processing chains at each institute are not merely stand-alone entities, but there is an intensive exchange of intermediate products between DWD and RMIB during the generation of the products. Eventually the CM-SAF products of each processing centre are brought together in a common archive located at the DWD. The user of the products is given access in two different ways. At first place, CM-SAF provides a web user interface on it's homepage where the user can place his order (http://www.cmsaf.dwd.de).

The user will be able to order the CM-SAF products additionally via the EUMETSAT archive UMARF in the future (the work on the web access is in process). The products are due to be disseminated within 5 work days after the placement of the order.

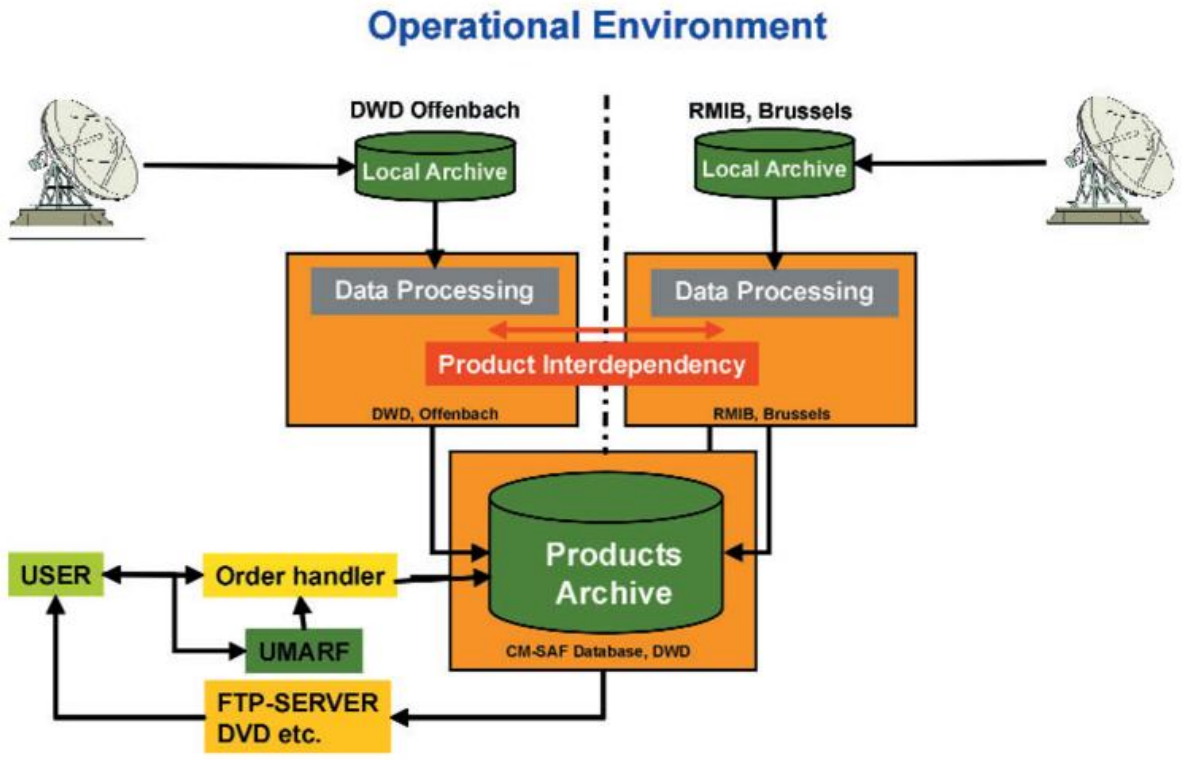


Figure 1 CM-SAF Operational Environment

Data Format

All CM-SAF final products are coded in the HDF5 file format. The data in the HDF5 files is organised under four groups: Metadata, Product_Specific_Metadata, Geolocation and Data. The file structure is shown in Figure 2.

The contents of the Metadata group are common to all products. This group contains general information about the product, for example the algorithm and version used to generate the product.

The Product_Specific_Metadata group can be used for additional information related to the product. For example methods and parameters which are specific to the algorithm used in the generation of the product can be included in this group, such as applied calibrations coefficients or ingested NWP data. The contents are defined customised for each product.

The Geolocation group contains information that describes the projection used and the region covered by the data.

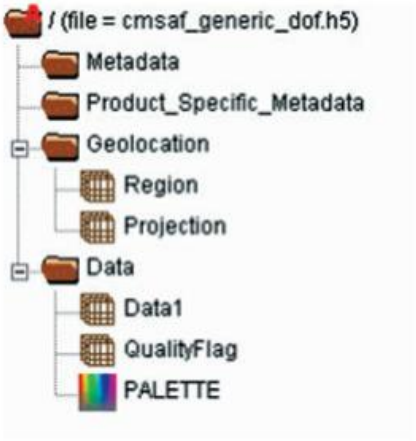


Figure 2 Structure of the CM-SAF HDF5 files

The Data group contains gridded products and related information as e.g. quality flags.

Projection

Data will be provided in a sinusoidal projection. The sinusoidal equal area projection of the CM-SAF baseline area is shown in Figure 3. A point with latitude L end longitude l is mapped to a point with planar coordinates x = l:cos(L) and y = L. Distances in North-South direction and in East-West direction are not distorted by the projection, so the projection is equal area. A square grid in the sinusoidal equal area projection corresponds to an equal-area grid of the earth. In latitude-longitude projection its grid boxes have constant size in latitude direction and have a size proportional to 1=cos(L) in longitude direction.

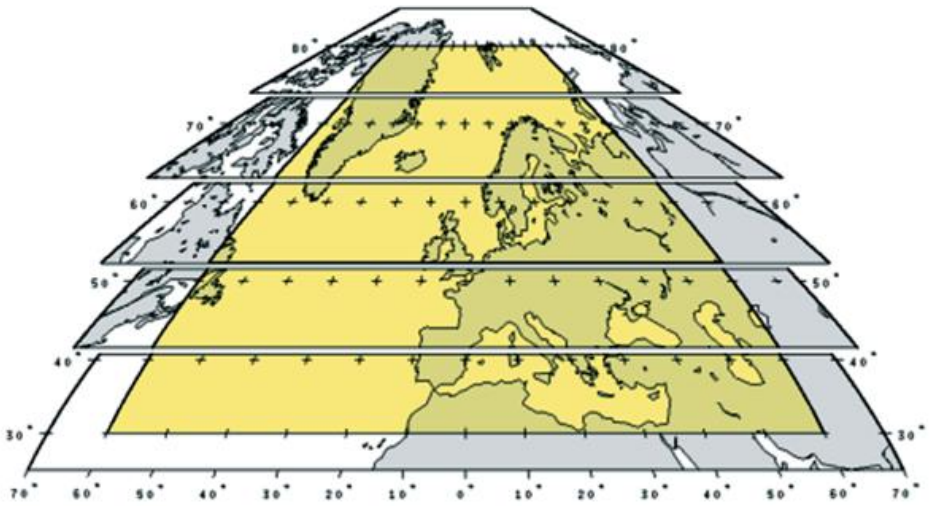


Figure 3 CM-SAF baseline area in sinusoidal projection (yellow area).

Product Ordering and User Service

In order to access CM-SAF products the user only needs a web browser. The DWD CM-SAF homepage can be found selecting the following URL http://www.cmsaf.dwd.de. Here select “Products and services” and enter the “Web User Interface” (WUI).

The user is presented with a set of options allowing him to

- Show product catalogue
- Register as new user
- CM-SAF product request
- Show order status
- Contact to CM-SAF

At any time each function can be reached through the navigation bar.

The product catalogue

The user selects the “Show product catalogue” option from the CM-SAF WUI homepage. The “product catalogue” web page is displayed. This page contains a list of all the CM-SAF products available with links to technical information for each of them. These pages describe details of the available products. Also example products are reachable from here.

User Registration

Select the option “Register as New User” from the homepage. This calls up the “user registration” web page. In order to have access to the product database of the CM-SAF system, all users must be registered. In this process, the new user can navigate to a web page where the client details and home institute may be submitted from an on-line form. After submission and checking, the user is allocated a username and password.

Once this page has been displayed the user can fill in the details requested. Once all the required registration fields have been completed with the users information, the “Check data” button is to be pressed. This sends the data to the DWD CM-SAF operations centre and after it has been checked, all filled in data are shown again to the user for rechecking it. The user now can press the “Register” button to send the data finally to the operation centre. There the data will be copied to a users database. A special key-value at user registration is the E-Mail address of the user. This value is used for a clear identification of the user within CM-SAF. Then DWD will send a username and password by email to the new user which must be used to login to the CM-SAF system during future sessions.

Login

The user login is automaticly released if a function which requires user authentication is selected (see below). The user is asked to supply the username and password sent to the user by email by DWD upon initial registration. Once this information has been entered the user pushes the submit button to send the information to the DWD CM-SAF operations centre. There, the information is checked against the database of registered users. After the supplied login information has been verified, the message "Access granted" is shown and the web page serving the selected function is displayed.

If the supplied login information cannot be verified against the database of registered users, the message "Access denied" is shown and the CM-SAF homepage is redisplayed. Now the user can either select the function again and try an another attempt of login or complete a User Registration.

Order new products

The user selects the option " CM-SAF product request" from the CM-SAF WUI homepage. As this function requires an user authentication, the login procedure is started. After successful login, the web page "Products request " is displayed. This page allows the user to select a CM-SAF product in a menu-driven dialog. At last the start time and end time period for which the products are wanted and a product delivery method must be selected. After the "Continue" button is pushed, the requested data are shown again for rechecking. After confirming the order the request is sent to CM-SAF operations team, where the product files are collected. The user will be informed by email from the CM-SAF processing centre about the status of his order.

Display the status of orders

The user selects the option "Show order status" from the CM-SAF WUI homepage. As this function requires an user authentication, the login procedure is started. After successful login, the "Show orderstatus" web page is displayed. This page allows the user to select different status information of his order. After the button "Show status" is pushed, the status information will be displayed.

Contact the DWD CM-SAF operations staff

Go back to the CM-SAF WUI homepage and select the option "Contact to CM-SAF". This calls up an email format dialog and the user is invited to fill in and submit to CM-SAF operations staff.

Brief description of user relevant documents

Clicking on the link “Publications and documentation” an overview of and access to the CM-SAF system documentation, scientific publications and presentations, posters and scientific reports is provided. Hereafter the table gives a brief introduction to the most interesting user relevant documents.

Title of document	Description
User Manual Product	The CM-SAF Products User Manual is aimed at anyone requiring a general understanding of the system, an understanding of the CM-SAF products and/or anyone wishing to use the system in order to request or retrieve them. It describes the various meteorological products available from the system and contains a step by step guide to ordering them.
Data Output Formats	This document specifies the output formats for the CM-SAF end products.
Validation Reports	These documents describes validation activities and results of the related CM-SAF parameters.
System Version Description Document	This document contains the software version description for the operation and management under configuration control of the Data Availability Manager.

The SAF on Climate Monitoring: Outlook

J. Schulz, M. Werscheck

Introduction

The future development of the CM-SAF in a time frame of 5-10 years has been discussed at a joint workshop between EUMETSAT, GCOS, WMO, and CM-SAF. Based on the outcomes of the workshop this article is drawing a picture of what will be the key issues and opportunities.

Meeting GCOS requirements

In October 2004 the Implementation Plan for the Global Observing System for Climate in Support of the UNFCCC was published (GCOS 2004). In this report key requirements and actions to meet the needs of the UNFCCC for climate information are summarised.

The CM-SAF products and services comply and adhere to GCOS principles already to a large extend – the CM-SAF product suit includes, for example, some of the Essential Climate Variables (ECV) that have "high impact on UNFCCC requirements" (GCOS 2004, p 2).

In close consultation with WMO, GCOS, the satellite operators and the science community the CM-SAF is actively involved and committed to adapt and extend - to the extend possible - its contributions to meet the GCOS requirements.

Key issues for further development

Within this section four key issues for the further development of the CM-SAF are discussed. These are considered to be the most important for the mid term future.

Calibration issues

The effort to produce long-term climate records from operational satellite data requires multiple levels of calibration and intercalibration. The NOAA white paper (2003) describes the three levels of calibration named as: 1) nominal, 2) satellite inter-calibration, and 3) vicarious calibration. The goal to reach is the provision of an absolute calibration standard against laboratory standard. Nominal calibration is what every space agency is doing for their single instruments during pre-launch activities and within the commissioning phase of new instruments. Intercalibration is adjusting time series of the same generation of instruments versus a particular instrument and spacecraft. The main task during such a calibration is the understanding of the physics that cause the bias between instruments measuring at the same wavelengths. A good example of such activities is given in the paper of Gunshor et al. (2004) where one

polar orbiter is used to calibrate the infrared window channels and water vapour channels for five geostationary radiometers. The vicarious calibration is a technique involving calibration against ground targets of known and not changing value, ground based measurements of geophysical values, or underflights with the same instrument. At the moment no standard exists for such type of measurements and will be difficult to achieve in the near future. Another very interesting idea is to use a hyperspectral instrument in a non sun-synchronous orbit to calibrate polar orbiters and geostationary instruments against the same source. The AIRS mission has already shown that hyperspectral instruments can achieve accuracy suitable for calibration purposes.

The backward extension and major re-processing events

Because climate change and variation occur over a range of time scales climate data must be collected over a time series to understand these changes. The demands on the accuracy increase accordingly to the time scales considered. Today the CM-SAF data sets are suitable for monitoring subseasonal to seasonal fluctuations in environmental variables which can be large. At the seasonal to interannual time scale the accuracy requirements increase dramatically because climate phenomena at this scale are initiated by very small changes in the observed parameters. At decadal to centennial time scales which are the only ones suitable for trend detection the need for accuracy is an order of magnitude greater compared to interannual fluctuations. To serve those needs within the next three to five years and to assure the ability that CM-SAF data sets are suitable for detecting trends in the remote future the processing of historical data sets is a prerequisite. Connected to this is the re-processing of the already growing time series because of calibration changes, substantial improvements in retrieval schemes, or the inclusion of additional data sources. Both activities have rather large implications on the needed interaction of space agencies to archive and provide the necessary data in appropriate time but also on the infrastructure of the CM-SAF itself where large hardware resources will be needed to be successful.

Reprocessing events need to be carefully co-ordinated with data suppliers (“upstream”) and the user community (“downstream”). This is – not only in terms of the technical/engineering requirements – a challenging task that needs dedicated planning and resources.

Global and regional products

Changes in climate variability at the regional level may be related to global events but effects at the regional level may differ from region to region. To be able to not only diagnose changes at the regional level but also to improve the understanding of the causes of regional changes the development of global products is important. With global products the number of possible applications is strongly increased, e.g., global products can be used to support studies on climate sensitivity of global climate models. However, the extension to global products is not possible for all products because of the inhomogeneity of the observing system. This is especially true for instruments in geostationary orbit where the SEVIRI instrument sets new standards but algorithms developed for that can’t be applied globally. Additionally a strong collaboration between at least four satellite operators is needed to achieve a global product.

On the other hand regional products derived from SEVIRI may have vastly improved quality compared to global products so they can serve as regional benchmark data sets.

Global products relying on polar orbiters are easier to achieve because of the nature of the orbit but may suffer from insufficient sampling, e.g., polar orbiters are good enough to produce a water vapour product but are not sufficient to produce a cloud or precipitation climatology. The consequence for CM-SAF is that for each existing and future product an analysis of the potential quality improvement over existing products on the global scale must be performed.

The integration of new products

The primary strength of the CM-SAF approach for climate monitoring is the provision of consistent thematic climate data records. One of the most concerning questions within the discussion about the changing global Earth system is the potential change of the hydrological and energy cycle. To support the answer of this question in the future a natural way of extension of the CM-SAF products in compliance with the GCOS essential climate variables is the inclusion of precipitation and aerosol products, both complementing the already existing water vapour, cloud, and radiation products almost perfectly. However, for both instruments and retrieval techniques are in a premature state so the integration can be done only on a long term perspective. For instance the detection of snow and the quantitative estimation of precipitation over land surfaces can only be improved if a space borne radar with dual frequency capabilities and high sensitivity is available. Quasi operational polar orbiting missions including radar measurements are already planned and will become reality within the next ten years (GPM, EGPM). For geostationary satellites the potential of mm and sub-mm wavelengths is under investigation and may lead to an instrument on the Meteosat Third Generation satellite. The SAF network offers a good opportunity to join forces with the planned hydrology SAF where precipitation retrievals will mostly be applied for disaster prevention. Aerosol products over ocean surfaces already exist but over land surfaces suitable instruments and retrieval techniques need to be developed. Thus the next few years will see scientific developments that finally lead to the inclusion into the CM-SAF.

The possible future role of the CM-SAF

Jointly with other partners, especially those from the SAF network dealing with climate relevant variables, the CM-SAF could serve as focal point to co-ordinate the development, implementation, routine processing, archiving and access of Essential Climate Variables (ECV) and Fundamental/Thematic Climate Data Records, resp. based on satellite data as main input. It thus will support the "internationally co-ordinated approach to the development of integrated global climate products and to make them accessible to all Parties" (GCOS 2004, p. 10).

In addition, the CM-SAF could serve as International Processing and Data Centre (GCOS 2004, p 5), as part of a network to retrieve Essential Climate Variables on a global scale.

The SAF on Climate Monitoring is prepared to further contribute to initiatives and programmes as, e.g.

- the Global Monitoring of the Environment and Security (GMES) and within this context to
- the Group of Earth Observation – System of Systems (GEO-SS) as well as a contribution to
- Regional Climate Centre(s) in the RAVI region (RCC RAVI).

Next steps

From 2007 onward, the SAF on Climate Monitoring plans to start its Full Operations Phase (FOP) and in the course of the years 2005 and 2006 the future role and mandate will be defined and outlined, based on the user requirements.

Bearing this in mind, close feedback with the user community is essential in order to identify and meet these requirements and the CM-SAF establishes several links to the user community to get information ("learn") and to provide information ("train") from/to the user community.

For the former, training workshops, questionnaires and other communication means are exploited in order to learn from the user their needs and requirements.

In August 2005 the 2nd User- and Training Workshop of the CM-SAF will take place in Nuremberg, offering a platform to familiarise with the CM-SAF products.

For the latter, to increase feedback from users, the development of optimal mechanisms for training the user community is indicated to assure societal benefits from the investments into the climate monitoring program. Probably one of the best ways to achieve this goal is to link the CM-SAF with the Virtual Laboratory for Satellite Training and Data Utilization (VL) which is a collaborative effort joining the major operational satellite operators across the globe with WMO "centers of excellence" in satellite meteorology. More information on the VL can be found under http://www.cira.colostate.edu/WMOVL/.

References

GCOS, Implementation Plan for the Global Observing System for Climate in Support of the UNFCCC; Executive Summary, , Oct 2004 GCOS – 92 (ES) (WMO/TD No. 1244)

Gunshor, M. M., T. J. Schmit, W. P. Menzel, 2004: Intercalibration of the infrared window and water vapor channels on operational geostationary environmental satellites using a single polar-orbiting satellite. J. Atm. Ocean. Tech., 21, 61-68.

National Oceanic and Atmospheric Administration, 2003: Creating climate data records from NOAA operational orbiters, White Paper, 53pp.

WMO Virtual Laboratory Web page: http://www.cira.colostate.edu/WMOVL/ (November, 2004).

CM-SAF homepage: www.cmsaf.dwd.de

GCOS homepage: http://www.wmo.ch/web/gcos/gcoshome.html

GMES homepage http://www.gmes.info/

GEO-SS homepage http://earthobservations.org/default.asp

The SAF on Climate Monitoring: Second User- and Training Workshop

P. Hechler

As part of the distributed EUMETSAT ground segment the Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM-SAF) started its operational long-term monitoring of climate system parameters in 2004. The 3 product groups of the CM-SAF cover important parts of the Earth's atmospheric water and energy cycle: cloud parameters, surface- as well as top of atmosphere radiation components and water vapour. Following a stepwise implementation the CM-SAF routine processing will be extended spatially in the course of 2004 – 2007, starting from a baseline area covering Europe and parts of the Atlantic Ocean to finally cover additionally the Inner Arctic and the full MSG disk (African Continent). Special emphasis is given on extensive quality assurance and validation and an efficient reprocessing capability.

In order to

- make users familiar with the CM-SAF initial operations products and services as well as ongoing developments
- strengthen the CM-SAF – user link
- consolidate the user requirements for the CM-SAF Full Operations Phase beyond 2007
- train CM-SAF users in the use of its products

the CM-SAF scheduled its 2nd User- and Training Workshop for 29-31 August 2005 in Nuremberg/Germany.

The programme comprises presentations of the CM-SAF evolution, demonstrations of the CM-SAF routine products and user services, presentations by participants on the (potential) use of CM-SAF products and discussion sessions on the further evolution of the CM-SAF including consolidation of the related user requirements.

Further information on the workshop and in general on the CM-SAF, its products and services etc. can be taken from URL: http://www.cmsaf.dwd.de

The workshop is directly followed by an invited, high-ranking expert meeting bringing together EUMETSAT, the World Meteorological Organization (WMO), the Global Climate Observing System (GCOS) and the CM-SAF in order to liaise for the benefit of the global climate community.



Figure 1 Imperial Castle of Nuremberg

Die Witterung in Deutschland 2004

G. Müller-Westermeier, W. Riecke

Insgesamt war das Jahr 2004 in Deutschland abgesehen von Spätfrühling und Frühsommer recht warm, wenn auch nicht so extrem wie das Vorjahr, und durchschnittlich hinsichtlich Niederschlag und Sonnenschein.

Die Mitteltemperatur für Deutschland berechnet aus einem interpolierten 1-km-Raster betrug 9,0 °C. Das sind 0,7 K mehr als im internationalen Referenzzeitraum 1961-1990. Damit war das Jahr 2004 das 20. wärmste seit 1901.

Hinsichtlich der Sonnenscheindauer gab es im Jahr 2004 sechs über- und sechs unterdurchschnittliche Monate. Da die Überschüsse etwas größer als die Defizite waren, ergab sich eine Jahressumme, die etwas über dem Bezugswert lag. Das Gebietsmittel der Sonnenscheindauer für das Jahr 2004 betrug 1589 Std.. Das sind 61 Std. oder 4 % über dem Normalwert.

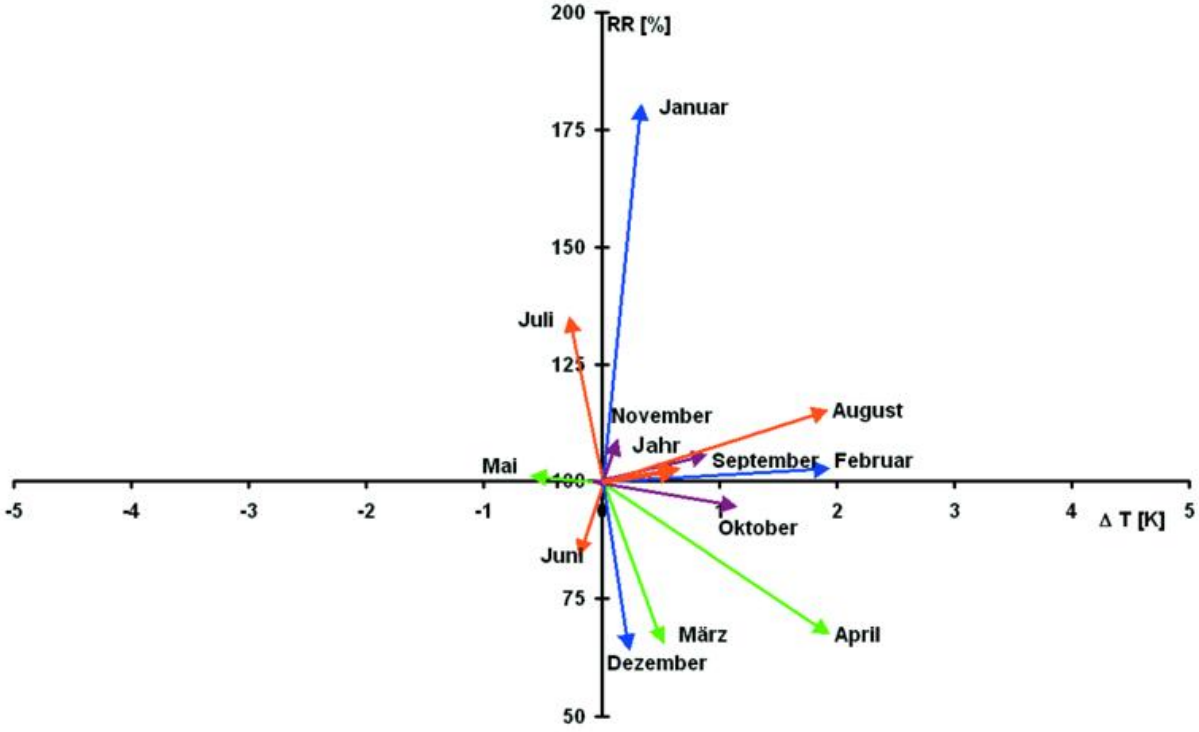


Abb. 1 Thermopluviogramm für Deutschland 2004 (Bezugszeitraum 1961-1990)

Nach dem besonderen Einstrahlungsjahr 2003 kann das Jahr 2004 wieder als ein normales Strahlungsjahr gelten. Das Flächenmittel der Globalstrahlung betrug 2004 für das Bundesgebiet 1057 Kilowattstunden pro Quadratmeter (kWh/m^2). Im Vergleich zum langjährigen Flächenmittel von 1037 kWh/m^2 lag es mit etwa +1,9 % nur gering höher. Der niedrigste Einstrahlungswert ergab sich mit 911 kWh/m^2 . Er trat im Bereich des Hochsauerlandes auf. Dagegen stehen als Höchstwert 1202 kWh/m^2 nordnordöstlich von München. Das macht eine Differenz von etwa 30 %. Von den

Mittelgebirgen nördlich der Lahn und des Mains erstreckt sich eine Fläche geringerer Einstrahlung nach Norden über Niedersachsen hinweg bis über Hamburg hinaus ins südliche Schleswig-Holstein. Südlich des Mains und der Nahe fiel das Strahlungsangebot höher aus mit einer nochmaligen Steigerung südlich der Donau. Weiterhin ergab sich über der Nordhälfte Deutschlands nach Polen hin aufgrund zunehmender Kontinentalität ebenfalls ein Anstieg im Energieangebot. Entlang des Rheins sowie an Nord- und Ostseeküste sind Zonen erhöhter Einstrahlung ersichtlich. Negative Abweichungen im Vergleich zum vieljährigen Mittel ergaben sich 2004 im wesentlichen über den hohen Mittelgebirgslagen (bis auf den Bayrischen Wald). Sie betragen dort um -10 %. Positive Abweichungen lassen sich besonders von Berlin zur tschechischen Grenze und vom östlichen Thüringen zur polnischen Grenze feststellen. Entlang des Rheins war das Strahlungsangebot 2004 im Vergleich zum Mittel ab etwa Karlsruhe leicht höher, ebenso in Schleswig-Holstein und in Teilen Bayerns. Allerdings blieben die positiven Abweichungen durchweg unter 10 %.

Das Jahr 2004 hatte in Deutschland 7 Monate mit über- und 5 Monate mit unterdurchschnittlicher Niederschlagshöhe. Für das gesamte Jahr resultierte keine wesentliche Abweichung vom langjährigen Bezugswert. Das Gebietsmittel der jährlichen Niederschlagshöhe ergab sich zu 812 mm. Das sind 43 mm oder 3 % mehr als in der Referenzperiode. Das Jahr 2004 war damit das 44. feuchteste seit Beginn des 20. Jahrhunderts.

Der Witterungsverlauf des Jahres lässt sich folgendermaßen beschreiben:

Der Januar war wechselhaft. Hinsichtlich der Temperatur war er durchschnittlich, aber sehr niederschlagsreich und arm an Sonnenschein.

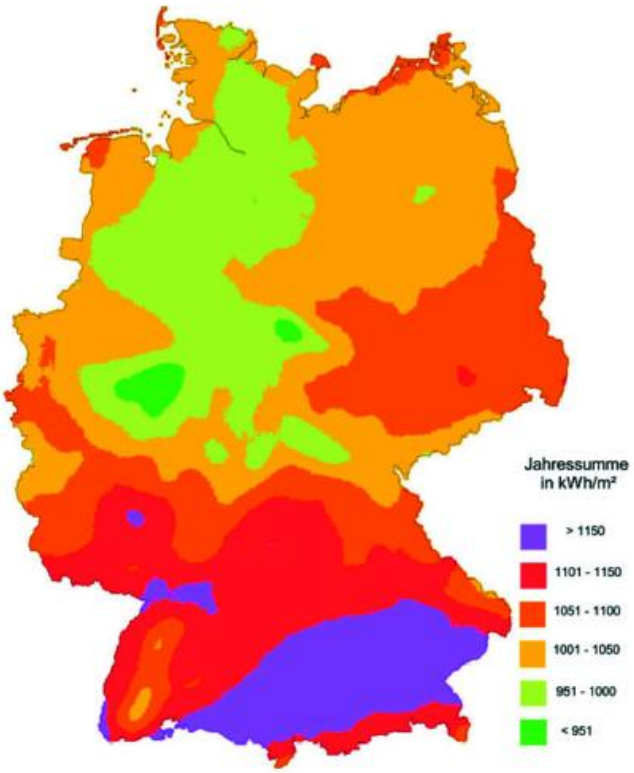


Abb. 2 Globalstrahlung 2004

Der Februar war mild und im Gebietsmittel von Deutschland durchschnittlich im Bezug auf Niederschlag und Sonnenschein. Dabei gab es aber große regionale Unterschiede, wobei es im Norden erheblich zu nass war, während im Süden teilweise große Niederschlagsdefizite auftraten.

Der März brachte schon milde, frühlingshafte Witterung, aber auch noch winterlich geprägte Abschnitte. Insgesamt war der Monat trocken, sonnenscheinreich und etwas wärmer als in der Referenzperiode.

Der April war in Deutschland ebenfalls mild, trocken und reich an Sonnenschein.

Im Mai war es im Vergleich zur Bezugsperiode 1961-90 etwas zu kühl, und die Sonnen schien etwas zu wenig. Im Nordwesten war es sehr trocken, während im Osten teilweise extreme Niederschlagsmengen registriert wurden.

Der Juni war im Gebietsmittel von Deutschland recht durchschnittlich. Regional stellte sich der Monat aber sehr unterschiedlich dar. Im Norden Deutschlands dominierte kühle, regenreiche Witterung mit wenig Sonnenschein, während es im Süden trocken und recht warm war und sich teilweise ein Sonnenscheinüberschuss ergab. Verschiedentlich gab es schwere Gewitter mit Starkregen, Hagel und Sturm. Dabei traten am 23. drei Tornados auf (Micheln/Sachsen-Anhalt, Marne/Schleswig-Holstein, Borkum), bei denen es zu beträchtlichen Sachschäden kam.

Im Juli setzte sich die kühle und nasse Witterung in Norddeutschland fort, während der Süden weiterhin klimatisch bevorzugt blieb. Wiederum gab es mehrmals unwetterartige Gewitter. Dabei traten am 18. im Ruhrgebiet zwei Tornados auf, die von Duisburg über Oberhausen bis nach Essen zogen und Sachschäden von ca. 100 Mio. Euro verursachten.

Der August war zwar nicht so heiß wie im Vorjahr, aber doch in ganz Deutschland zu warm. Damit war der August zum vierten Mal hintereinander der wärmste Monat des Jahres. Dabei gab es im Gebietsmittel recht viel Regen, wobei jedoch große regionale Unterschiede auftraten, und die Sonne schien nur durchschnittlich.

Auch im September war es wärmer als in der Referenzperiode. Es gab große Überschüsse in der Sonnenscheindauer. Die Niederschläge waren im Gebietsmittel durchschnittlich, wobei jedoch wieder beträchtliche räumliche Unterschiede auftraten.

Der Oktober war im Südwesten sehr nass und sonnenscheinarm, während es im Osten teilweise zu trocken und recht sonnig war. Die Mitteltemperaturen lagen nahezu überall etwas über den Bezugswerten.

Der November war im Gebietsmittel von Deutschland recht durchschnittlich. Beim Niederschlag und beim Sonnenschein gab es aber beträchtliche regionale Unterschiede, wobei es in Nord- und Ostdeutschland oft zu nass war, während es im Südwesten bei relativ viel Sonnenschein recht trocken blieb.

Auch im Dezember gab es bei der Temperatur keine größeren Abweichungen von den Bezugswerten. Dabei war es recht trocken, und es gab mehr Sonnenschein als im vieljährigen Mittel.



Abb. 3 Niederschlagshöhe 2004 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961-1990.

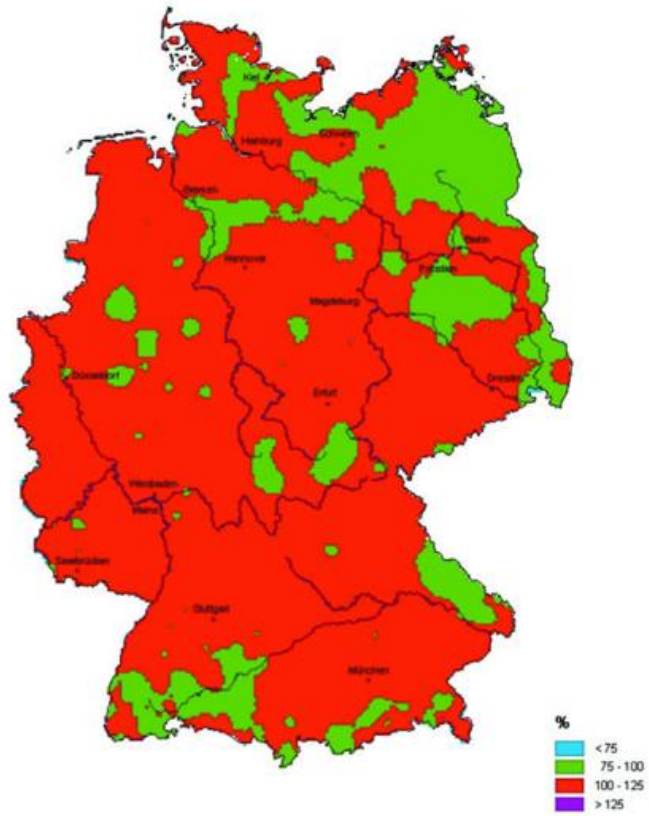


Abb. 4 Sonnenscheindauer 2004 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961-1990.

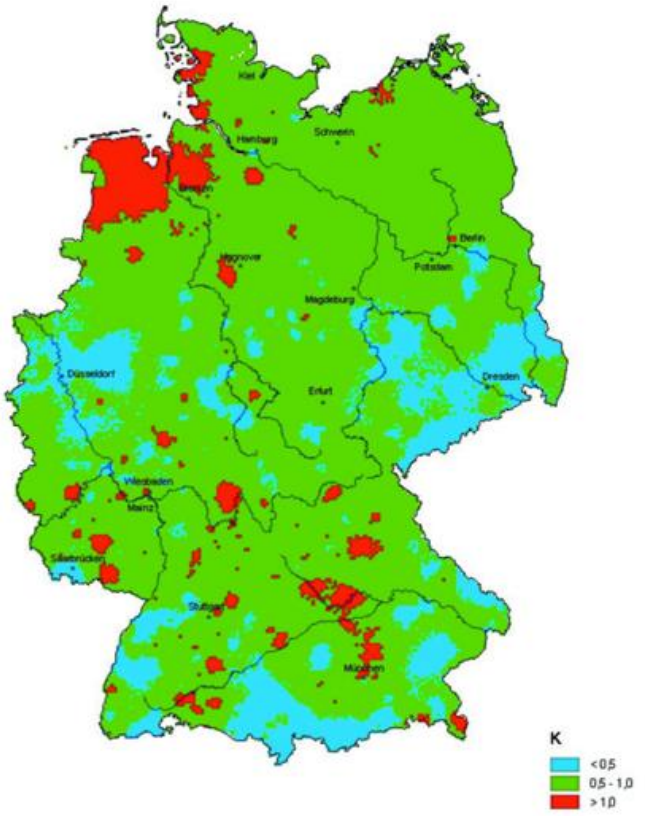


Abb. 5 Temperaturabweichung 2004 vom vieljährigen Mittel 1961-1990.

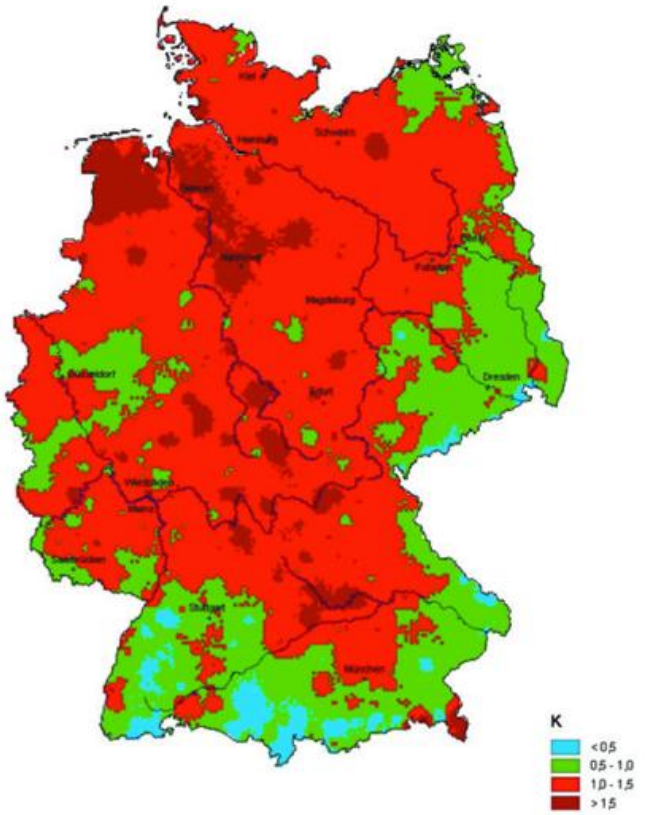


Abb. 6 Temperaturabweichung Winter 2004 vom vieljährigen Mittel 1961-1990.

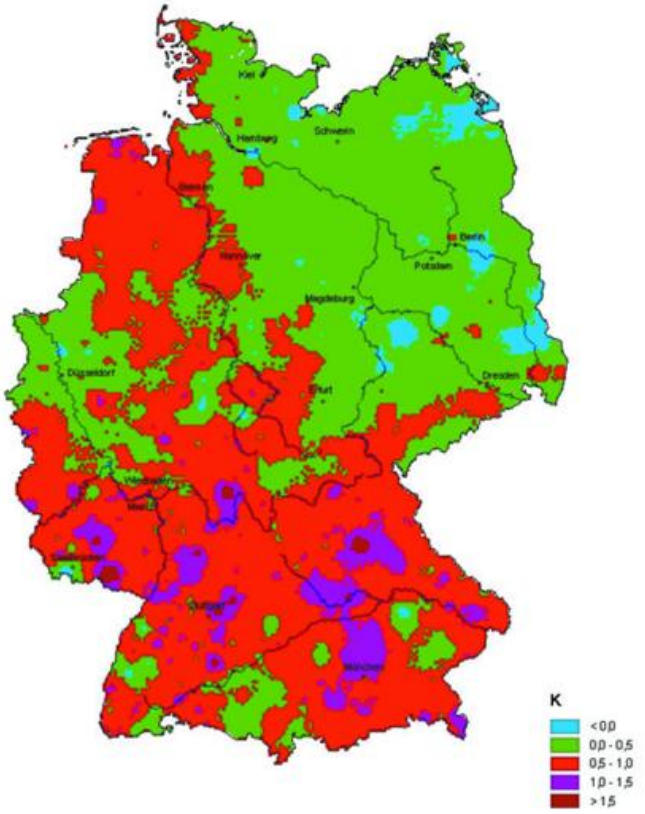
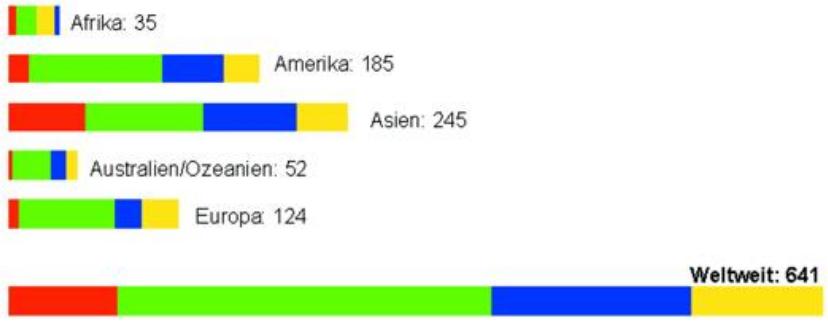


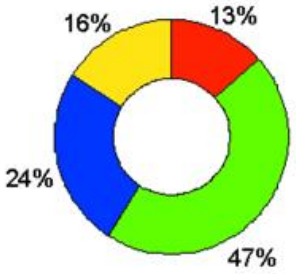
Abb. 7 Temperaturabweichung Sommer 2004 vom vieljährigen Mittel 1961-1990.

Im Jahr 2004 machten Unwetterereignisse wieder einen großen Teil der weltweit aufgetretenen Naturkatastrophen aus.. Eine zusammenfassende Darstellung der verschiedenen Arten von Naturkatastrophen sowie der Todesopfer und Sachschäden enthält die beiliegende Tabelle, die von der Münchener Rückversicherung zur Verfügung gestellt wurde. Die Tabelle zeigt deutlich, dass sowohl bei der Zahl der Schadensereignisse als auch bei den volkswirtschaftlichen und den versicherten Schäden die durch das Wetter verursachten Ereignisse (Überschwemmungen und Stürme) den größten Anteil hatten. Lediglich bei der Anzahl der Todesopfer standen in diesem Jahr andere Arten von Naturkatastrophen, insbesondere das Seebeben vor Sumatra, im Vordergrund.

Tab. 1 Naturkatastrophen 2004
(rot) Erdbeben, Tsunami, Vulkanausbruch, (grün) Sturm , (blau) Überschwemmung, (gelb) Sonstige (z. B. Hitzewelle, Winterschaden, Waldbrand)

Anzahl der Schadenereignisse: 641

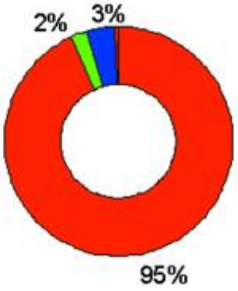




Prozentuale Verteilung weltweit

Anzahl der Todesopfer: 183 000

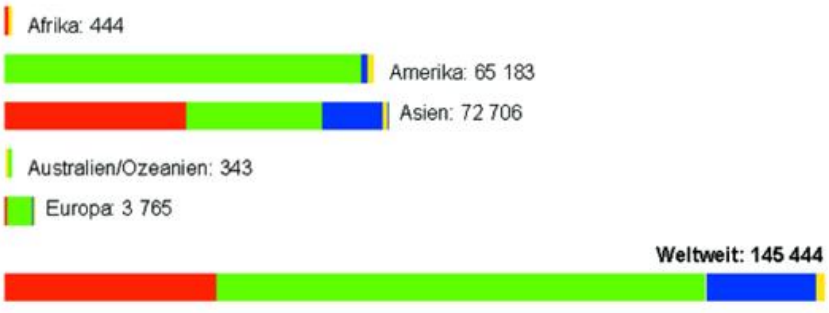


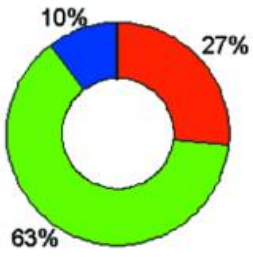


Prozentuale Verteilung weltweit

© Munich Re, Geo Risiko Forschung

Volkswirtschaftliche Schäden: 145 Mrd. US$

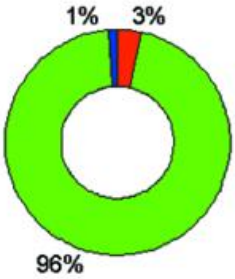




Prozentuale Verteilung weltweit

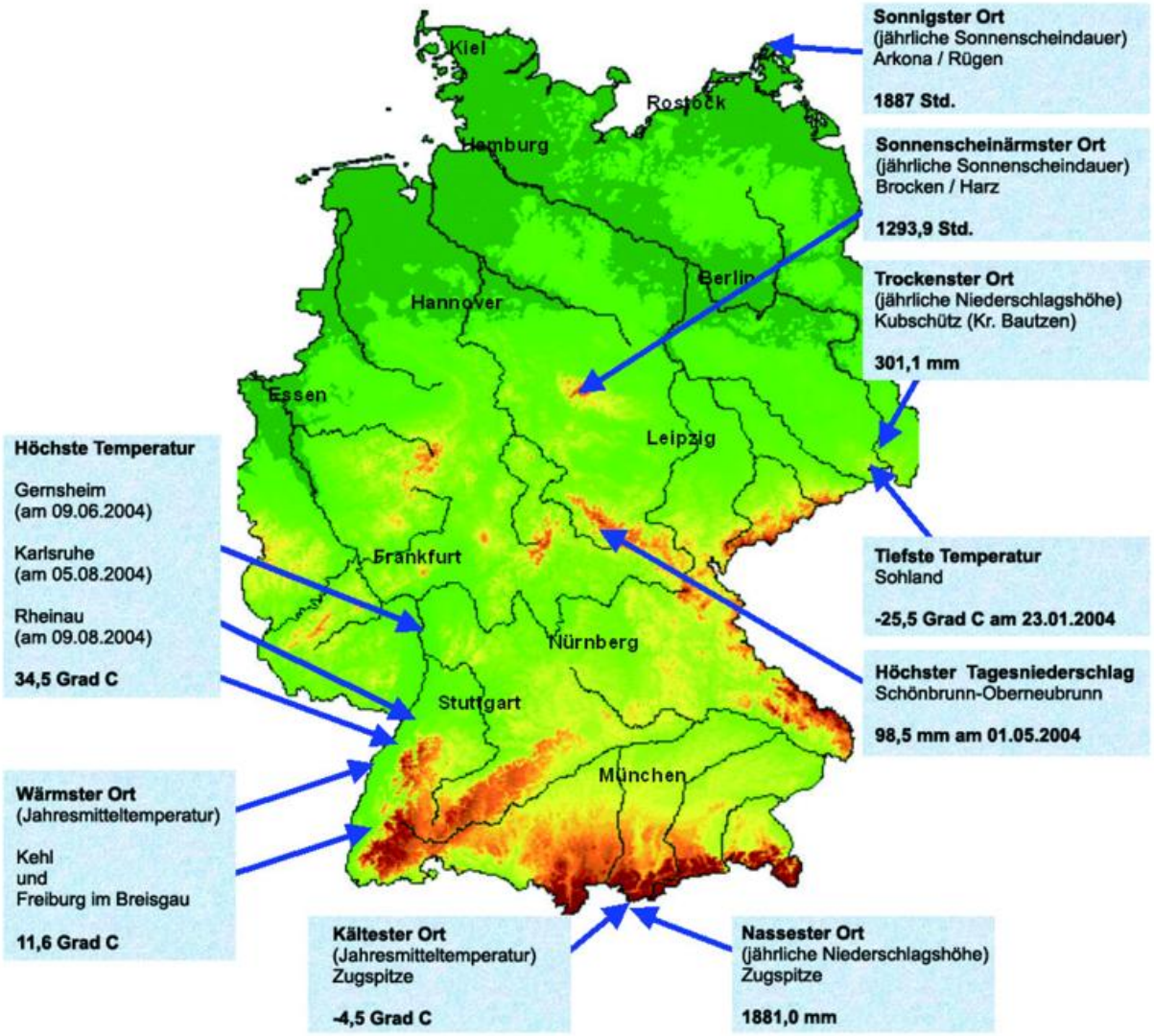
Versicherte Schäden: 44 Mrd. US$





Prozentuale Verteilung weltweit

© Munich Re, Geo Risiko Forschung



Die eingetragenen Extremwerte beruhen auf den Messungen der Beobachtungsstationen des DWD. Im Einzelfall können noch stärkere Extreme aufgetreten sein, die von den Messstellen nicht erfaßt wurden (s.a. „Die Witterung in Deutschland“). Die Angaben in der Extremwertkarte beruhen auf der Auswertung aller Daten der ca. 600 Klima- und 2500 Niederschlagsstationen des DWD.

Stationskennziffer	Name	Koordinaten	Meßnetze
03005	Arkona/Rügen	54°41‘N, 13°26‘E	Klima
03185	Brocken/Harz	51°48‘N, 10°37‘E	Klima
2311	Freiburg im Breisgau	48°00‘N, 07°51‘E	Klima
02504	Gernsheim-Allmendfeld	49°46‘N, 08°32‘E	Klima
2698	Karlsruhe	49°02‘N, 08°22‘E	Klima
2309	Kehl	48°35‘N, 07°49‘E	Klima
3382	Kubschütz (Kr. Bautzen)	51°10‘N, 14°30‘E	Klima
02316	Rheinau-Memprechtshofen	48°40‘N, 08°00‘E	Klima
50035	Schönbrunn-Oberneubrunn (Thüringer Wald)	50°32‘N, 10°54‘E	Niederschlag
03397	Sohland	51°04‘N, 14°26‘E	Klima
4155	Zugspitze	47°25‘N, 10°59‘E	Klima

Die Klima in den deutschen Küstengebieten

Ch. Lefebvre

Das Jahr 2004 ist in den deutschen Küstengebieten nach dem Vorjahr mit seinem hohen Strahlungsangebot, dem sehr warmen Sommer und dem unterdurchschnittlichen Niederschlag als ein recht durchschnittliches Jahr einzustufen. Es war im wesentlichen durch einen winterlichen Januar und einen erst Ende Juli richtig einsetzenden Sommer gekennzeichnet. Die Jahresmitteltemperaturen bewegten sich mit Werten zwischen 9-10 °C um rund 1 K über den Bezugswerten des Zeitraums 1961-1990 und waren somit ähnlich hoch wie im Vorjahr. Sowohl die Niederschlagshöhen wie auch die Sonnenscheindauer bewegten sich im Bereich oder leicht über dem vieljährigen Mittel.

Das Jahr begann - wie 2003 - winterlich. Der Januar hatte zwei durch Frost und Schneefall geprägte Phasen. Verbreiteter Frost in den ersten Januartagen ließ die Boddengewässer der südlichen Ostsee zufrieren, und in der letzten Monatsdekade wuchs die Schneedecke bis auf 15 cm an. Ende Januar begann dann aber eine Phase sehr milder und regnerischer Witterung, wodurch Schnee und Eis rasch abtauten. Am 3. und 4. Februar wurden mit tiefsten Nachtwerten von 10-11 °C die höchsten verzeichnet, die je Anfang Februar gemessen wurden. Die winterliche Witterung kam noch einmal in der letzten Februarwoche mit Frost und Schneefall (Schneedecke bis 5 cm) zurück. Mitte März wurde es dann sehr frühlingshaft, als die Temperaturen vorübergehend kräftig anstiegen und am 17. Februar 18-20 °C erreichten. Insgesamt zeigten sich die Monate März und April wegen ihrer häufigen Hochdrucklagen sonnenscheinreich und regenarm. Auch der Mai war noch überwiegend zu trocken, aber über weite Strecken recht kühl. Zur Zeit der Eisheiligen, vom 10. auf den 11. Mai gab es an der Ostsee einen Temperatursturz von bis zu 10 K, als mit nördlichen Winden arktische Kaltluft in die Küstengebiete geführt wurde. Bei nächtlichem Aufklaren kam es in der Nacht zum 14. lokal sogar zu Frost in Bodennähe und vereinzelt zu Luftfrost. Im Juni und Juli bestand die kühle, nasse und teilweise sehr windige Witterung fort. Erst am 17. bzw. 18. Juli konnte mit Höchsttemperaturen von 25-27 °C der erste Sommertag dieses Jahres vermerkt werden. Ende Juli setzte sich endgültig hochsommerliches Hochdruckwetter durch, das bis kurz vor Mitte August anhielt und den norddeutschen Sommer ‘rettete’. Die verzeichneten 5-11 Sommertage lagen um 4-5 über den Erwartungswerten. Bemerkenswert hoch war die Anzahl der sommerlichen Gewitter, die im Juli und August örtlich mit 8 pro Monat mehr als doppelt so hoch war wie gewöhnlich. Nachdem das letzte Augustdrittel schon wieder von wechselhaftem Wetter geprägt war, brachte das erste Septemberdrittel einen sonnigen und sehr warmen Spätsommer mit Höchsttemperaturen von 20-27 °C, bevor kurz vor dem astronomischen Herbstanfang kühles Wetter mit stürmischen Winden und kräftigen Niederschlägen einsetzte. Dieses wurde in der 1. Oktoberhälfte noch einmal durch viel Sonne und Wärme mit Temperaturen bis um 20 °C unterbrochen. Vom 22. November an blieben die Tageshöchsttemperaturen dann unter 10 °C. Zeitweise gab es leichten Nachtfrost und im Dezember einzelne Eistage. Am 28. Dezember fiel etwas Schnee, so dass sich eine Schneedecke von bis zu 5 cm bildete, die zum Jahresende aber wieder abgetaute.

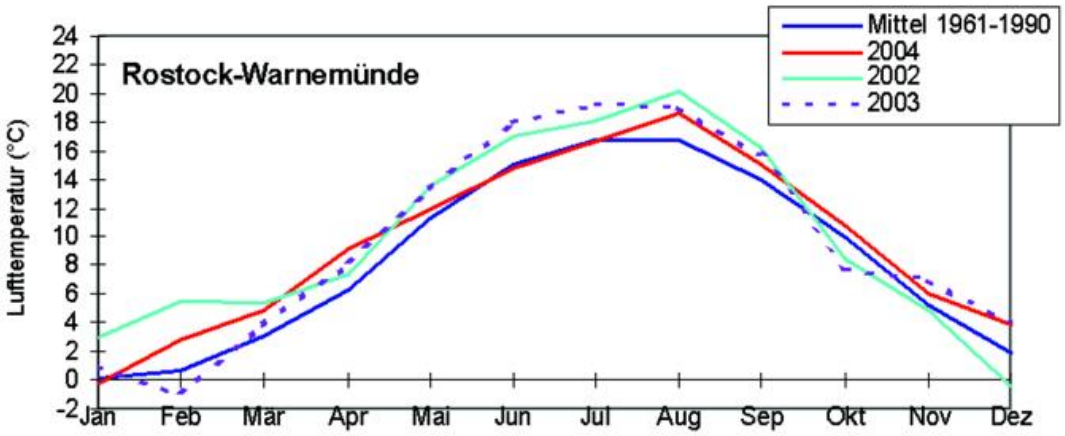


Abb. 1 Jahresgang der Monatsmitteltemperatur

Mit Ausnahme von Januar, Juni und Juli waren alle Monate zu warm. Die höchsten Abweichungen zu den Mittelwerten verzeichneten April und August mit bis + 2,5 K und der Dezember mit bis zu +2 K. Der August konnte das Wärmedefizit von Juni und Juli ausgleichen, so dass der Sommer insgesamt um bis zu 1 K zu warm ausfiel. Ungewöhnlich war das hohe Wärmeangebot an der Nordsee. Hier wurden mit 1 (Helgoland) bis 16 Sommertagen (Tageshöchsttemperatur mindestens 25 °C) die 30-jährigen Bezugswerte erreicht bzw. um bis zu 5 überschritten, während diese an der Ostsee mit 0 (Fehmarn) bis 14 Sommertagen um bis zu 7 unterschritten wurden. Heiße Tage (Tageshöchsttemperatur mindestens 30 °C) kamen an der Ostsee nicht vor, wohingegen an der ostfriesischen Küste und auf den vorgelagerten Inseln ihre Anzahl mit 4 Tagen sogar doppelt so hoch ausfiel wie gewöhnlich. Frost gab es 2004 wiederum seltener als im Mittel der Jahre. Grund dafür war vor allem die zu milde Witterung in den Monaten März und Dezember. Die Zahl der Frosttage (Tagestiefsttemperatur unter 0 °C) lag mit 19 (Helgoland) bis 64 (u.a. Boltenhagen) meist um 10-20 unter dem Durchschnitt. Lediglich östlich von Rügen wurden rund 80 Frosttage gezählt, womit die Durchschnittswerte nur knapp verfehlt wurden. Die Zahl der Eistage (Tageshöchsttemperatur unter 0 °C) blieb mit 0 (Helgoland) bis 14 (Stettiner Haff) beträchtlich (um 10-14) unter dem Jahresmittel. Wie Abb. 1 zeigt, war der Jahresgang der Temperatur der des Jahres 2002 sehr ähnlich.

Anders als das Vorjahr fiel 2004 überwiegend zu nass aus. Die Jahresniederschläge lagen an der Nordsee verbreitet zwischen 800 bis knapp 1000 mm und damit um rund 10-20 % über dem Durchschnitt. Nur örtlich blieb es zu trocken, so auf Sylt, wo die Niederschlagshöhe mit 680 mm um knapp 10 % unter dem Mittel blieb. An der Ostsee fielen verbreitet 550 bis 600 mm, womit die Mittelwerte meist erreicht oder um bis zu 10 % überschritten wurden. Örtlich gab es aber auch mehr Niederschlag. So verzeichnete Kiel mit 772 mm ein Plus von knapp 20 %. Dem Mehr an Niederschlag entsprach eine erhöhte Zahl an Niederschlagstagen, an denen 1 mm und mehr fiel. Auch Tage mit Starkniederschlägen (>10 mm) wurden mit 7 (Stettiner Haff) bis 30 Tagen (St. Peter-Ording) häufiger verzeichnet. Beträchtlich zu nass war - mit Ausnahme der Ostseeinseln - vor allem der Februar, der vielfach bis um das Doppelte der gewöhnlichen Niederschlagsmenge verzeichnete. Aber auch der Januar und die

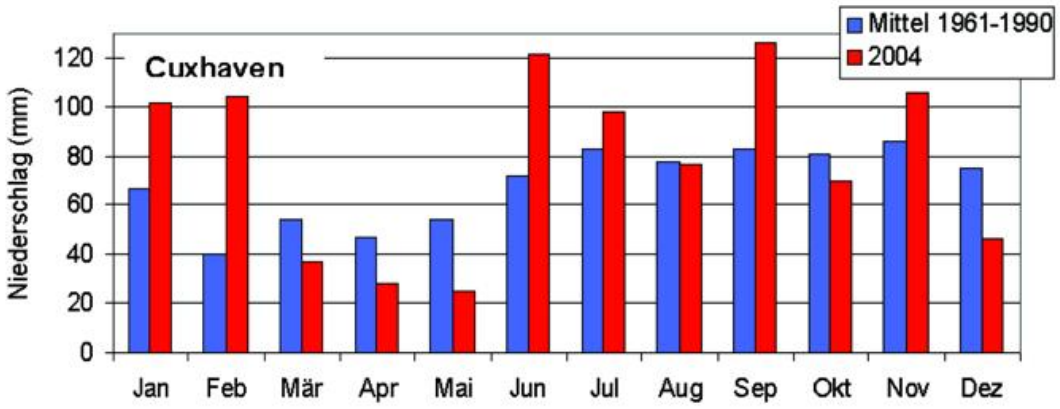


Abb. 2 Jahresgang der monatlichen Niederschlagshöhe

Sommermonate mit ihren zahlreichen Gewittern waren überwiegend zu nass (vgl. Abb. 2). Auf Norderney fiel Anfang Juli so viel Regen, dass bereits am 5. der Monatsmittelwert von 76 mm überschritten war. Insgesamt verzeichnete der Monat mit 169 mm 222 % vom Mittel. Dafür war das Frühjahr beträchtlich zu trocken. Und auch hier machte Norderney wieder auf sich aufmerksam. Die Insel verbuchte im Mai mit 3 mm (6 %) den geringsten Mainiederschlag seit mehr als 40 Jahren.

So sonnig wie im Vorjahr war es 2004 nicht. Aber mit einer Sonnenscheindauer zwischen 1550 Stunden an der Wesermündung und 1888 Stunden auf Rügen wurden die Sollwerte fast durchweg erreicht oder leicht überschritten. Wenig Sonnenschein - nur 20 bis 40 Stunden - bot vor allem der Januar an der Nordsee und westlichen Ostsee. Aber auch von Mai bis Juli schien die Sonne weniger als gewöhnlich. Dafür waren die Monate Februar bis April und das 2. Halbjahr fast durchweg strahlungsreicher als es dem Mittel entspricht (vgl. Abb. 3)

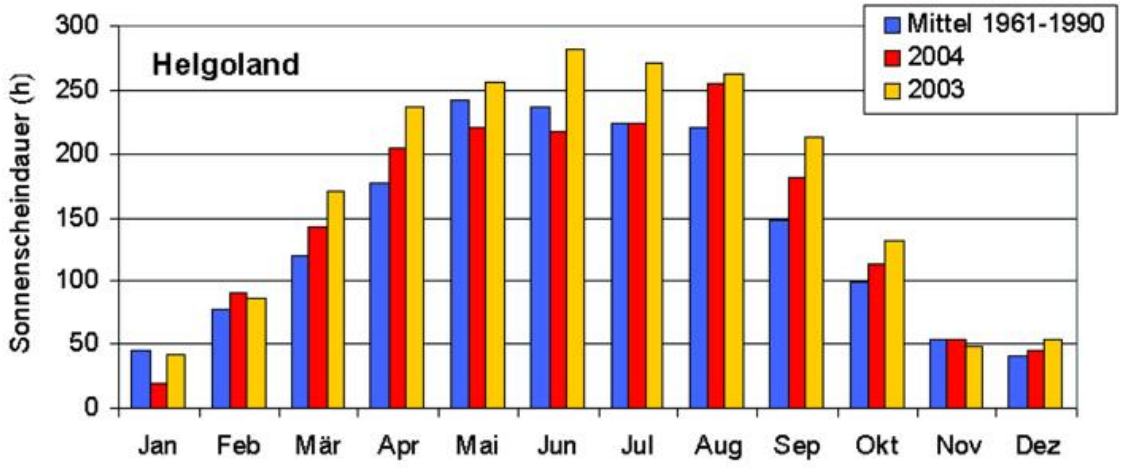


Abb. 3 Jahresgang der monatlichen Sonnenscheindauer

Wind gab es 2004 wieder deutlich mehr als im Vorjahr. Schon die 2. Januardekade war mit Böen bis Windstärke 9 und 10 Bft. windreich. Im Februar, der sich im Vorjahr durch eine sehr lang anhaltende, windschwache Hochdrucklage ausgezeichnet hatte, war der Anteil an Westlagen deutlich höher als gewöhnlich. Besonders im ersten Monatsdrittel lösten mehrere Tiefs mit ihren Ausläufern, die in rascher Folge über die Küstengebiete zogen, Sturmböen von Bft. 9-10, in exponierten Lagen bis Orkanstärke aus. Im März sorgte ein Sturmtief, das sich zu Frühlingsanfang über Norddeutschland am stärksten ausgebildet hatte, verbreitet Böen bis Bft. 11, lokal auch bis 12 aus und verursachte zahlreiche Schäden. Nach einem recht windschwachen April mit einem erhöhten Anteil an Ost- und Südwinden (Abb. 4, links), herrschten im Mai West- und Nordwestwinde vor, die mit einem Anteil von 50-60 % mehr als doppelt so häufig waren wie gewöhnlich (Abb. 4, rechts). Neben Tiefdruckgebieten, die stürmische Winde auslösten, waren in den Sommermonaten Sturmböen vor allem mit Gewittern verbunden, aus denen sich lokal sogar Tornados entwickelten, die beträchtliche Schäden hinterließen. Im September setzte kurz vor dem astronomischen Herbstanfang eine Phase stürmischer Witterung ein, in der Böen bis Bft. 11 registriert wurden. Am 18. November trat dann der erste große Herbststurm mit Böen bis Orkanstärke (Bft. 12) auf, der den Schiffsverkehr massiv behinderte. Er bewirkte eine Nordseesturmflut und bescherte den Halligen das erste größere Landunter. Am 23. November löste schließlich ein Tief auf seinem Weg über die Ostsee mit Böen bis Bft. 11 eine Ostseesturmflut aus.

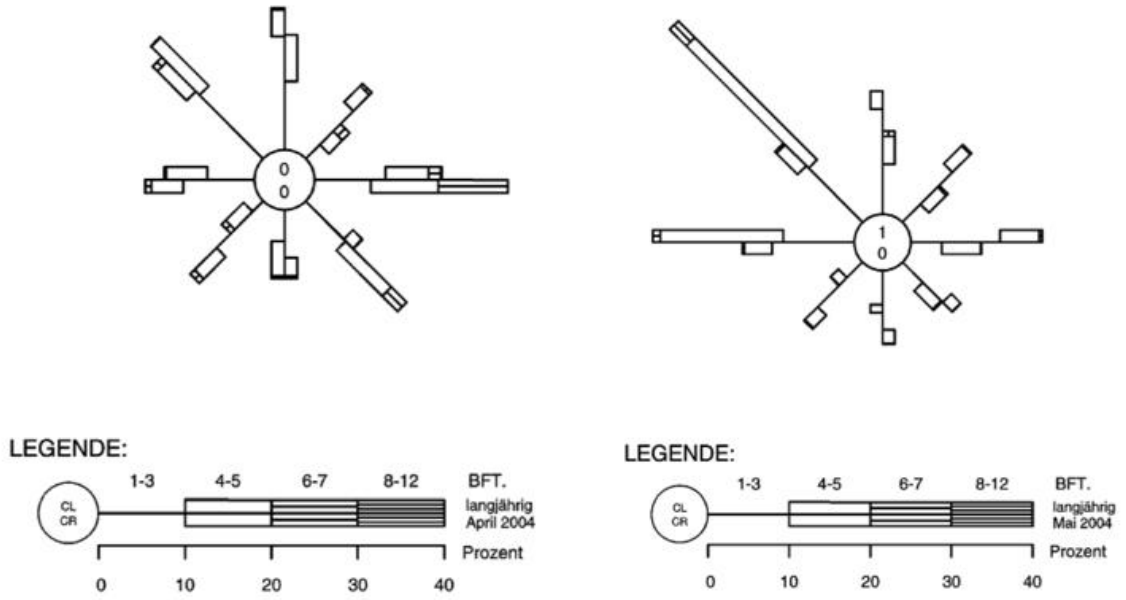


Abb. 4 Die Windverteilung von Helgoland im April und Mai 2004 und im Mittel

Verbreiteter Frost in den ersten Januartagen ließ die Wassertemperaturen rasch absinken, was zur Eisbildung in der Ostsee führte. Vom 6.-15. Januar und in der letzten Januardekade wurde in den Boddengewässern der südlichen Ostsee eine 5-10 cm, im Kleinen Haff auch bis zu 15 cm dicke Eisschicht beobachtet. Ungewöhnlich milde Witterung führte Anfang Februar dann aber zu einem raschen Abtauen, und am 11. Februar waren alle deutschen Ostseegewässer wieder eisfrei. Die Wassertemperaturen kletterten vorübergehend auf 5-6 °C, bevor sie durch die kühle Märzwitterung wieder auf 1-4 °C abfielen. In den Frühjahrs- und Sommermonaten stiegen sie nur zögerlich an. Eine überdurchschnittlich kräftige Erwärmung brachte lediglich die 2. Aprilhälfte und die erste Augustdekade. In letzterer erwärmten sich die Gewässer auf 20 °C in den tieferen Zonen um Helgoland und bis 23 °C in den küstennahen Bereichen. Die Monatsmittelwerte von August lagen mit 18-19 °C bei Helgoland und in der westlichen Ostsee und 20 °C an der Nordsee um 1-2 K über den Mittelwerten des Zeitraums 1961-1990. Danach hielten sich die Temperaturen im Bereich der vieljährigen Mittelwerte, blieben aber unter denen in Abb. 5 dargestellten Mittelwerten von 1997-2002. Die zu milde Witterung in November und Dezember ließ die Abweichungen dann nochmals auf 1 K ansteigen. Am Jahresende bewegten sich die Wassertemperaturen bei 3-4 °C in den flachen Küstenzonen und bei 7 °C um Helgoland.

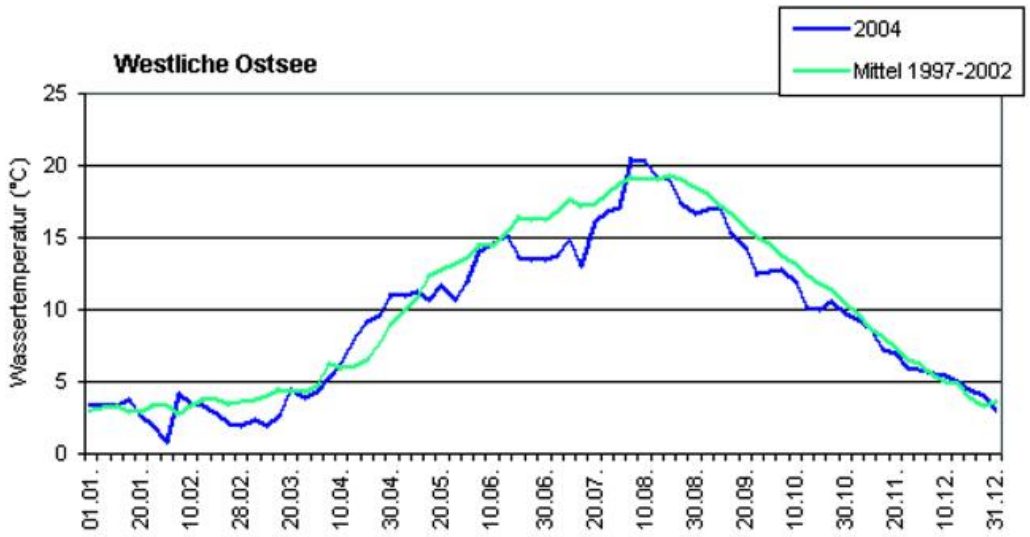


Abb. 5 Jahresgang der Wassertemperatur

Die agrarmeteorologische Situation im Jahr 2004

F. - J. Löpmeier

Schlagzeile

Nach den extremen Jahren 2002 und 2003 waren die meteorologischen Bedingungen für das Jahr 2004 im Hinblick auf die Landwirtschaft durchschnittlich.

Übersicht über die gesamte Bundesrepublik

Auf die positiven Abweichungen der Bodentemperaturen von ca. 1 K im Februar und mehr als 2 K im April vom langjährigen Mittelwert in ganz Deutschland folgten in den Monaten Mai bis Juli 3 Monate mit deutlichen negativen Abweichungen. Im Jahresmittel bewegten sich die Bodentemperaturen etwas über dem vieljährigen Mittelwert. Die Bodenfeuchten wiesen ebenfalls nahezu in ganz Deutschland keine großen Abweichungen von den vieljährigen Bedingungen auf.

Schleswig-Holstein, Hamburg, Bremen, Niedersachsen und Mecklenburg - Vorpommern

Das Jahr begann recht niederschlagsreich und kühl. Im Februar kam es in der ersten Dekade bei sehr milder Witterung (Niedersachsen bis 17 °C) zu einem ersten Wachstumsschub. Die Haselnuss- und Schneeglöckchenblüte begann mit einer Woche Vorsprung. Im weiteren Verlauf kam es aber wieder zu kälteren Witterungsabschnitten, sodass ein Entwicklungsvorsprung bis Mitte März ausgeglichen war. Die Vegetationsperiode begann in Niedersachsen Mitte März, sonst Anfang April und endete Anfang bis Mitte November, das entsprach in etwa dem vieljährigen Durchschnitt. Das nachhaltige Wachstum des Grünlandes setzte nur um wenige Tage verfrüht in Niedersachsen zwischen dem 15. und 20. März ein und hatte in der ersten Aprildekade auch Mecklenburg-Vorpommern erfasst. Milde Witterung im April bei überdurchschnittlicher Sonnenscheindauer führte zu einer um 1 bis 2 Wochen verfrühten Rapsblüte. Der Mai zeigte sich zu kühl und zu trocken, was insbesondere bei den in der Blattentwicklung befindlichen Mais- und Zuckerrübenbeständen zu Wachstumsverzögerungen führte. Während der Eisheiligen kam es in ungeschützten Erdbeerbeständen zu Frostschäden, das Aufkommen tierischer Schädlinge sowie der Befallsdruck durch pilzliche Schaderreger hielten sich in Grenzen. Das änderte sich im Juni mit stärkerem Befall durch Blattläuse und Weizengallmücken. Ein phänologischer Entwicklungsvorsprung bestand beim Wintergetreide nur bis Ende Juni. Auch der Juli fiel überwiegend wechselhaft und kühl aus, die Ernte der Wintergerste wurde mit etwa einer Woche Verspätung aufgenommen. Der Mähdrusch des Winterweizens konnte infolge hochsommerlicher Witterung meist termingerecht um den 10. August durchgeführt werden. Einsetzende Regenfälle führten aber gebietsweise zu erheblichen Verzögerungen. Ausreichende Wasserversorgung und hohe Temperaturen kamen der Maisentwicklung in der ersten Septemberhälfte entgegen. Restliche Mähdruscharbeiten konnten dann ebenfalls ohne Behinderungen durchgeführt werden. Ein gro-

ßes Problem bereitete während der Saison der Schneckenbefall sowie eine hohe Feldmauspopulation. Die Zuckererträge der Zuckerrüben lagen bei leicht überdurchschnittlichen Zuckergehalten und hohen Erträgen weit über den vieljährigen Werten der letzten Jahre. Teilweise war die Zuckerverarbeitung auch in den Weihnachtstagen noch nicht beendet.

Brandenburg, Berlin, Sachsen-Anhalt, Thüringen und Sachsen

Ein um 2 bis 3 K zu hohes Temperaturniveau sorgte im Monat Februar bereits für unübersehbare Wachstums- und Entwicklungsprozesse in der Pflanzenwelt. Das betraf nicht nur die Frühblüher, sondern auch die Wintersaaten, bei denen eine rasche Enthärtung einsetzte. Da sich der Winter von Ende Februar bis in die 3. Märzhalbdekade hinein doch noch mal ein Herz fasste, waren Raps und Getreide in dieser Zeit in der Mehrzahl der Nächte einer stärkeren, aber nicht schädigenden Kältebelastung ausgesetzt. Die Blüte von Schwarzerle und Gelbem Hartriegel stagnierte. Der phänologische Entwicklungsvorlauf schrumpfte von ursprünglich vier auf zwei Wochen zusammen. Bereits Ende März / Anfang April wurde sichtbar, dass der Winterraps und die Winterhalmfrüchte die kalte Jahreszeit gut überstanden hatten. Ungeachtet einiger schon recht warmer Tage in der zweiten Märzdekade fasste der Frühling erst im April so richtig Fuß und inszenierte zeitweise ein wahres Wachstums- und Entwicklungsfeuerwerk. So begannen in den ersten Apriltagen Löwenzahn, Buschwindröschen, Spitzahorn, Hänge-Birke, Schlehe sowie Aprikosen-, Pfirsich und Nektarinenbäume zu blühen. Zu Ostern wurde in phänologischen Frühgebieten, wie dem Saaletal bei Halle, der Beginn der Süßkirschblüte und das Auflaufen der Sommergerste und des Hafers beobachtet. Neben dem Schossen der Wintergerste und des Winterroggens konnte auch der Beginn der Blattentfaltung bei der Eberesche wahrgenommen werden. Ende der zweiten Aprildekade trat der Winterweizen verbreitet in die Schossphase ein. Nachdem im Mai das fünfköpfige Regiment der Eisheiligen (Mamertus, Pankratius, Servatius, Bonifatius und „kalte“ Sophie) seinem Ruf als Kältebringer nicht unbedingt gerecht wurde, sorgten dann vom 21. bis 27.05. arktische Polarluftmassen für Verdruss. Vor allem die eher harmlosen „kleinen Eisheiligen“ Urban (25.05.) und Philipp (26.05.) ließen mit Flockenwirbel im Bergland sowie Frösten und Bodenfrösten in den Niederungen ihre Muskeln spielen. Leidtragende waren vor allem Sonnenblumen, Tomaten, Gurken und der ebenfalls wärmebedürftige Mais. Dagegen entwickelte sich das Getreide prächtig. Einem etwas zu kühlen Mai folgte auch ein unterdurchschnittlich temperierter Juni, in dem Trebbichau und Micheln im Landkreis Köthen von einem schwere Schäden verursachenden Tornado heimgesucht worden sind. Für die Kornfüllung des Getreides stand ausreichend Feuchte zur Verfügung. Kühle maritime Luftmassen drückten auch der ersten Julihälfte ihren Stempel auf. Am 20.07. kam es in Thüringen und Westsachsen zu schwerem Hagelschlag. Die Hagelkörner, die einen Durchmesser von 3 bis 4 cm aufwiesen, hatten in Obstkulturen, beim Wein, im Getreide, Raps und Mais starke Schäden zur Folge. Warmluft, intensive Einstrahlung und Trockenheit verliehen den ersten zwölf Tagen des Monats August einen hochsommerlichen Charakter, der dem Ruf der Hundstage (23.07. bis 23.08.) zur Ehre gereichte. Vielerorts stellte sich Bodendürre ein. Für die Heuwerbung und den Mähdrusch bestanden aber ausgezeichnete Bedingungen. Erst in der dritten Septemberdekade stand dann der Herbst im wahrsten Sinne des Wortes auf der Leiter. Nachdem sich um den 05. Oktober der Altweibersommer mit Rekordtem-

peraturen von 25 bis 27 °C verspätet zu Wort meldete, gelangte am 08.10. kältere Luft in die Regionen zwischen der Müritz und dem Fichtelberg. Nachtfröste ließen Wein- und Maisblätter erfrieren. Die Auffüllung der Bodenwasservorräte kam im Verlauf des Herbstes nur schleppend voran.

Hessen, Saarland, Rheinland-Pfalz, Nordrhein-Westfalen

Die Reihe zu warmer Jahre setzte sich auch 2004 fort, jedoch war die Temperaturabweichung mit etwa 0.5 Grad nicht so groß wie im Vorjahr, und in Nord- und Osthessen war es sogar bis zu 0.2 Grad zu kühl. Auch wenn die Vermutung nahe liegt, dass sich der meist wechselhafte Witterungscharakter überall gleich auswirkte, war besonders beim Niederschlag kein einheitlicher Trend zu erkennen, und regional traten hier erhebliche Unterschiede auf. In Nordrhein-Westfalen war es besonders in der Zülpicher Börde, in Hessen, Rheinland-Pfalz und Saarland nach Westen und Süden hin zu trokken. Gebiete, die sowieso zu den trockensten in Deutschland gehören – wie der Rheingau und Rheinhessen – erhielten 2004 weniger als 500 l Niederschlag pro Quadratmeter, sodass hier erneut 70 bis 100 l am Jahresniederschlag fehlten. Die zeitliche Verteilung und die Menge der Niederschläge reichten aber aus, um den Pflanzen ein kontinuierliches Wachstum zu sichern. Die Wasservorräte in tieferen Bodenschichten konnten allerdings nirgendwo aufgestockt werden.

Nach sehr milden Witterungsabschnitten begann ab Mitte März fast überall der Erstfrühling mit der Forsythienblüte. In klimatisch begünstigten Lagen war dies etwa 1 Woche früher als im vieljährigen Durchschnitt, während in ungünstigeren Lagen die Blüte sogar bis zu 2 Wochen früher als normal einsetzte. Im März und April waren die Böden an der Oberfläche soweit abgetrocknet, dass die Bestellung von Feldfrüchten und Getreide ohne größeres Problem durchgeführt werden konnte. Da die Böden noch ziemlich kühl waren, liefen die Feldfrüchte und Saaten nur langsam auf, und auch der kühle Mai verzögerte hier die weitere Entwicklung und hob die ursprüngliche Verfrühung wieder auf. Die Rapsblüte zog sich bei der kühlen Witterung im Mai mit wiederholten Schauern ziemlich lange hin. Dadurch führte die Rapstracht verbreitet zu Spitzenerträgen. Andererseits fielen in der Pfalz die Honigerträge bei Edelkastanien nur unterdurchschnittlich aus. Trotz eines guten Blühansatzes fielen die Blütenstängel häufig schon bei Blühbeginn ab, obwohl sie noch nicht verblüht waren. Als Ursache wird die Trockenheit des Vorjahres diskutiert. Im Sommer boten die Temperaturen und eine rechtzeitige Wasserversorgung günstige Bedingungen für quantitativ und qualitativ gute Erträge – gleichgültig ob es sich um Heu, Getreide, Kartoffeln oder Zuckerrüben handelte. So schnitt bereits die Grassilage bei der Ernte quantitativ und qualitativ gut ab, und beim Getreide konnte mengenmäßig eine Rekordernte eingefahren werden. Die Niederschläge im August begünstigten das Wachstum der Hackfrüchte, sodass die Hektarerträge bei Kartoffeln und Zuckerrüben um fast 18 % über denen von 2003 lagen und auch die durchschnittlichen Erträge von 1998 bis 2003 um etwa 5 % übertrafen. Die Zuckerrüben konnten bei dem vielfach sonnigen und warmen Wetter im September nochmals Zucker einlagern, so dass der Zuckergehalt höher lag als in den letzten Jahren. Im Weinbau wurden bei guter Qualität ebenfalls überdurchschnittliche Mengen geerntet. Auch hier sorgte der September mit warmen und sonnigen Tagen für einen zusätzlichen Reifeschub. Nachdem nun bereits mehrere Jahre hintereinander zu warm waren, konnten im Weinbau verbreitet

zunehmende Pilzinfektionen - wie die Schwarzfäule und das Esca-Syndrom beobachtet werden, die man bisher nur in wärmeren Gegenden kannte.

Bayern, Baden-Württemberg

Nach den extremen Witterungsverläufen in den beiden Vorjahren bot das Jahr 2004 überwiegend günstige Bedingungen für die Entwicklung der meisten Kulturen, die sich besonders bei Getreide und Rüben in sehr guten Erträgen niederschlugen. Der Januar brachte vor allem in Bayern neue Rekordniederschläge, welche das Wasserdefizit des Vorjahres aber nur teilweise ausgleichen konnten. Ansonsten wurden die Wintermonate Januar und Februar von einem häufigen Wechsel zwischen frostig kalten und ungewöhnlich milden Witterungsperioden bestimmt. Die Böden waren dabei vorübergehend bis in Tiefen zwischen 10 und 40 Zentimetern gefroren. Trotz zeitweise strenger Nachtfröste kamen die normal entwickelten Getreidebestände, die meist unter dem Schutze einer Schneedecke lagen, gut über den Winter. Dieser dauerte auch im ersten Märzdrittel noch an, sodass die Vegetation meist noch einen Rückstand von wenigen Tagen hatte und sich auch die Bestellarbeiten verzögerten. Vor allem in der sonnenscheinreichen und warmen zweiten Aprilhälfte erlebten aber alle Kulturen eine beschleunigte Entwicklung. Mai und Juni wurden meist von unbeständigem und kühlem Wetter geprägt, welches Blattkrankheiten bei Getreide begünstigte. Auch beim Mais bewirkte dies eine deutlich verzögerte Entwicklung, zudem sorgten Bodenfröste während des letzten Maidrittels hier sowie bei Wintergerste für örtliche Frostschäden. Die häufigen Niederschläge führten immer wieder zu einer Verzögerung der Grünlandernte, trotzdem stellte sich im Laufe des Juni in Teilen Nordbayerns und im Norden Württembergs bei Getreide Wassermangel ein. Die im Juli zunächst noch vorherrschende ungewöhnlich kühle Witterung bewirkte eine Verzögerung der Abreife des Getreides bei gleichzeitiger Verlängerung der Kornfüllungsphase. Für die deutlich verzögerte Ernte boten sich aber über weite Strecken des August bei hochsommerlich warmem Hochdruckwetter meist sehr günstige Bedingungen. Dabei wurden verbreitet sehr hohe Getreideerträge verzeichnet. Leider gab es im Hochsommer aber auch zahlreiche Unwetter mit Starkregen, Hagel und Orkanböen, welche besonders im Breisgau am 8. Juli sowie in einigen Regionen Bayerns am 12. August auch auf landwirtschaftlichen Flächen beträchtliche Schäden anrichteten. Im September und Oktober sorgten längere Schönwetterperioden meist für günstige Bedingungen bei Ernte und Bestellung der Felder. Die Getreidebestände gingen im milden November meist gut entwickelt in den Winter, der erst im Laufe des ersten Dezemberdrittels den Eintritt in die Vegetationsruhe brachte. Infolge der teilweise deutlich zu trockenen Herbstmonate waren die Böden zum Ende des Vegetationsjahres vor allem in Teilen Nordbayerns und des nördlichen Baden-Württembergs nicht überall mit Wasser gefüllt.

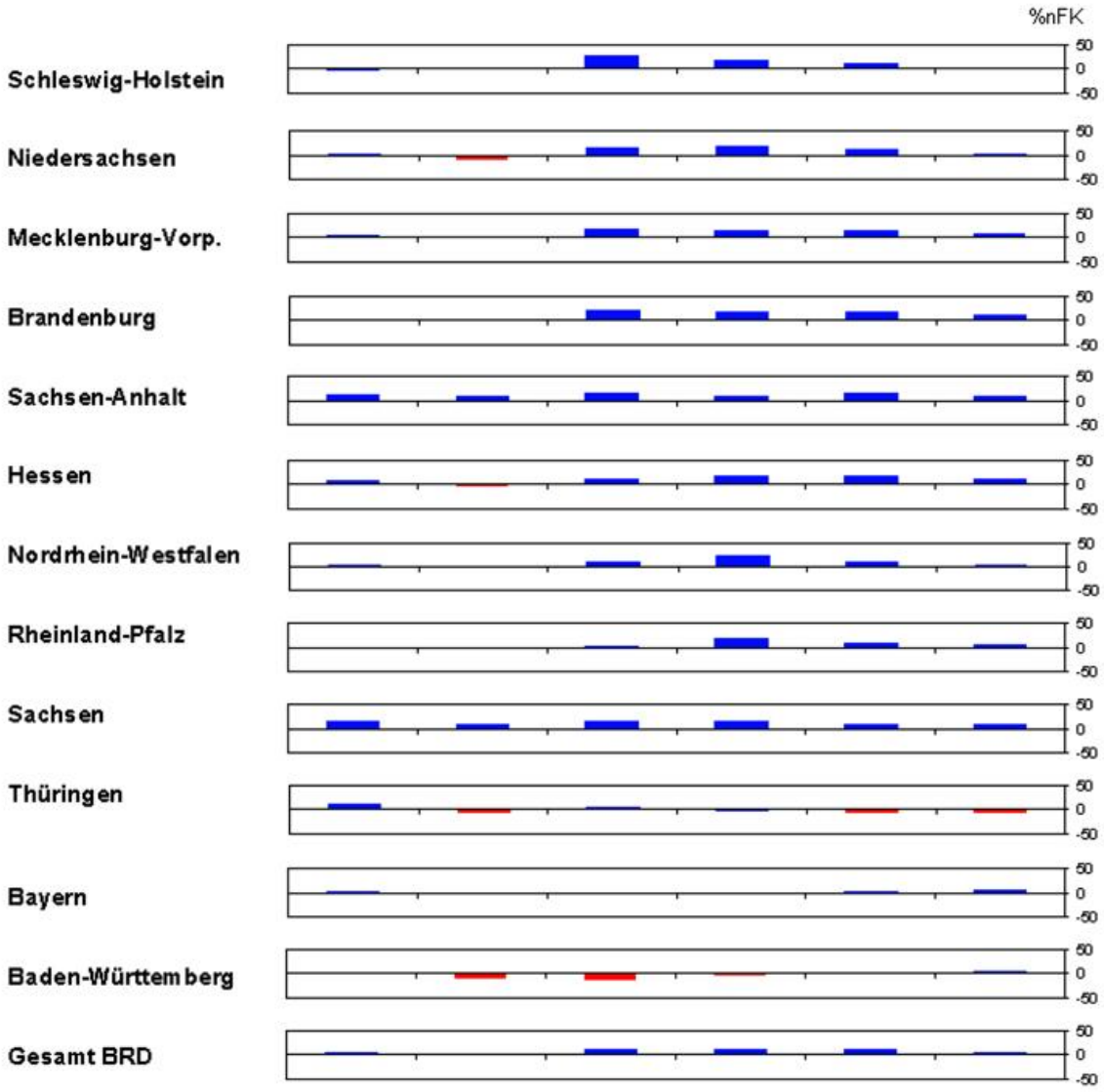


Abb. 1 Monatliche Abweichungen der Bodenfeuchte von Wintergetreide auf leichten Standorten (% nFK) im Jahr 2004 vom vieljährigen Mittelwert 1961 - 2003 (rot = zu trocken, blau = zu feucht)

Die Bodenfeuchtesituation während der Vegetationszeit 2004

Die Abbildung 1 weist zwar im Juli, August und September in vielen Bundesländern auf eine positive Abweichung der Bodenfeuchte vom vieljährigen Mittelwert hin, aber über die gesamte Bundesrepublik gesehen, kann das Jahr 2004 als durchschnittlich betrachtet werden.

Auch aus der Tabelle 1 wird ersichtlich, dass über das Jahr gesehen, die agrarmeteorologischen Verhältnisse als durchschnittlich betrachtet werden können. Während der April relativ warme Bedingungen aufwies und insbesondere die Benetzungszeiten deutlich unter dem vieljährigen Mittelwert blieben, stellten sich die Monate Mai bis Juni als zu kalt dar. Insbesondere im Juli weisen die überwiegend positiven Abweichungen der Kornfeuchte auf nur mäßige Mähdruschbedingungen hin.

Abweichungen vom langjährigen Mittel für das Jahr 2004

	Januar		Februar		März				April				Mai				Juni			
	1	2	1	2	1	2	3	5	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Schleswig-Holstein	-0.7	0.3	1.4	2.4	0.8	0.5	109.4	-3.9	2.1	1.2	112.1	62.1	-0.4	0.1	89.3	64.4	-1.4	-0.2	85.0	118.4
Niedersachsen	-0.2	1.5	1.8	3.1	0.4	0.2	109.4	-5.4	2.0	1.3	112.7	71.3	-0.9	-0.4	83.9	80.9	-0.6	0.0	89.9	112.3
Mecklenburg-Vorpommern	-1.2	-0.4	0.8	2.3	1.2	1.3	106.7	-8.2	2.2	1.3	111.6	109.2	-0.3	0.2	89.9	101.9	-1.4	-0.5	84.1	128.0
Brandenburg	-0.9	-0.9	1.3	3.1	1.0	1.3	107.5	-7.9	1.9	1.1	114.6	92.8	-1.0	-0.2	84.0	110.7	-1.2	-0.5	88.7	117.8
Sachsen-Anhalt	-0.5	-0.1	1.9	3.8	1.0	0.6	108.1	-6.8	2.1	1.1	105.0	126.1	-1.0	-0.1	77.4	116.2	-0.5	0.1	88.4	135.5
Hessen	-0.2	1.8	1.4	3.4	-0.1	-0.5	110.9	-7.8	1.6	0.9	110.8	72.2	-1.3	-1.3	84.8	102.2	-0.4	-0.6	97.7	118.8
Nordrhein-Westfalen	-0.2	1.1	1.1	1.8	0	-0.8	109.7	-2.6	1.7	1.4	105.2	89.2	-0.6	-1.2	84.9	88.7	-0.2	-0.3	93.7	117.7
Rheinland-Pfalz	0.0	0.5	1.4	1.7	-0.2	-0.9	108.6	-4.8	2.1	1.6	113.2	73.5	0.1	-0.9	99.6	74.9	0.6	-0.2	105.6	97.5
Sachsen	-0.8	-1.4	1.0	3.8	0.4	0	116.5	-2.3	2.2	1.2	116.6	63.6	-1.5	-0.7	78.0	118.1	-0.4	-0.2	98.3	100.0
Thüringen	-0.5	1.4	1.5	4.5	0.6	0.6	122.7	-9.3	2.2	1.1	111.4	78.0	-1.2	-0.8	78.9	123.6	-0.5	-0.2	97.8	105.7
Bayern	-0.2	0.5	0.6	2.1	-0.7	-1.6	106.5	-5.3	1.8	0.8	115.3	68.6	-1.4	-1.6	88.9	96.1	-0.5	-0.8	99.2	102.0
Baden-Württemberg	0.1	1.0	0.9	1.5	-0.1	-0.9	113.9	-4.8	1.9	1.2	119.9	47.3	-0.5	-1.3	102.3	78.6	0.2	-0.1	108.8	87.4
Gesamt BRD	-0.4	0.5	1.3	2.8	0.4	0	110.8	-5.7	2.0	1.2	112.4	79.5	-0.8	-0.7	86.8	96.3	-0.5	-0.3	94.8	111.8

	Juli				August				September				Oktober				November		Dezember	
	1	2	3	6	1	2	3	6	1	2	3	5	1	2	3	5	1	2	1	2
Schleswig-Holstein	-1.3	-0.5	84.1	1.6	1.2	1.3	104.4	0.6	0.4	0.1	115.2	8.1	0.5	0.8	101.8	-.3	0.2	-0.3	1.1	2.0
Niedersachsen	-1.2	-0.7	86.7	2.1	1.4	1.7	109.0	0.7	0.6	0.2	121.5	4.1	0.6	0.8	104.9	.7	0.2	-0.2	0.3	1.1
Mecklenburg-Vorpommern	-0.9	-0.5	83.9	2.5	1.5	1.1	99.7	0.8	0.6	0.1	111.6	6.3	0.7	1.0	96.5	6.1	0.4	0.2	1.3	2.4
Brandenburg	-0.9	-0.5	90.5	1.0	1.3	1.3	105.6	-0.2	0.5	-0.1	117.1	1.4	0.8	0.7	106.8	3.2	0.2	0.3	0.6	1.9
Sachsen-Anhalt	-0.7	-0.4	88.4	1.7	1.6	1.2	107.3	0.1	0.7	-0.1	116.7	8.3	1.1	0.5	107.9	-1.0	0.7	0.7	0.2	1.3
Hessen	-1.2	-0.3	89.1	1.4	0.6	1.6	100.5	1.3	0.2	0.2	116.2	4.9	0.7	0.4	104.7	7.4	0.0	0.2	-1.1	-0.3
Nordrhein-Westfalen	-0.9	-0.5	89.2	2.2	1.2	2.1	103.8	0.8	0.8	0.6	120.2	3.6	0.8	1.0	107.4	1.8	-0.1	-0.5	-1.0	-0.9
Rheinland-Pfalz	-0.7	0.0	91.1	0.5	0.3	1.9	91.9	2.6	1.0	0.9	118.1	-2.1	1.0	1.3	92.3	5.8	0.3	0.5	-0.9	-0.8
Sachsen	-0.4	-0.3	97.8	-0.2	1.0	1.3	110.9	-1.9	0.3	-0.3	124.5	-4.3	1.1	0.8	112.7	6.0	0.0	0.3	-0.5	0.8
Thüringen	-1.1	-0.6	91.4	1.3	1.0	1.6	114.7	-1.2	0.4	0.0	127.1	-7.1	1.1	0.7	120.3	-7.1	0.1	0.9	-0.5	0.9
Bayern	-0.7	0.0	95.1	-0.1	0.5	1.5	103.4	-0.1	0.3	0.2	113.9	.1	1.1	1.4	99.8	8.4	0.1	0.7	-0.7	0.3
Baden-Württemberg	-0.5	0.4	101.2	-1.0	0.2	1.7	102.1	0.6	0.5	1.1	115.4	-7.8	1.2	2.0	91.8	12.6	0.1	0.9	-0.5	0.4
Gesamt BRD	-0.9	-0.3	90.7	1.1	1.0	1.5	104.4	0.3	0.5	0.2	118.1	1.3	0.9	0.9	103.9	3.6	0.2	0.3	-0.1	0.7

1= Bodentemperatur unbewachsener Boden 5 cm (rot= zu warm,blau= zu kalt)
2= Minimumtemperatur in Bodennähe für unbewachsenen Boden (rot= zu warm, blau= zu kalt)
3= Penman - Verdunstung, Abw.in % (rot= zu hohe Verdunstung, blau= zu geringe Verdunstung)
4= Benetzungszeiten, Abw. in % (rot= relativ geringe Benetzungszeiten, blau= relativ hohe Benetzungszeiten)
5= Krumenbodenfeuchte, %nFK (rot = relativ trocken, blau = relativ feucht)
6 = Kornfeuchte, (%, 19 Uhr) (rot = relativ gering, blau = relativ hoch)

Tab. 1 Charakteristische agrarmeteorologische Kenngrößen für das Jahr 2004. Die Tabelle enthält die Abweichungen vom langjährigen Mittelwert (1961-2003) im Jahr 2004 für die Parameter Bodentemperatur, Minimumtemperatur in Bodennähe, Penman–Verdunstung und Benetzungszeit. Die rot dargestellten Werte stellen zu warme, bzw. Zeiten mit hoher Verdunstung und geringer Blattbenetzung, die blauen Werte zu niedrige Temperaturen, hohe Blattbenetzung und geringe Verdunstung dar.

Das Jahr 2004 im Vergleich zu den Jahren 2003, 2002 und zum langjährigen Mittelwert

Die folgenden Abbildungen 2 a - 2 d zur Bodenfeuchte von Zuckerrüben auf Lehmboden charakterisieren sehr treffend die Wasserhaushaltsbedingungen des Jahres 2004 im Vergleich zu den Jahren 2002 und 2003 und im Verhältnis zum langjährigen Mittelwert. Die Bodenfeuchte der einzelnen Monate ergibt sich aus Niederschlag und Verdunstung während des Monats und der vergangenen Zeiträume. Es werden die extremen Jahre 2002 und 2003 deutlich und die Abbildungen zeigen, dass die Bodenfeuchte 2004 in weiten Teilen Deutschlands dem langjährigen Mittelwert entsprach.

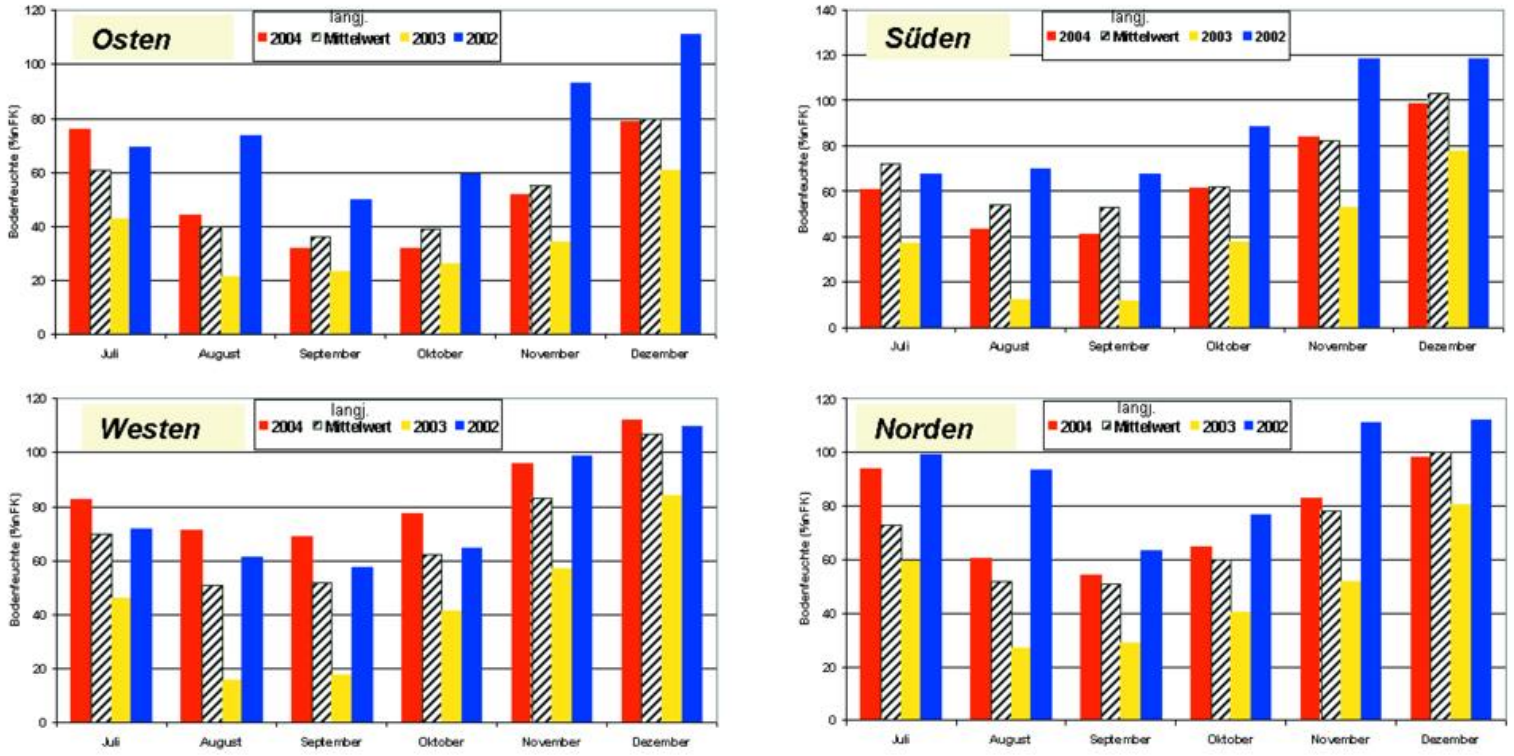


Abb. 2a - 2d Monatsmittelwerte der Bodenfeuchte (Juli - Dezember) Zuckerrüben/Lehmboden für Ost-, Süd-, West- und Norddeutschland

Vieljährige Mittelwerte der Bodentemperaturen

In der folgenden Tabelle 2 sind die vieljährigen Monatsmittelwerte der Bodentemperatur in 5 cm Tiefe für einen unbewachsenen Boden (lehmiger Sand) zusammengestellt. Die Werte basieren auf Berechnungen des Modells AMBETI 1 bzw. beziehen sich auf den Zeitraum 1962 bis 2003. In den Spalten 1 ist der Monatsmittelwert des seit 1962 kältesten Monats, in der Spalte 2 der vieljährige Mittelwert, in der Spalte 3 der Monatsmittelwert des bisher wärmsten Monats aufgeführt. Ausgeklammert für die Berechnungen der Mittelwerte sind Stationen in Höhenlagen, die für landwirtschaftliche Verhältnisse nicht repräsentativ sind.

In der Tabelle 3 sind ergänzend dazu jeweils die Jahre aufgeführt, in denen der kälteste bzw. wärmste Monat aufgetreten ist. In den Monaten Februar und März dominiert bei den wärmsten Monaten das Jahr 1990, aber auch die Jahre 2000 und 2003 zählen in vielen Monaten zu den wärmsten Jahren. Auffallend ist, dass abgesehen von den Monaten Januar und Dezember fast ausschließlich Jahre ab 1990 als die wärmsten Monate aufgelistet sind, während bei den kältesten Monaten überwiegend Jahre vor 1990 registriert werden. Insgesamt 76 % der wärmsten Monate fallen auf die Jahre ab 1990.

Tab. 2 Vielährige Monatsmittelwerte der Bodentemperatur in 5 cm Tiefe für einen unbewachsenen Boden (lehmiger Sand)

	Januar			Februar			März			April			Mai			Juni		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Schleswig-Holstein	-3,5	1,3	5,1	-1,9	1,8	5,9	1,1	4,7	8,1	6,5	10,0	12,8	13,3	16,4	19,3	16,2	20,1	23,2
Niedersachsen	-2,5	1,7	5,5	-1,8	2,3	6,6	1,7	5,6	9,1	7,7	10,8	13,3	13,3	17,0	20,0	17,0	20,5	24,2
Mecklenburg-Vorpommern	-3,1	1,1	4,7	-2,0	1,6	6,0	0,6	4,4	8,1	6,0	9,8	12,6	13,3	16,5	19,6	16,9	20,4	23,5
Brandenburg	-4,0	0,9	4,4	-2,2	1,6	5,9	1,0	5,1	8,5	7,8	11,1	14,3	13,8	18,0	21,1	18,1	21,6	25,0
Sachsen-Anhalt	-3,4	1,1	4,8	-1,9	1,8	6,0	1,1	5,4	8,9	8,3	11,4	14,4	14,3	18,2	21,3	18,5	21,8	25,8
Hessen	-2,5	1,3	4,6	-1,4	2,2	6,2	2,7	6,3	9,5	8,9	11,9	14,6	14,8	18,1	21,0	18,4	21,8	26,8
Nordrhein-Westfalen	-1,9	2,4	6,1	-1,2	3,3	7,4	3,1	6,9	10,3	8,5	11,8	14,3	13,5	17,8	21,4	17,8	21,1	25,6
Rheinland-Pfalz	-2,9	1,6	4,5	-1,5	2,6	6,7	3,0	6,6	9,9	8,4	11,6	14,2	13,8	17,6	21,0	18,0	21,3	26,9
Sachsen	-2,9	0,9	3,8	-1,9	1,5	5,5	0,8	4,9	8,3	7,2	10,4	14,0	12,6	17,0	20,4	17,3	20,6	25,3
Thüringen	-3,1	0,9	3,9	-1,7	1,5	5,7	0,5	5,0	8,5	7,2	10,5	13,6	12,7	17,0	20,0	17,6	20,6	25,1
Bayern	-2,3	0,6	2,9	-1,4	1,6	5,4	2,0	5,6	9,1	8,1	11,4	14,2	14,1	17,9	21,4	18,8	21,7	27,2
Baden-Württemberg	-2,5	1,7	4,3	-1,3	3,0	7,2	3,4	7,4	10,7	9,2	12,6	15,4	14,9	18,7	22,4	19,3	22,6	28,8

	Juli			August			September			Oktober			November			Dezember		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Schleswig-Holstein	18,1	21,6	26,9	17,9	21,2	25,5	13,5	16,3	20,0	7,8	10,7	13,7	2,4	5,2	7,6	-1,0	2,0	5,3
Niedersachsen	18,4	22,0	26,9	18,5	21,6	25,5	14,2	16,8	21,0	8,2	11,3	14,7	2,4	5,6	8,2	-1,1	2,4	5,8
Mecklenburg-Vorpommern	18,1	22,1	27,0	18,5	21,5	26,4	13,7	16,5	20,4	8,1	10,8	13,9	2,3	5,0	7,4	-1,4	1,8	4,9
Brandenburg	19,3	23,2	28,2	19,1	22,4	25,8	14,1	17,1	20,7	8,1	11,1	14,6	2,1	4,9	8,0	-1,5	1,6	4,9
Sachsen-Anhalt	19,5	23,3	28,8	19,4	22,6	26,2	14,5	17,3	21,0	8,4	11,2	14,9	2,3	5,0	8,1	-1,2	1,8	5,3
Hessen	19,4	23,5	28,2	20,2	22,8	26,6	14,8	17,7	21,6	8,0	11,5	14,8	2,3	5,3	8,9	-1,1	2,0	5,2
Nordrhein-Westfalen	19,0	22,8	27,7	19,3	22,2	25,6	14,9	17,6	21,5	8,4	12,2	15,6	3,0	6,4	10,2	-0,7	3,1	6,4
Rheinland-Pfalz	18,7	23,2	27,8	19,4	22,5	27,0	14,7	17,5	21,3	7,4	11,7	15,3	2,4	5,5	9,5	-1,3	2,2	5,2
Sachsen	18,8	22,2	26,9	18,9	21,7	25,1	12,9	16,5	20,6	7,0	10,7	14,4	2,0	4,5	7,7	-1,2	1,5	4,2
Thüringen	18,5	22,3	27,4	18,8	21,7	24,9	13,3	16,6	20,6	7,1	10,7	14,4	1,9	4,6	7,4	-1,5	1,4	4,4
Bayern	19,3	23,5	27,8	20,1	22,9	26,8	14,2	17,6	21,1	6,9	11,3	14,9	2,2	4,6	8,3	-1,3	1,2	3,7
Baden-Württemberg	20,0	24,6	29,1	20,5	23,9	28,3	15,4	18,8	22,2	7,7	12,5	16,4	3,0	5,9	9,9	-0,9	2,3	5,3

Legende:

1 = Mittelwert des kältesten Monats
2 = Mittelwert
3 = Mittelwert des wärmsten Monats

Tab. 3 Jahre der wärmsten und kältesten Monate der Bodentemperatur im Zeitraum 1962-2003

	Januar		Februar		März		April		Mai		Juni	
	1	3	1	3	1	3	1	3	1	3	1	3
Schleswig-Holstein	1963	1975	1996	1990	1996	1990	1970	1968	1962	1990	1991	1992
Niedersachsen	1996	1975	1986	1990	1969	1990	1970	1993	1962	2000	1991	2003
Mecklenburg-Vorpommern	1963	1975	1996	1990	1969	1990	1970	2000	1996	2000	1991	1992
Brandenburg	1996	1975	1986	1990	1969	1990	1970	2000	1991	2000	1984	2003
Sachsen-Anhalt	1996	1975	1996	1990	1969	1990	1970	2000	1962	2000	1984	2003
Hessen	1964	1975	1986	1990	1987	1990	1970	1968	1991	1993	1985	2003
Nordrhein-Westfalen	1963	1975	1986	1990	1962	1991	1970	1993	1962	1989	1991	2003
Rheinland-Pfalz	1963	1975	1963	1990	1962	2003	1970	1993	1983	1990	1991	2003
Sachsen	1996	1975	1996	1990	1969	1990	1973	2000	1991	2000	1985	2003
Thüringen	1996	1975	1991	1990	1969	1990	1973	2000	1962	1990	1991	2003
Bayern	1964	1975	1991	1966	1987	1990	1973	2000	1991	1990	1985	2003
Baden-Württemberg	1964	1975	1963	1990	1962	1989	1970	1993	1962	1990	1969	2003
	Juli		August		September		Oktober		November		Dezember	
	1	3	1	3	1	3	1	3	1	3	1	3
Schleswig-Holstein	1965	1994	1962	1997	1986	1999	2003	2001	1993	1963	1995	1974
Niedersachsen	1962	1994	1962	1997	1986	1999	2003	2001	1993	1994	1995	1974
Mecklenburg-Vorpommern	1965	1994	1962	1997	1986	1999	1992	2001	1985	1963	1995	1974
Brandenburg	1979	1994	1962	1997	1996	1999	1992	2001	1965	1963	1962	1974
Sachsen-Anhalt	1962	1994	1962	1997	1986	1999	1992	1995	1965	1963	1995	1974
Hessen	2000	1994	1979	2003	1996	1999	1974	2001	1985	1994	1963	1974
Nordrhein-Westfalen	1965	1994	1963	2003	1986	1999	1974	2001	1985	1994	1969	1974
Rheinland-Pfalz	1980	1994	1963	2003	2001	1999	1974	2001	1985	1994	1963	1974
Sachsen	1974	1994	1987	2003	1996	1999	1974	2001	1985	1963	1968	1974
Thüringen	1962	1994	1966	2003	1996	1999	1974	1995	1985	1994	1968	1974
Bayern	1980	1994	1966	2003	1996	1999	1974	2001	1966	1994	1963	1974
Baden-Württemberg	1980	1983	1966	2003	1996	1999	1974	2001	1985	1994	1963	2000

Legende:

1 = Jahr des kältesten Monats
3 = Jahr des wärmsten Monats

blau = kältester Monat vor 1990
rot = wärmster Monat ab 1990

Literatur

Braden, H.: The model AMBETI. A detailed description of a soil-plant-atmosphere model. - Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 195, Offenbach a.M., 1995

Die phänologische Entwicklung

G. Müller-Westermeier

Der Januar 2004 brachte einen Wechsel von milden und kalten Phasen. Darauf folgte ein insgesamt milder Februar mit durchschnittlichen Niederschlägen. Daher traten die phänologischen Vorfrühlingsphasen in diesem Jahr relativ früh auf. So wurde die Schneeglöckchenblüte im Rheintal teilweise schon im Januar beobachtet. Sonst trat sie meistens in einer besonders milden Phase Anfang Februar auf. Damit war diese Phase, abgesehen von lokalen Besonderheiten, im allgemeinen zwei bis drei Wochen früher als in der internationalen klimatologischen Referenzperiode 1961-90 (s. Abb. 1).

Der März brachte zwar vorübergehend nochmals winterliche Witterung. Insgesamt war dieser Monat aber ebenso wie der nachfolgende April mild, sonnenscheinreich und trocken, so dass auch die Vollfrühlingsphasen recht früh auftraten. So konnte der Beginn der Apfelblüte in den Niederungen Westdeutschlands teilweise schon Anfang April festgestellt werden. Sonst trat diese Phase meist in der zweiten Aprilhälfte auf. Nur an der Ostsee und in höheren Lagen wurde die Apfelblüte erst Anfang Mai beobachtet. Die Phase war damit wie im Vorjahr meist um 1 bis 2 Wochen früher als üblich (s. Abb. 2).

Von Mai bis Juli war die Witterung relativ kühl und besonders in Norddeutschland auch feucht. Die Pflanzenwelt wurde dadurch aber kaum in ihrer Entwicklung behindert. So trat das Ährenschieben des Winterroggens, das in etwa den Beginn des Sommers kennzeichnet, ebenfalls wieder recht früh auf. Am Rhein und in Ostdeutschland wurde die Phase teilweise schon Anfang Mai beobachtet und trat bis zum Ende dieses Monats nahezu überall in Deutschland auf. Auch diese Phase war überwiegend 1 bis 2 Wochen früher als im Bezugszeitraum (s. Abb. 3).

Bei den Herbstphasen waren in diesem Jahr keinen großen Abweichungen von den Bezugswerten zu verzeichnen. So wurde der Eintritt der Fruchtreife der Rosskastanie, die den Herbstbeginn markiert, in Süddeutschland meist Angang September beobachtet. In Norddeutschland trat diese Phase überwiegend in der zweiten Septemberhälfte auf. Nur im Süden war die Phase gebietsweise 2 bis 3 Wochen zu früh. Im Norden und Westen Deutschlands trat sie teilweise sogar einige Tage zu spät auf (s. Abb.4). Dabei zeigen sich wieder starke kleinräumige Variationen, die sich kaum durch die vorausgegangene Witterung erklären lassen.

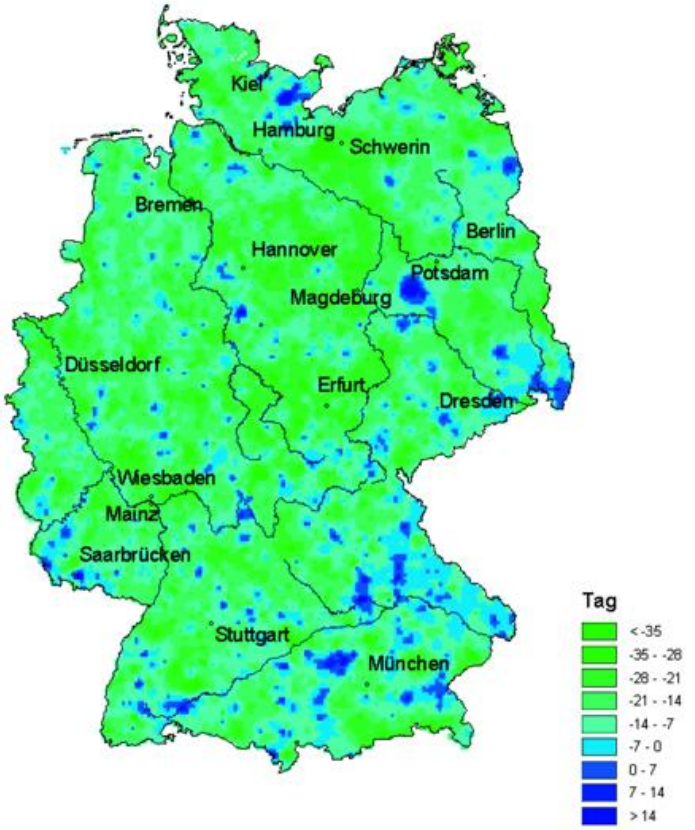


Abb. 1 Beginn der Blüte des Schneeglöckchens 2004 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

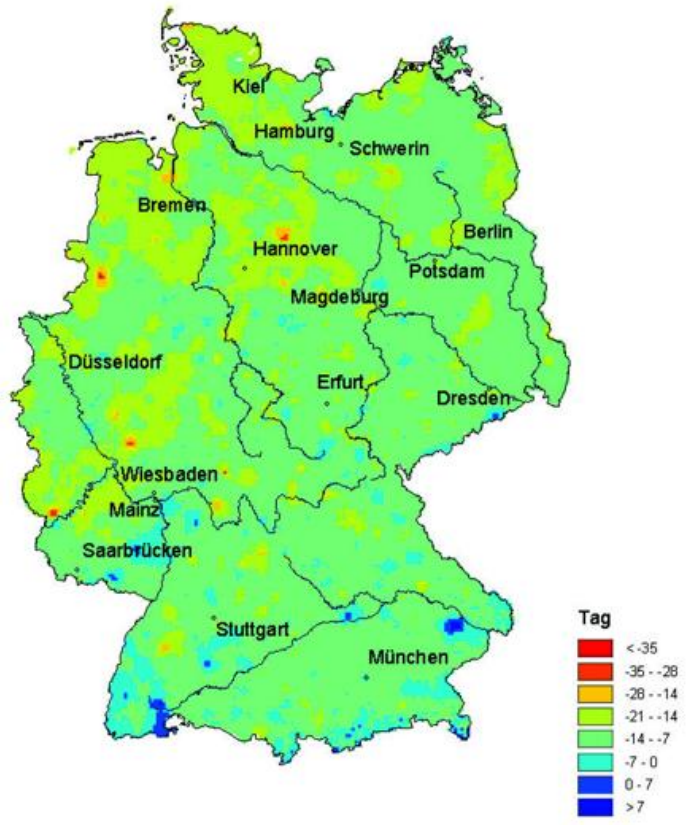


Abb. 2 Apfelblüte 2004 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

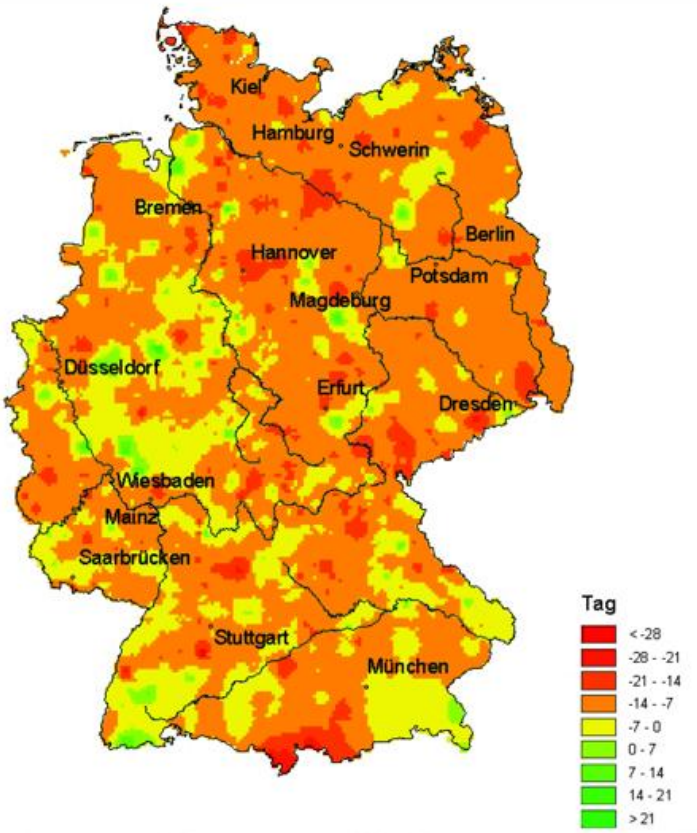


Abb. 3 Beginn Ährenschieben des Winterroggens 2004 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

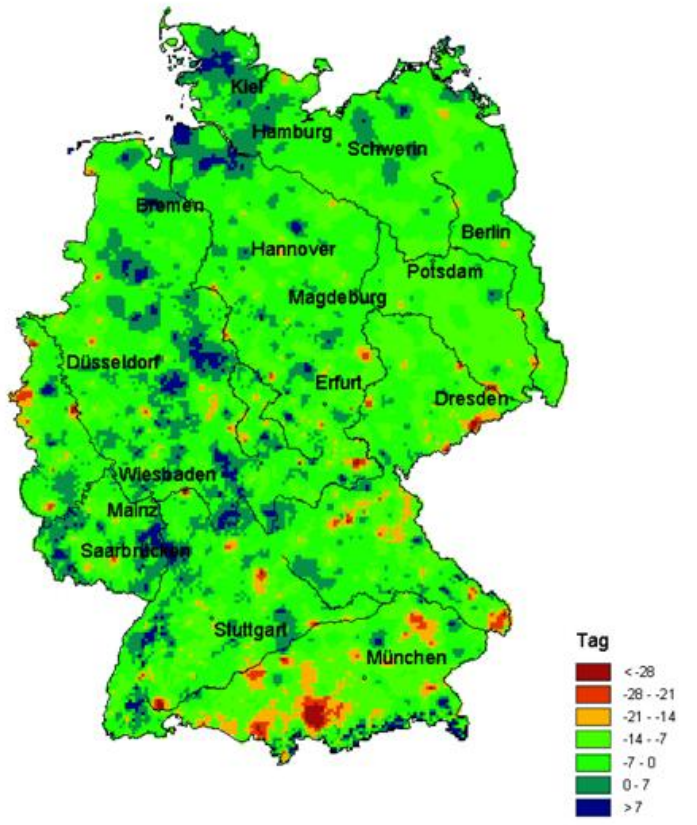


Abb. 4 Erste reife Früchte der Rosskastanie 2004 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

Entwicklung der Ozonschicht

H. Claude, W. Steinbrecht und U. Köhler

Abgesehen von erneut sehr niedrigen Ozonwerten in der oberen Stratosphäre wurden im Jahr 2004 keine Extremsituationen festgestellt. Die Schwankungen über Mitteleuropa gingen in weiten Bereichen der Ozonschicht kaum über das übliche Maß hinaus. Betrachtet man die Anomalie der Ozon-Höhenverteilung als Funktion der Zeit (Abb. 1), so zeigen sich besonders in der von atmosphärischen Dynamik geprägten Zone unterhalb von 20 km Höhe die typische Abfolgen von meteorologisch bedingten, positiven und negativen Abweichungen ohne besondere Auffälligkeiten. Extreme, lang andauernde Minima wie z.B. im Winter 2001/02 sind 2004 nicht zu finden (Claude et al, 2003a). Überwogen in der ersten Jahreshälfte in der untersten Stratosphäre noch vielfach positive Abweichungen, so stellten sich in der zweiten Jahreshälfte vermehrt negative Abweichungen ein, insbesondere knapp oberhalb der Tropopause. Dies ging einher mit entsprechenden Abweichungen der Tropopausenhöhe, was überwiegend für meteorologische Einflüsse spricht.

Die Ozonsäulendichte, als Maß für die Dicke der Ozonschicht, wich in keinem Monat um mehr 5 Prozent von den jeweiligen vieljährigen Mittelwerten ab. Mit 322 Dobson Einheiten (DU) lag 2004 die mittlere Ozonschichtdicke über Süddeutschland (Hohenpeißenberg), wie auch 2003, nur wenig unter dem vieljährigen Mittel (Abbildung 2). Der seit mehr als 10 Jahren scheinbar vorhandene Aufwärtstrend bei den Ozonsäulendichten setzt sich damit fort. Scheinbar ist dieser Trend deshalb, weil das ausgeprägte Minimum infolge des Ausbruchs des Vulkans Pinatubo entscheidend zu diesem Eindruck beiträgt. Der starke Abwärtstrend, wie er vor dem Pinatuboereignis sichtbar war, ist aus heutiger Sicht jedoch nicht mehr vorhanden.

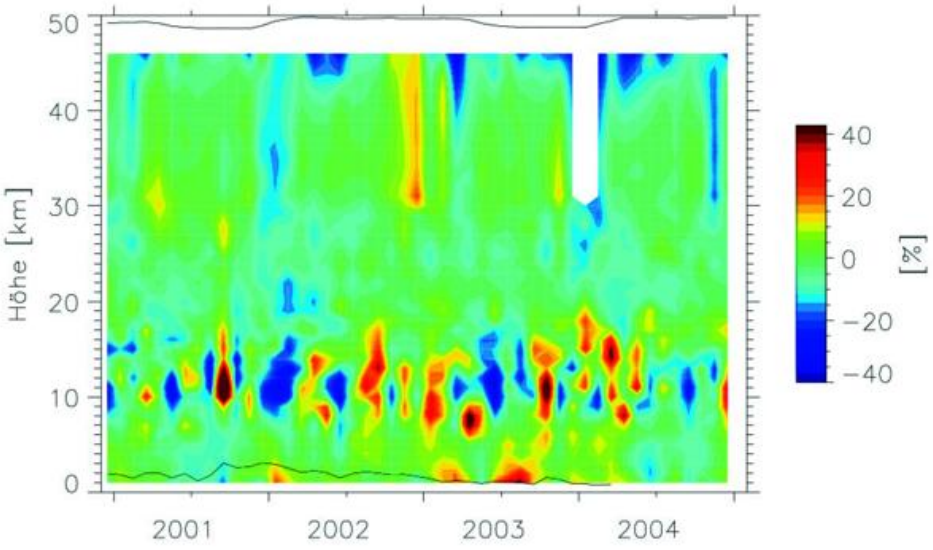


Abb. 1 Zeit-Höhenschnitt des Ozons über Hohenpeißenberg. Dargestellt ist die monatliche Abweichung von den vieljährigen Monatsmitteln. Unterhalb von 30 km Höhe werden Ergebnisse der Ozonsondierungen verwendet, oberhalb Ergebnisse der Lidarmessungen. Für Januar 2004 liegen keine Lidar-Daten vor.

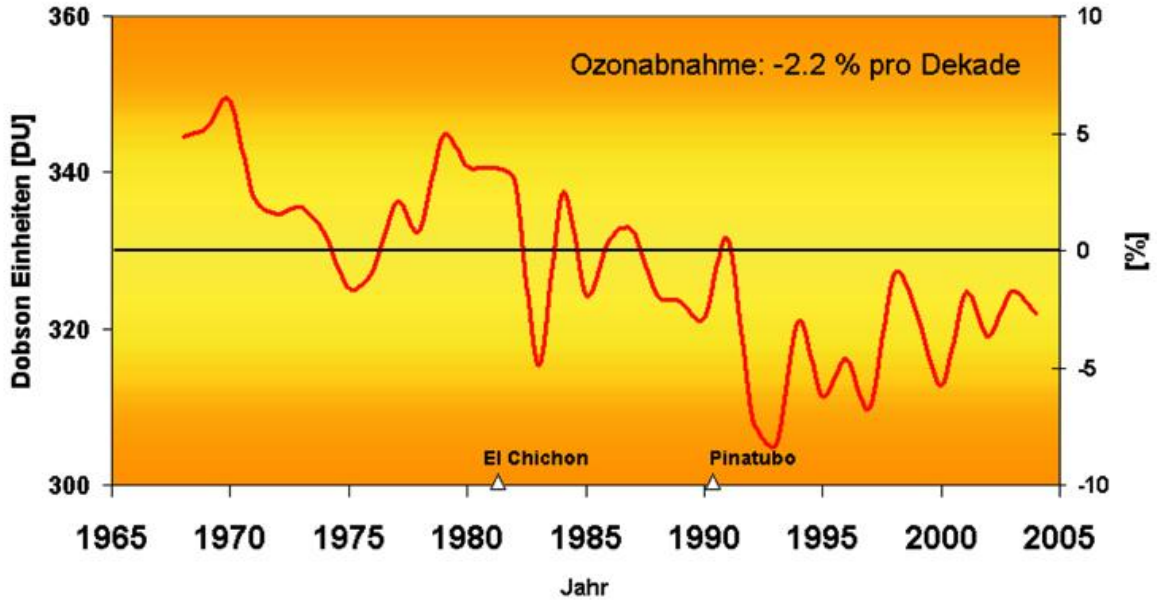


Abb. 2 Zeitreihe der Jahresmittelwerte des Gesamtozons (Ozonschichtdicke) seit 1968

Das Gesamtozon repräsentiert insbesondere den Ozongehalt der unteren Stratosphäre. Der Ozongehalt in dieser Schicht wird recht stark vom Wetter- und Klimageschehen beherrscht. So wie in den Jahren des starken Rückganges der Ozonschichtdicke nur 50- bis maximal 70 Prozent der Abnahme dem anthropogenen Chlor zugeschrieben wurde, kann der Anstieg der letzten Jahre auch nur sehr bedingt einem Rückgang des stratosphärischen Chlors zugeordnet werden.

Ein stärkerer Einfluss der Chlorchemie auf den Ozonabbau ist in Höhen um 40 km vorhanden. Hier zeigen die Messungen mit dem Ozon-Lidar am Hohenpeissenberg seit 1987 eine markante Ozonabnahme, die sich, den zyklischen Schwankungen folgend, im Jahre 2004 erneut intensiviert (Abb. 3). Die Schwankungen werden hauptsächlich durch die sogenannte QBO und den solaren Zyklus verursacht (Steinbrecht et al., 2004). Die auch von amerikanischen Satelliten seit einigen Jahren beobachtete Stagnation des Trends gab Anlass zu kontroversen Diskussionen über einen frühzeitigeren Beginn der Erholung der Ozonschicht. Diese Diskussion hält an. Wir sind der Auffassung, dass die Messreihen für eine solche Aussage noch zu kurz sind. Insbesondere kann der Einfluss des 11-jährigen solaren Zyklus aufgrund der begrenzten Länge der Ozonreihen in der oberen Stratosphäre, bisher noch nicht genau genug quantifiziert werden (Steinbrecht et al., 2004). Bei uns wurden im Jahr 2004 die niedrigsten Messwerte der gesamten Reihe festgestellt (Abb. 3).

Eine interessante Entwicklung zeichnet sich in der Tropo-/Ozonopausenregion ab. Typischerweise steigt im vertikalen Ozonprofil das Ozonmischungsverhältnis in der Tropopausenregion rasch auf hohe stratosphärische Werte an. Zumeist setzt dieser Ozonanstieg nicht in Höhe der thermischen Tropopause ein, sondern bereits darunter. In mittleren Breiten liegt diese sogenannte Ozonopause im Mittel ca. 800 m unterhalb der Tropopause. Die Gründe für die unterschiedlichen Höhen sind bisher noch nicht ganz klar. Wesentlich sind wohl die verhältnismäßig lange Lebensdauer von Ozon in diesem kalten Höhenbereich und die dort meist hohen horizontalen Windgeschwindigkeiten. Ozon, das z.B. durch Tropopausenbrüche in die obere Troposphäre eingedrungen ist, wird so weit verteilt. Das mäandernde Band der Strahlströme

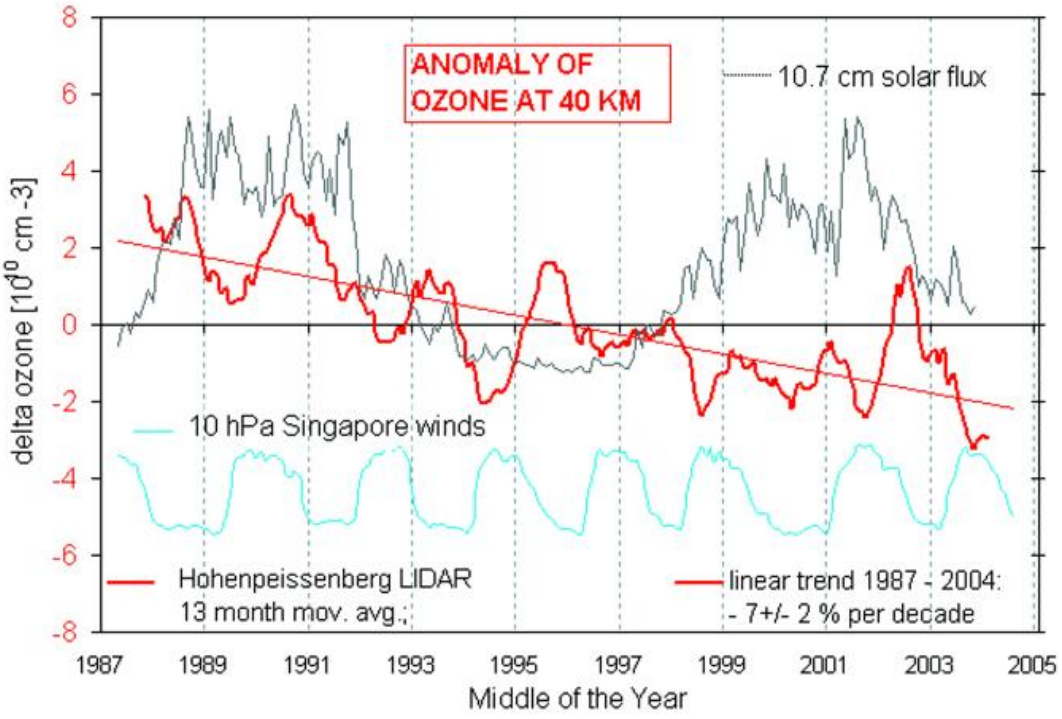


Abb. 3 Prozentuale Abweichung des Ozongehalts vom vieljährigen Mittelwert in 40 km Höhe mit linearer Regression, gemessen mit dem Lidar am Hohenpeißenberg (rot). Oben ist der solare Strahlungsfluss bei 10.7 cm angegeben, als Maß für den 11-jährigen Zyklus der Sonnenaktivität, unten der zonale Wind in 10 hPa über Singapur (blau), als Maß für die Quasi-Biennale-Oszillation (QBO, B. Naujokat, pers. Mttlg., 2003). Die Ozondaten sind über 13 Monate gleitend gemittelt.

(Jetstreams) mit Windgeschwindigkeiten von 100-350 km/h ist oft mit diesen Tropopausenbrüchen gekoppelt. Das Windmaximum liegt meist ebenfalls etwa 800 bis 1200 m unterhalb der thermischen Tropopause. Vertikalbewegungen sind in diesem Höhenbereich dagegen recht gering und wechseln beim Übergang von der Troposphäre in die Stratosphäre im Bereich der sogenannten Nullschicht das Vorzeichen. D.h. oberhalb der Nullschicht herrscht Absinken, darunter Hebung und umgekehrt.

Die Höhe der Tropopause ändert sich mit Jahreszeit und Wetter. Auch langfristige Änderungen sind bekannt. Insbesondere wegen der durch den Klimawandel bedingten Erwärmung der Troposphäre hat sich über Mitteleuropa die Tropopause innerhalb der letzten 30 Jahre um etwa 400 m angehoben (Abb. 4). Dieser Trend ist bei der Ozonopause kaum zu beobachten. Unter stärkeren Schwankungen, die mit den Schwankungen der Tropopausenhöhe positiv korreliert sind, war deren Höhenlage lange Zeit im Mittel konstant. Der langfristige Verlauf der Höhendifferenz zwischen beiden Pausen ist in Abbildung 4 als Differenzhöhe dargestellt. Ein Auseinanderdriften der beiden Pausen ist erkennbar. Es ergibt sich besonders aus dem stärkeren Anstieg der Tropopause bis etwa Anfang der neunziger Jahre und dem Absinken der Ozonopause seit diesem Zeitraum (s.a. Claude et al, 2004b).

Die Ursachen hierfür sind unklar, werden jedoch in sich ändernden Austauschbedingungen zwischen Stratosphäre und Troposphäre vermutet, Das kann zum Beispiel von der troposphärischen Erwärmung und der Abkühlung der unteren Stratosphäre ausgehen, was aber noch nicht verifiziert ist. Trotz relativer Nähe zur Erdoberfläche

ist die Tropopausenregion mit der angrenzenden oberen Troposphäre und der untersten Stratosphäre noch immer wenig erforscht.

Die Entwicklung des antarktischen Ozonloches verlief in diesem Jahr ohne besondere Auffälligkeiten. Von der Ausdehnung her war es eher ein ‚kleines' Ozonloch, auch wenn die Ozonzerstörung wiederum recht beträchtlich war. Es sei daran erinnert, dass im Jahre 2000 das antarktische Ozonloch seine bisher größte Ausdehnung erreicht hat. 2002 wurde das seltene Phänomen eines gespaltenen Südpolarwirbels beobachtet, mit der Folge, dass sich auch das Ozonloch teilte und früh im Jahr wieder auffüllte. Damit verbunden war dann auch der niedrigste Ozonverlust seit 1988. Im antarktischen Frühjahr 2003 wurde wiederum ein sehr ausgeprägtes Ozonloch beobachtet, mit einer ähnlichen Ozonzerstörung wie 2000. Die große Variabilität in den letzten 4 Jahren mit Rekordminima und Rekordmaxima, sowohl bei der überdeckten Fläche als auch bei den beobachteten Ozonverlusten, lässt bisher keine weiteren Schlüsse auf die nähere künftige Entwicklung zu.

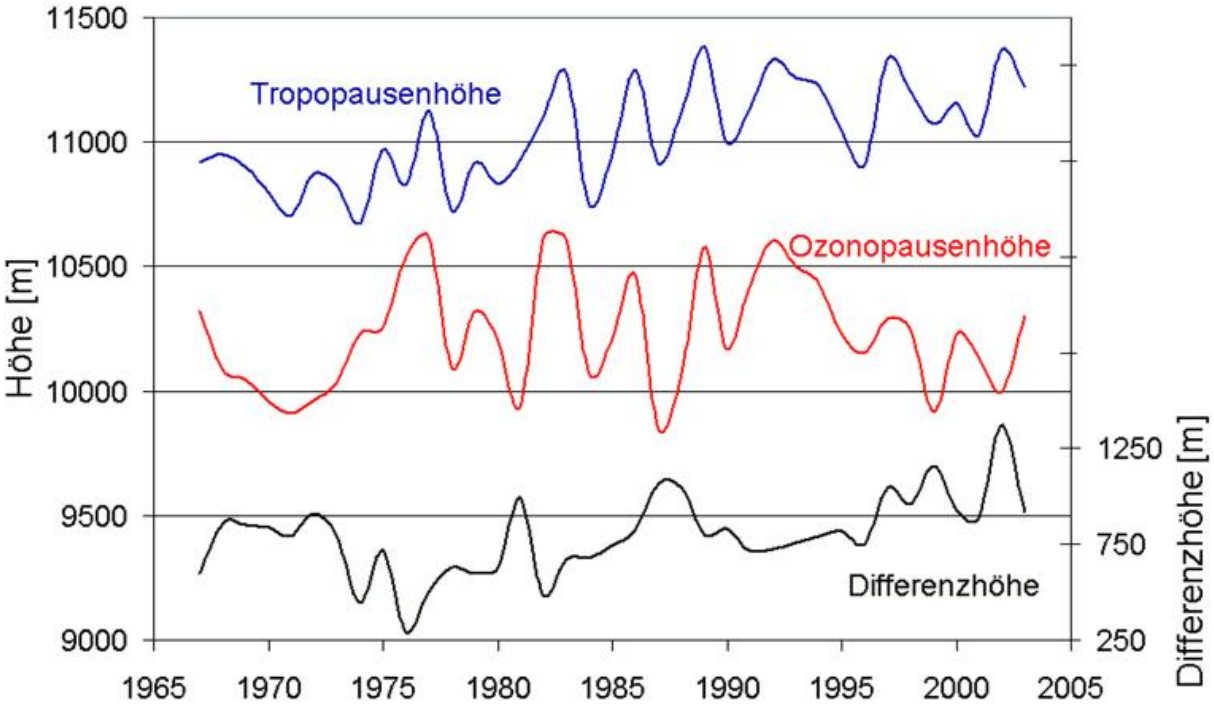


Abb. 4 Langzeitverlauf von Tropopausenhöhe, Ozonopausenhöhe und der Differenz von beiden am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg. Die Höhe der thermischen Tropopause wurde nach WMO-Kriterien (lapse-rate Verfahren) bestimmt. Die Kriterien für die Ozonopausenhöhe sind diesen angepasst.

Literatur

Claude, H.; Steinbrecht, W.; Köhler, U. Entwicklung der Ozonschicht. Klimastatusbericht 2002; 2003a.
Claude, H. Köhler, U. Steinbrecht, W., Tropopause und Ozonopause, Ozonbulletin des DWD, Nr. 97, 2004b.
Steinbrecht; W.; Claude; H.; Winkler; P. Enhanced upper stratospheric ozone: Sign of recovery or solar cycle effect?. J. Geohys. Res. 109: 10.1029/2003JD004284; 2004.

Objektive Wetterlagenklassen 2004

P. Bissolli, E. Dittmann

Beschreibung der objektiven Wetterlagenklassifikation

Die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD beruht auf numerischen Kriterien, die auf jede meteorologische Situation über Mitteleuropa angewendet werden können. Die Klassifizierung wird einmal täglich um 12 UTC durchgeführt und das Ergebnis als die Wetterlage betrachtet, die für den ganzen Tag gültig ist. Das räumliche Klassifizierungsgebiet überdeckt Deutschland und benachbarte Regionen. Die Datengrundlage liefert das operationelle Wetteranalyse- und Vorhersagesystem des DWD. Bis 21.11.1999 wurde das Europa-Modell (EM) des DWD zugrunde gelegt, seit 22.11.1999 das neue operationelle erweiterte Globalmodell (GME), das über eine vergleichbare räumliche Auflösung wie das EM verfügt; die Modellgitterpunkte sind lediglich anders strukturiert. Ein merklicher Datensprung aufgrund des Modellwechsels wurde bisher nicht festgestellt.

Kriterien für die Einteilung der Wetterlagenklassen sind die Zirkulationsformen der Atmosphäre (Zyklonalität) in 950 und 500 hPa, die großräumige Anströmrichtung in 700 hPa und der Feuchtegehalt der Troposphäre. Dadurch ergeben sich 40 verschiedene Wetterlagenklassen. Die Methode ist jederzeit nachvollziehbar mit dem gleichen Ergebnis. Es gibt keine unbestimmten Fälle. Aus diesen Gründen wird der Anspruch auf die Bezeichnung „Objektive Wetterlagenklassifikation“ abgeleitet. Das Verfahren wird seit dem 01.07.1979 angewendet, so dass inzwischen eine über 25jährige Zeitreihe täglicher Wetterlagenklassen vorliegt.

Die Klasseneinteilung erfolgt nach folgendem Schema:

Jede Wetterlagenklasse wird mit einer fünfstelligen Buchstabenkennung abgekürzt, und zwar in folgender Anordnung:

aa z_{950} z_{500} f mit:

aa =:	**Anströmrichtung:**	**XX = keine vorherrschende Richtung, NO = Nordost, SO = Südost, SW = Südwest, NW = Nordwest;**
z_{950} z_{500} =:	**Zyklonalität in 950 bzw. 500 hPa:**	**Z = zyklonal, A = antizyklonal;**
f =:	**Feuchte**	**F = feucht, T = trocken.**

Beispiel:
NOAZT = Nordost, antizyklonal in 950 hPa, zyklonal in 500 hPa, trocken.

Häufigkeit der Wetterlagenklassen 2004

Folgende Wetterlagen sind im Jahr 2004 aufgetreten (in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit):

Rang	Wetterlage	Anzahl	in %
1	NWAZT	37	10,1
2	SWAAF	34	9,3
3	NWAAT	29	7,9
4	NWAAF	27	7,4
5	SWZZF	21	5,7
6	SWZAF	20	5,5
7	XXAAT	17	4,6
8	XXAAF	17	4,6
9	NOAAT	16	4,4
10	SWAZF	16	4,4
11	NOAZT	15	4,1
12	SWAZT	15	4,1
13	XXZAF	12	3,3
14	XXZZT	11	3,0
15	SWZZT	9	2,5
16	NWZZT	8	2,2

Rang	Wetterlage	Anzahl	in %
17	XXZZF	8	2,2
18	NWZZF	8	2,2
19	SWAAT	7	1,9
20	XXAZT	6	1,6
21	SOZAT	5	1,4
22	XXAZF	4	1,1
23	NWAZF	4	1,1
24	XXZAT	4	1,1
25	NWZAF	4	1,1
26	SWZAT	3	0,8
27	SOZAF	3	0,8
28	NOAAF	2	0,5
29	SOZZT	2	0,5
30	SOAAT	1	0,3
31	NWZAT	1	0,3

Damit sind 9 Wetterlagenklassen 2004 nicht vorgekommen.

Die 4 häufigsten Klassen waren diejenigen, die auch im klimatologischen Mittel am häufigsten auftreten, wobei die häufigste Klasse NWAZT noch ein wenig öfter vorkam als sonst und damit die 10%-Marke überschritt. Demgegenüber wurden die beiden hochreichend antizyklonalen Nordwestlagen NWAAT und NWAAF etwas weniger häufig beobachtet als im Mittel.

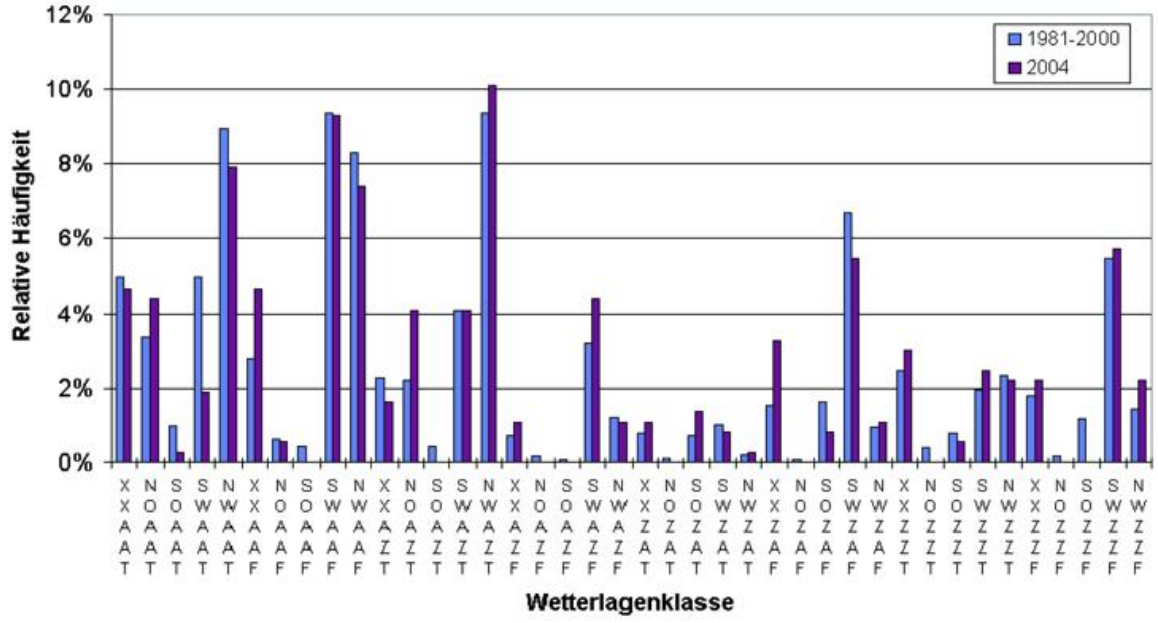


Abb. 1 Relative Häufigkeitsverteilung der objektiven Wetterlagenklassen 2004 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

Häufigkeit von Wetterlagengruppen 2004

Bei den Häufigkeiten der Wetterlagengruppen (Abb. 2 und 3) gab es 2004 ebenfalls keine großen Abweichungen zum vieljährigen Mittel. Die häufigsten Anströmrichtungen kamen mit einem Anteil von 34% wieder aus Südwest, damit lag wie im Vorjahr dieser Anteil knapp unter dem vieljährigen Mittel. Fast genauso häufig kamen die Nordwestlagen vor, ihr Anteil mit 32% war etwa der vieljährige Durchschnitt. Relativ häufig waren mit über 20% die XX-Lagen mit uneinheitlicher Anströmrichtung. Immerhin 9% Nordostlagen waren dabei, dafür waren aber die Südostlagen sehr selten, so dass insgesamt Lagen mit Ostkomponenten in 2004 nicht häufiger vorkamen als sonst.

Die zyklonalen Lagen waren nur wenig häufiger als im Mittel, in 500 hPa noch etwas mehr als in 950 hPa. Somit standen in 950 hPa 68% antizyklonale Lagen 32% zyklonalen Lagen gegenüber, in 500 hPa war das Verhältnis 55 zu 45%. Bei der Feuchte war, ähnlich wie im Vorjahr, wieder nahezu eine Gleichverteilung zwischen trockenen und feuchten Lagen anzutreffen.

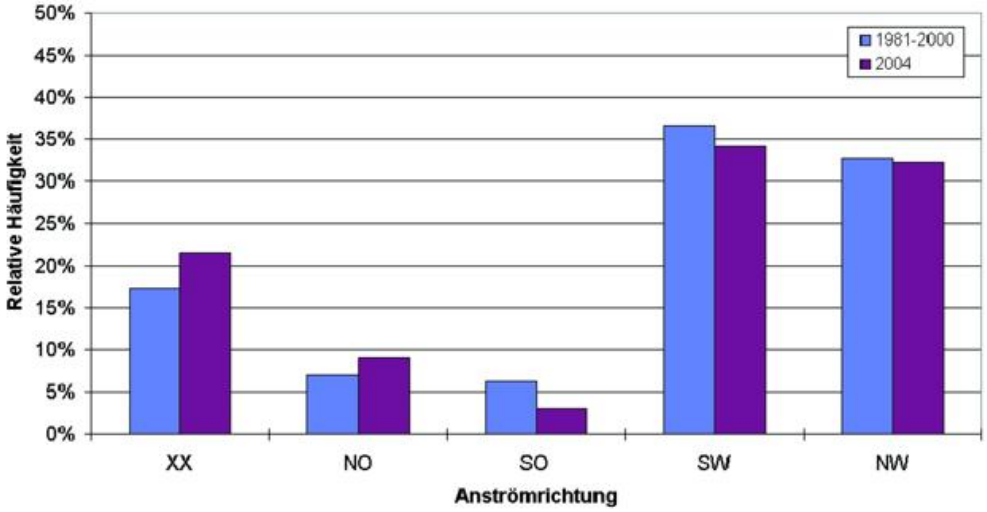


Abb. 2 Relative Häufigkeitsverteilung der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2004 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

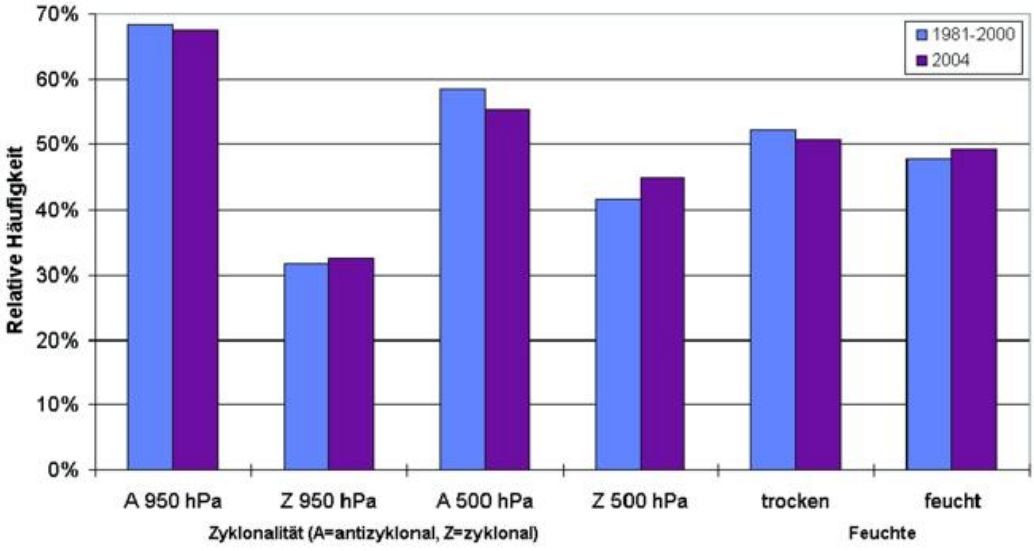


Abb. 3 Relative Häufigkeitsverteilung der Zyklonalitäts- und Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2004 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

Jahresverlauf der Wetterlagen und Zusammenhang mit Temperatur/Niederschlag

- Anströmrichtung

Südwestlagen traten besonders häufig in den Sommermonaten, vor allem aber auch im Oktober auf. Dagegen waren Nordwestlagen besonders in den Wintermonaten Januar und Februar sowie im November stark vertreten. Die Lagen mit Ostkomponente hatten ihren Schwerpunkt im zeitigen Frühjahr, wo auch üblicherweise eine starke Meridionalisierung zu erwarten ist. Eine auffallende Häufung von Lagen mit uneinheitlicher Anströmrichtung zeigte sich in den Monaten April, Mai und Dezember.

- Zyklonalität

In 950 hPa waren fast alle Monate häufiger antizyklonal als zyklonal, mit Ausnahme des August. In 500 hPa waren die Monate Januar, Juni und Juli mehr zyklonal, die übrigen Monate mehr antizyklonal.

- Feuchte

Die Monate Januar, März, Mai, Juli, September und November hatten mehr trockene Luftmassen, die Monate Februar, April, August, Oktober und Dezember mehr feuchte. Somit traten hier keine Häufungen zu bestimmten Jahreszeiten auf.

- Temperatur

Die Monate Mai bis Juli waren relativ kühl, alle übrigen Monate relativ warm. In den Wintermonaten herrschte ein Transport maritimer Luftmassen vor, so dass diese durchweg relativ mild ausfielen. In den Monaten März/April und August bis Oktober dürfte der Transport wärmerer Luftmassen aus Südwest zu den zum Teil deutlich überdurchschnittlichen Temperaturen geführt haben. In den kühlen Monaten Mai bis Juli hat zum Teil die relativ häufige Kaltluftzufuhr aus Nordwest eine Rolle gespielt, zum Teil aber auch häufige Höhentiefs, vor allem im Juni.

Tab. 1 Monatliche Häufigkeiten (in Tagen) für die Anströmrichtungen (XX, NO, SO, SW, NW), die Zyklonalität (A=antizyklonal, Z=zyklonal) in 950 und 500 hPa und die Feuchteklassen (feucht und trocken) im Jahr 2004. Zum Vergleich die Deutschlandflächenmittel-Anomalien der Monatsmitteltemperatur (positive Zahlen: warm, negative: kalt) und der monatlichen Niederschlagssumme (in %) als Abweichungen vom Klimamittel 1961-1990.

WLK/Monat	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
XX	4	2	8	11	11	7	2	6	5	4	6	13	79
NO	4	4	7	4	3	1	1	0	4	0	4	1	33
SO	0	2	3	3	0	0	0	1	0	1	1	0	11
SW	7	5	8	11	5	12	17	16	11	22	4	7	125
NW	16	16	5	1	12	10	11	8	10	4	15	10	118
A 950 hPa	19	21	23	16	18	23	22	14	25	16	24	26	247
Z 950 hPa	12	8	8	14	13	7	9	17	5	15	6	5	119
A 500 hPa	12	15	19	19	16	12	15	16	21	19	18	20	202
Z 500 hPa	19	14	12	11	15	18	16	15	9	12	12	11	164
trocken	19	14	22	13	20	15	17	6	20	11	19	10	186
feucht	12	15	9	17	11	15	14	25	10	20	11	21	180
Temperatur	+0,3	+2,0	+0,6	+2,0	-0,6	-0,2	-0,2	+2,0	+0,8	+1,1	+0,1	+0,3	+0,7
Niederschlag	172	101	63	65	100	82	129	113	103	93	105	62	99

- Niederschlag

Relativ niederschlagsreich waren vor allem die Monate Januar, Juli und August, relativ trocken besonders die Monate März, April, Juni und Dezember. Im Januar haben offensichtlich häufige zyklonale westliche Lagen zu viel Niederschlag geführt, im Juli waren oft Höhentiefs mit Schauerniederschlägen wirksam und im August waren die häufigen Tiefs im Bodenähe und die sehr feuchten aus Südwesten herantransportieren Luftmassen niederschlagsbestimmend. In den niederschlagsarmen Monaten wirkten sich dagegen die zum Teil relativ häufigen Hochdrucklagen aus.

Langzeittrends 1980-2004

Bei der Anströmrichtung zeigen langfristig die Südwestlagen immer noch eine zunehmende Tendenz, der Spitzenwert im Jahr 2000 wurde jedoch seitdem nicht mehr erreicht (Abb. 4). Die Nordwestlagen weisen auch längerfristig eine abnehmende Tendenz auf. Dagegen nehmen die Nordostlagen offenbar weiter zu, sie blieben 2004 jedoch unter dem Spitzenwert von 2003.

Bei den Feuchteklassen (Abb. 5) ist langfristig eine Zunahme der feuchten Lagen zu sehen. In den Jahren 1998-2002 gab es zum Teil deutlich mehr feuchte als trockene Lagen, dies war seit 2003 jedoch nicht mehr der Fall.

Bei der Zyklonalität zeigt sich in 500 hPa eine leichte Zunahme der antizyklonalen Lagen, in 950 hPa nehmen dagegen die zyklonalen Lagen leicht zu (Abb. 6 und 7). In beiden Niveaus wurden 2004 jedoch weniger antizyklonale Lagen beobachtet als im Spitzenjahr 2003.

Weitere Details zur objektiven Wetterlagenklassifikation können dem Internet entnommen werden:
http://www.dwd.de/de/FundE/Klima/KLIS/prod/monitoring/wlk/wlk.htm

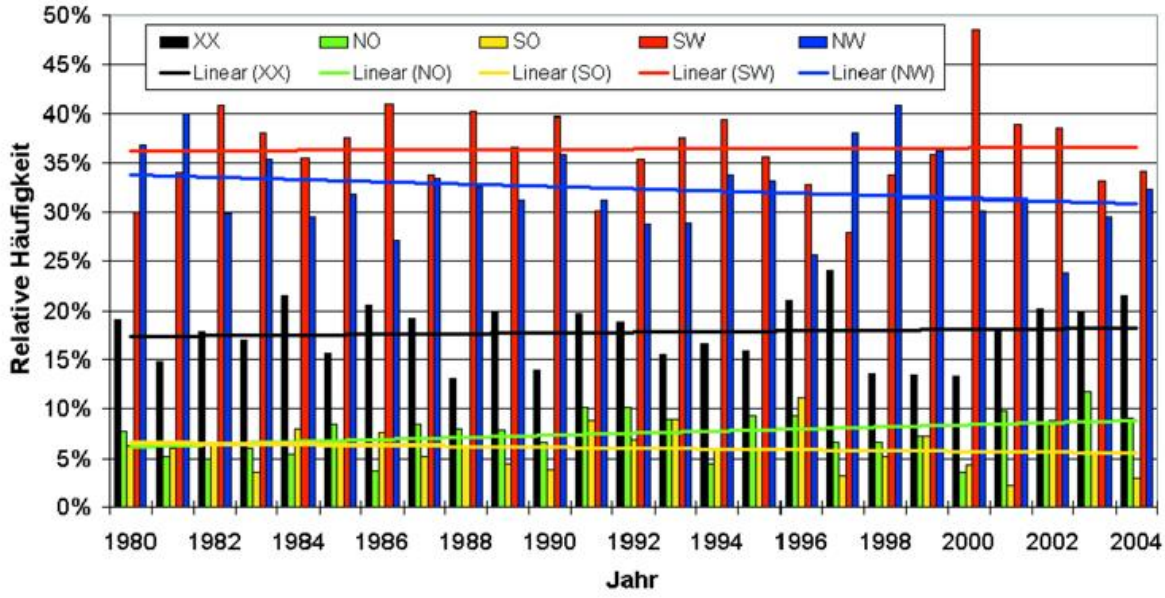


Abb. 4 Langzeittrends der Häufigkeit der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2004.

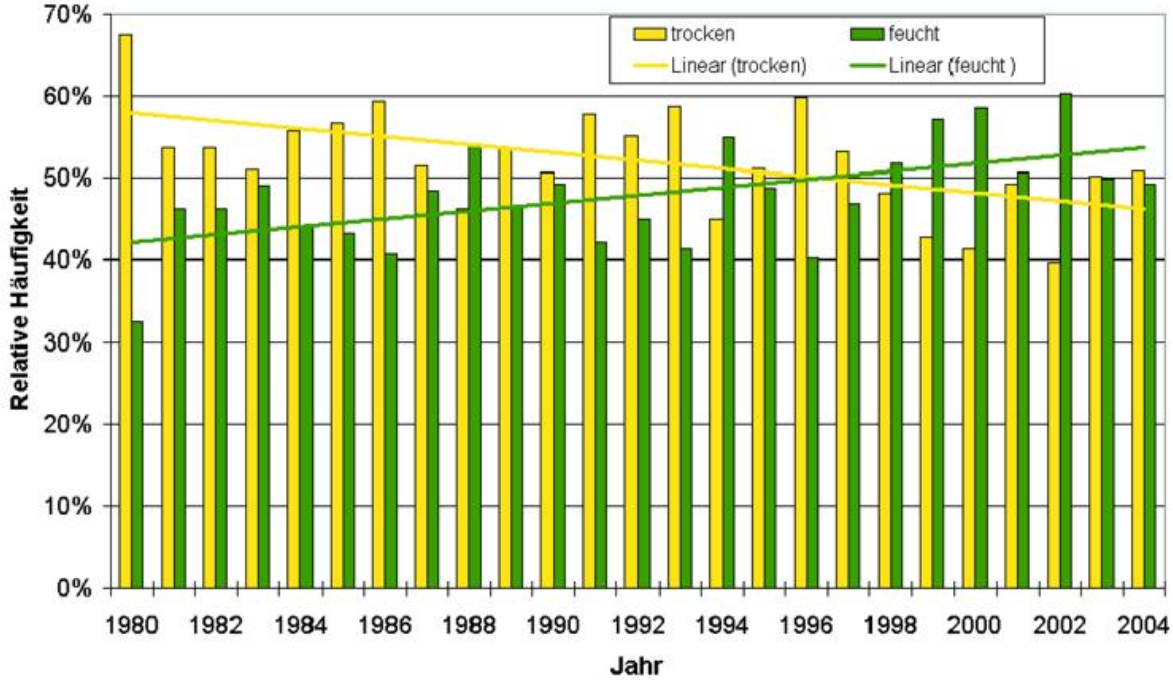


Abb. 5 Langzeittrends der Häufigkeit der Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2004.

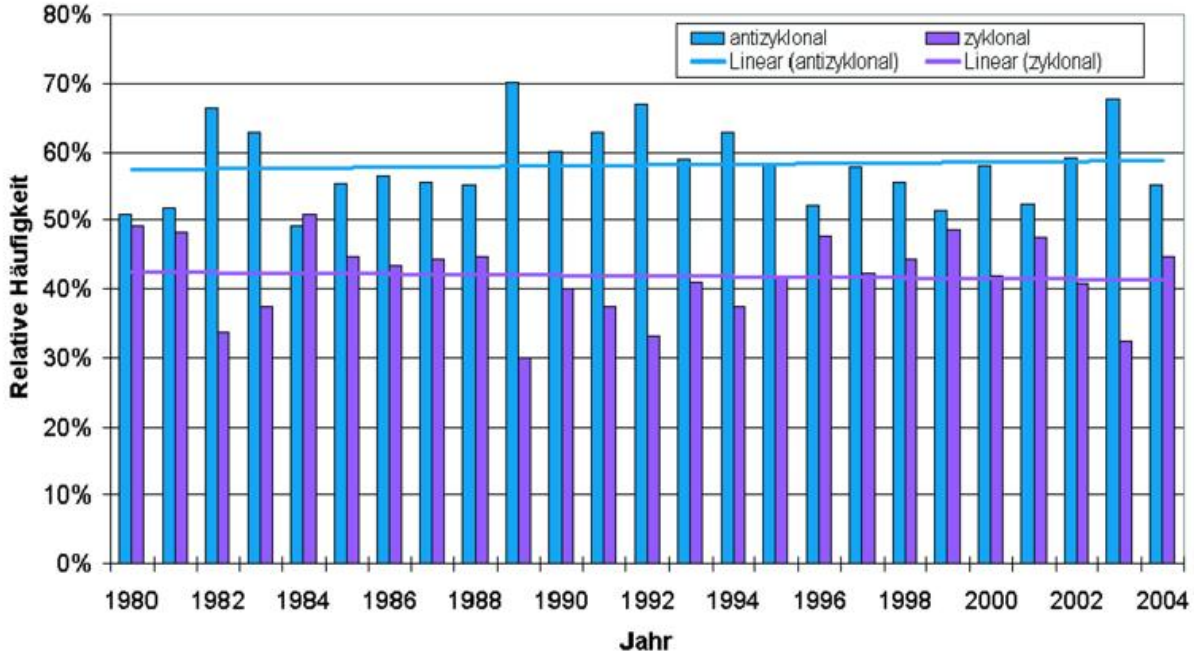


Abb. 6 Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 500 hPa der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2004.

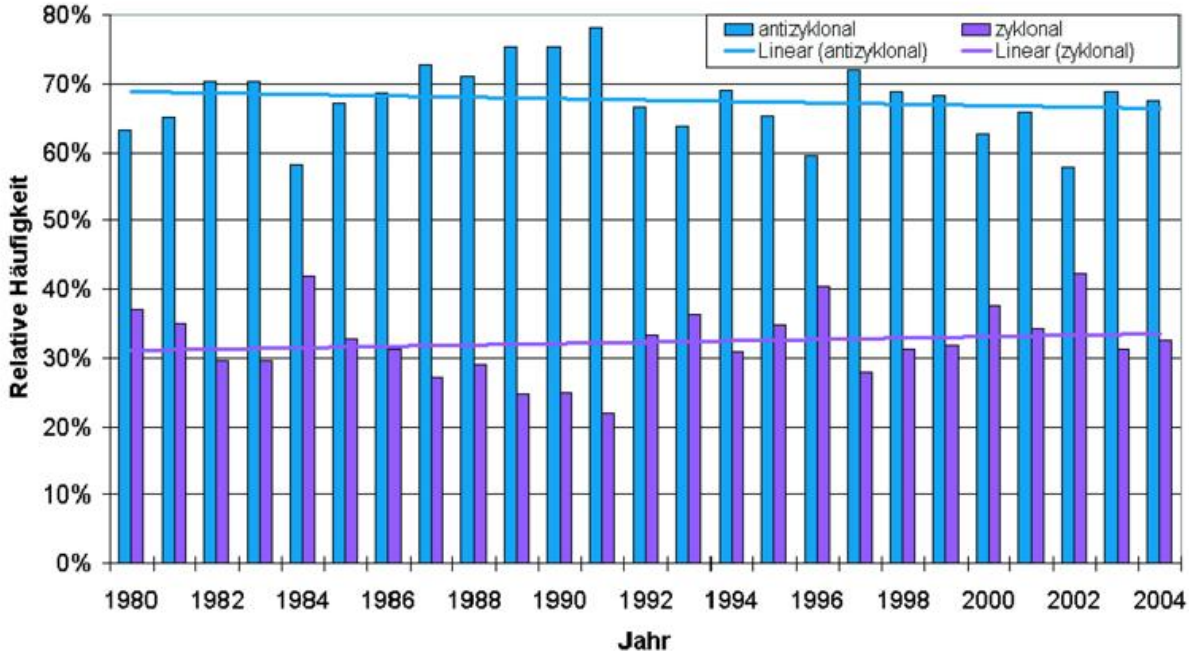


Abb. 7 Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 950 hPa der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2004.

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre

H. Nitsche

Den folgenden Ausführungen liegen die Radiosondenmessungen und Windpilotierungen an den Stationen des gemeinsamen Meßnetzes des Deutschen Wetterdienstes und des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr zugrunde, die als TEMP-bzw. PILOT-Meldungen über GTS empfangen wurden.

Zirkulation und Höhenwind:

Mittlere monatliche Windvektoren:

In den Abbildungen 1 bis 4 sind für Schleswig und Stuttgart (jeweils als repräsentative Stationen für Nord- bzw. Süddeutschland) die mittleren monatlichen Windvektoren bzw. ihre gewichteten Abweichungsvektoren vom Referenzzeitraum als Vertikal-/Zeitschnitte für das Jahr 2004 dargestellt. Durch die Wichtung werden Abweichungen geringer gewertet, wenn der Wind im mittleren Monatsmittel des Referenzzeitraums unbeständig ist.

Januar und Februar sind in der Troposphäre durch häufigere Nordwestlagen charakterisiert. Das Vorherrschen der Nordwestlagen ist über Stuttgart besonders deutlich. Die Weströmung in der Stratosphäre fällt dagegen an beiden Stationen schwächer aus. Im März zeigt sich die Prägung durch häufige Nordostlagen, der April war wechselhaft mit häufigen SW-Lagen, auch der Mai war wechselhaft mit häufigen Nordwest- und Nordostlagen. In der Stratosphäre war die Weströmung im März und April noch kräftig ausgeprägt, so daß die sommerliche Ostwindperiode erst spät einsetzte. Die Sommermonate Juni, Juli, August waren von häufigen Südwest- und Nordwestlagen beherrscht, das ist an der Station Stuttgart deutlicher zu erkennen als über Schleswig. Auch die Herbstmonate September, Oktober, November sind noch vorwiegend von westlichen Lagen geprägt, September und November stärker von Nordwestlagen und der Oktober eher von Südwestlagen. In der Stratosphäre ist in den Monaten Oktober und November die Westwindzirkulation wieder besonders kräftig. Der Dezember hat wieder viele uneinheitliche Windrichtungen, Nordostlagen sind kaum und Südostlagen gar nicht vorhanden.

Sommerliche Ostwindperioden:

Abbildung 5 zeigt die Folge der sommerlichen Ostwindperioden für drei Druckflächen über Stuttgart von 1980 bis 2004. Der Beginn der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre war 2004 über der GUAN-Station Stuttgart in 10 und 30 hPa relativ spät. Erst im Juni ist die Zirkulation voll augesprägt. Ähnlich kurze Perioden gab es in den Jahren 2002 und 1990.

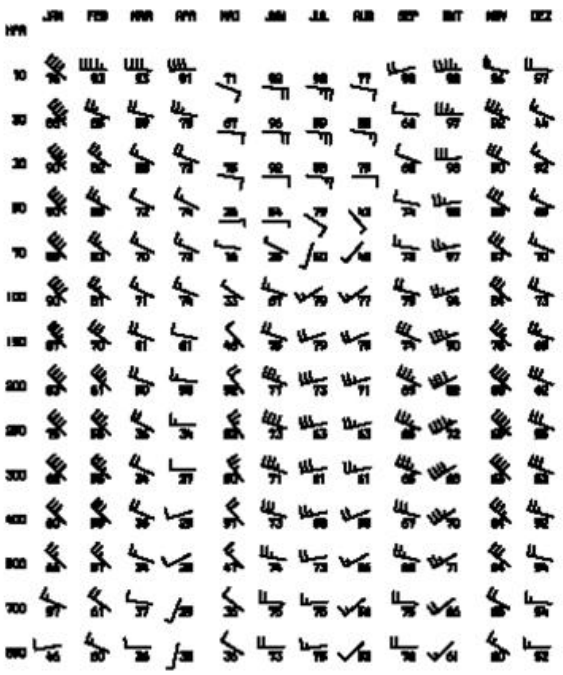


Abb. 1 Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Schleswig 2004.

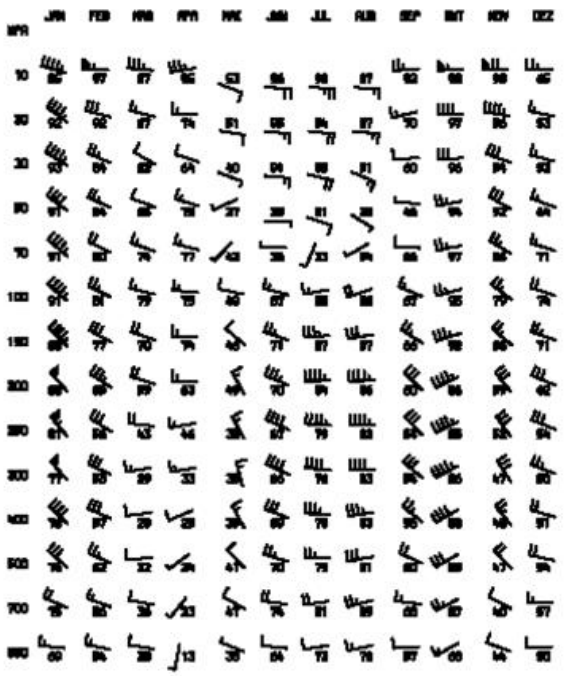


Abb. 2 Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Stuttgart 2004.

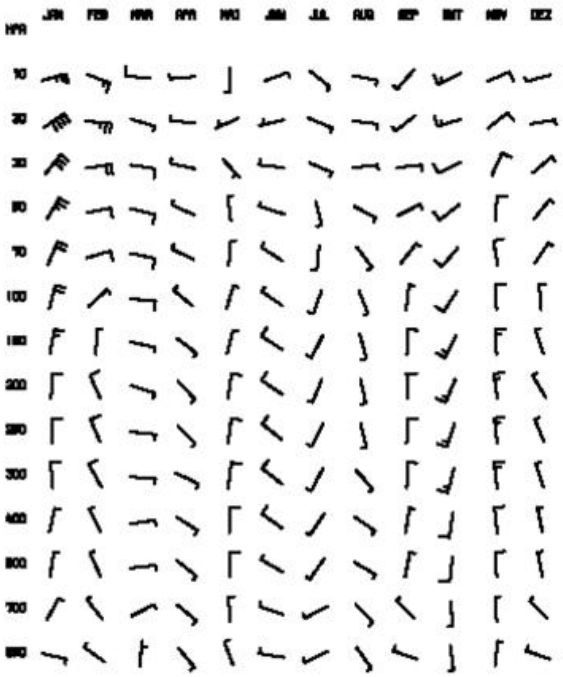


Abb. 3 Abweichungen der monatliche Windvektoren vom Refernzzeitraum 1961 - 1990 Schleswig 2004.

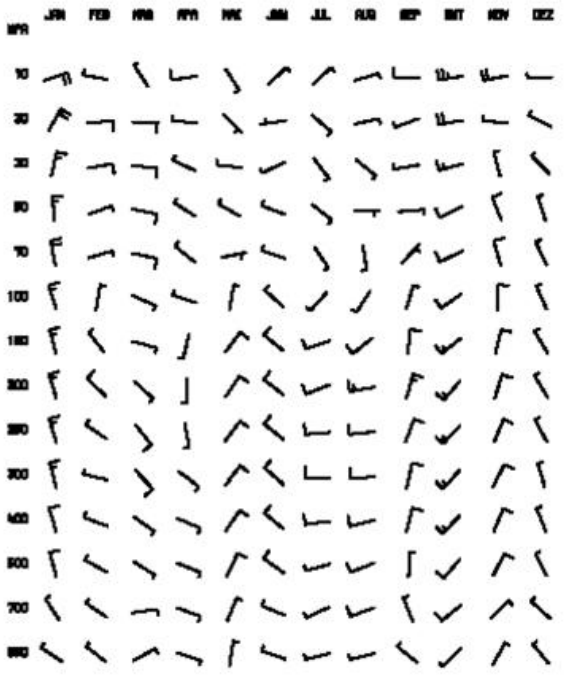


Abb. 4 Abweichungen der monatliche Windvektoren vom Refernzzeitraum 1961 - 1990 Stuttgart 2004.

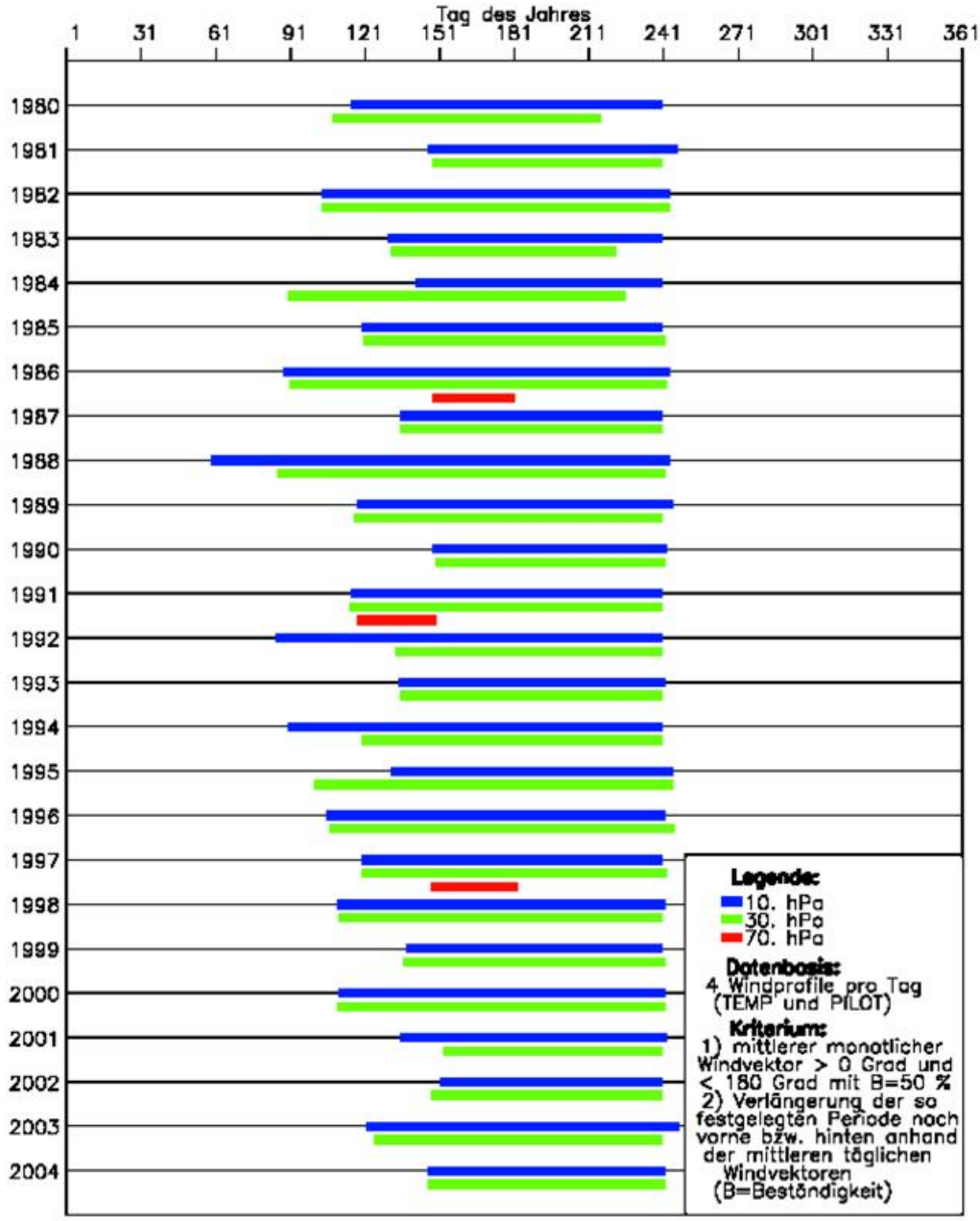


Abb. 5 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre Stuttgart 1987-2004

In Tabelle 1 sind Anfang und Ende der sommerlichen stratosphärischen Ostwindzirkulation für die Druckflächen 20 und 50 hPa für 12 Radiosondenstationen zusammengefasst. Für einige Stationen (Lindenberg, Oppin, Stuttgart und Kümmersbrück) wurden die Daten wegen vorhandener Datenlücken manuell nachkorrigiert. Die korrigierten Werte sind mit * gekennzeichnet.

Eine gewisse Unsicherheit um wenige Tage bleibt aber bestehen. Für Oppin sind insbesondere die Werte für 50 hPa wegen größerer Datenlücken unsicher. Der Beginn der stratosphärischen Ostwindzirkulation liegt in 20 hPa an den nördlichen und westlichen Stationen einige Tage früher als an den östlichen und südlichen Stationen; in 50 hPa ist kaum ein Unterschied. In 70 hPa wurde an keiner Station eine sommerliche Ostwindzirkulation gefunden.

Tab.1 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre an 12 Radiosondenstationen für das Jahr 2004 (Datenbasis: Monatsmittelwerte und Tagesmittelwerte aus 2-4 Windprofilen pro Tag, manuell korrigierte Werte mit * gekennzeichnet.)

Station	Druckfläche (hPa)	Beginn (Tag)	Ende (Tag)	Dauer (Tage)
SCHLESWIG (WST)	20	117	252	136
	50	176	225	50
GREIFSWALD (WST)	20	117	247	131
	50	174	225	52
EMDEN (WST/AE)	20	117	244	128
	50	175	226	52
BERGEN (BW)	20	118	251	134
	50	181	226	46
LINDENBERG (OBS)	20	126*	247*	122*
	50	178*	225	48*
ESSEN-BREDENEY (AWST)	20	117	249	133
	50	184	223	40
OPPIN (WST)	20	117*	250*	134*
	50	175	212**	38
MEININGEN (WST)	20	121	250	130
	50	175	225	51
IDAR-OBERSTEIN (BW)	20	121	250	130
	50	175	225	51
STUTTGART(SCHNAR.AWST)	20	127*	247*	121*
	50	173	225*	53*
KUEMMERSBRUCK (BW)	20	127*	247*	121*
	50	174	224	51
OBERSCHLEISSHEIM	20	127	247*	121*
	50	175	225	51

Windmaxima im Winterhalbjahr

Abbildung 6 zeigt die Reihe der Häufigkeiten von Windmaxima von mindestens 40 m/s über Stuttgart (Termine 00 und 12 Uhr UTC) seit dem Winter 1977/1978. Gezählt wurde jeweils das erste Maximum im vertikalen Profil (von unten gerechnet). Im Winter 2003/2004 wurden insgesamt 152 Fälle gezählt, die meisten im Januar (48 Fälle) und im Februar (47 Fälle) 2004. In 62 % dieser Fälle (94 Fälle) wurden die Windmaxima bei Drucken kleiner 150 hPa beobachtet.

Lufttemperatur

Monatsmittelwerte der Lufttemperatur

Abbildung 7 zeigt die Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2004 gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990 im Mittel über 8 Radiosondenstationen in 500 hPa und 50 hPa für die 4 Jahreszeiten der Jahre seit 1965. Im Frühjahr und Herbst war die Troposphäre wärmer als der Referenzzeitraum 1961-1990. Die Stratosphäre war in allen Jahreszeiten zu kühl.

Temperaturminima in der Stratosphäre:

2004 traten Temperaturminima von –80 Grad Celsius oder niedriger in der Stratosphäre Anfang Januar an den Stationen Schleswig, Greifswald, Bergen, Essen Idar-Oberstein und Oberschleißheim in Höhen zwischen etwa 21 und 23 km auf. Über Schleswig und Greifswald wurden auch Ende November noch einmal solch tiefe Temperaturen in Höhen um 27 km beobachtet. Extrem niedrige Werte wurden jedoch generell nicht beobachtet, die Werte lagen nahe bei –80 Grad Celsius. Tabelle 2 gibt eine Zusammenfassung der Werte dieser Episoden.

Tab. 2 Extreme Temperaturminima in der Stratosphäre nach Radiosondenmessungen 2004

Station	Monat	Tag	Termin	Temperatur (C°)	Geopotential (gpm)
SCHLESWIG (WST)	Jan	5	0	-80	23300
	Jan	4	12	-81	22997
	Nov	26	12	-80	27068
GREIFSWALD (WST)	Jan	1	0	-80	22258
	Jan	1	12	-81	22935
	Nov	25	12	-81	27420
BERGEN (BW)	Jan	3	12	-81	21900
ESSEN-BREDENEY (AWST)	Jan	7	0	-81	23953
	Jan	3	12	-81	21520
IDAR-OBERSTEIN (BW)	Jan	3	12	-80	22463
OBERSCHLEISSHEIM	Jan	4	12	-80	20667

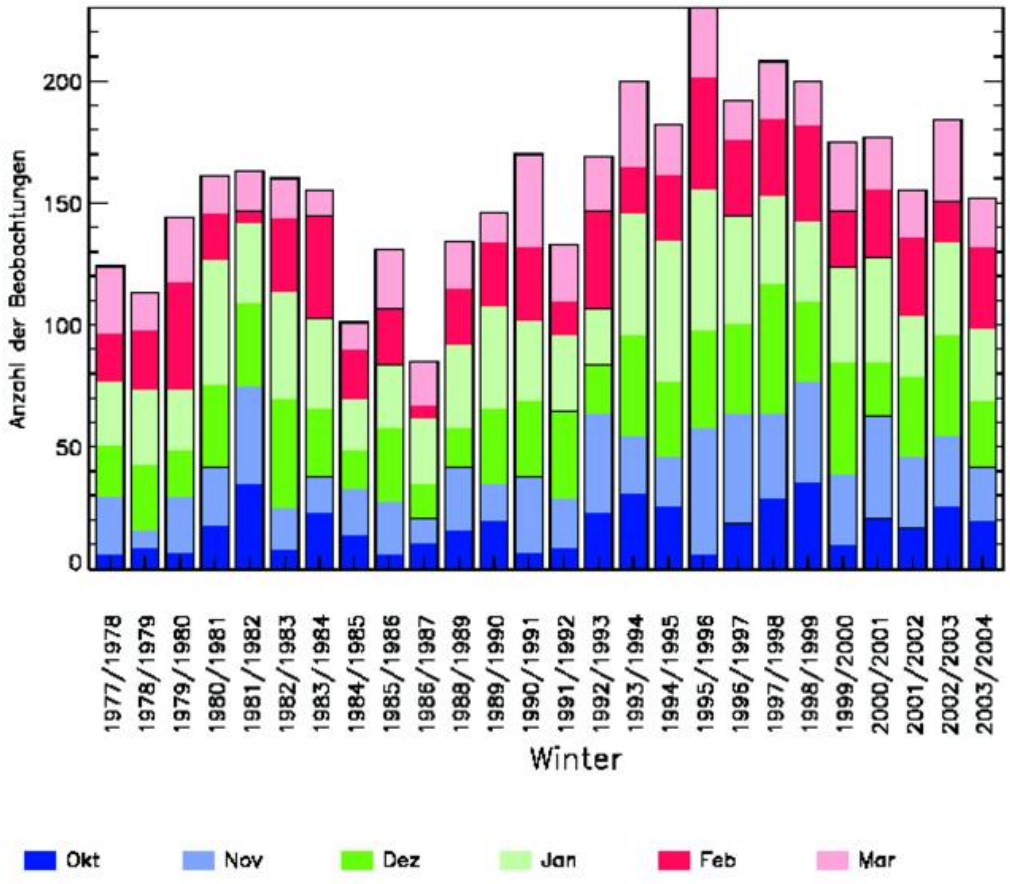


Abb. 6 Anzahl der Beobachtungen mit Windmaxima von mindestens 40 m/s im Winterhalbjahr über Stuttgart (Termine 00 Uhr und 12 Uhr)

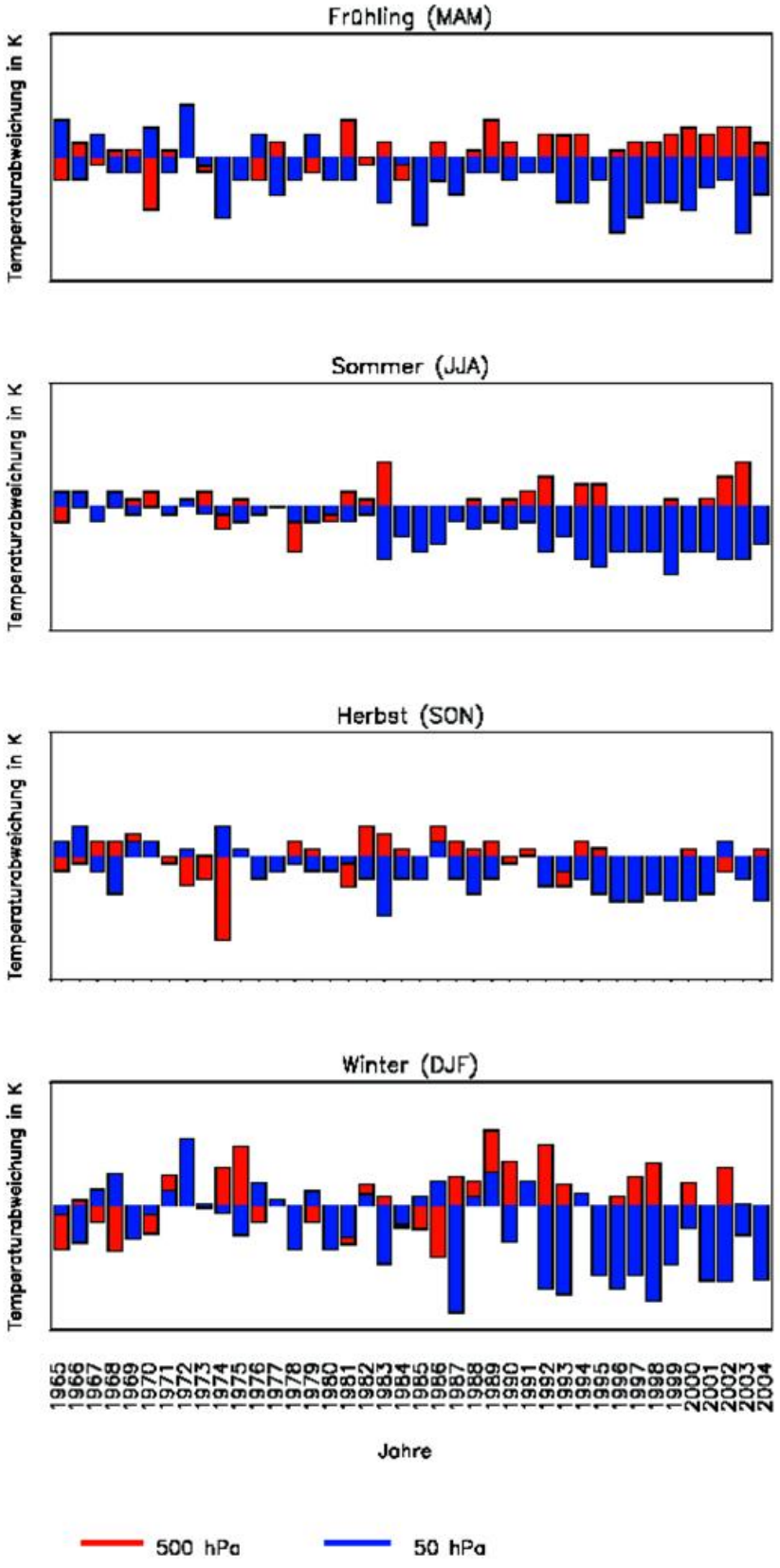


Abb.7 Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2004 vom Referenzzeitraum 1961-1990 für Jahreszeiten in 500 hPa und 50 hPa (Mittelwerte über 8 Stationen).

Zeitlich- räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa

A. Meyer-Christoffer und B. Rudolf

Die Analysen des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie zeigen, dass im meteorologischen Jahr (Dez. 2003 bis Nov. 2004) der Niederschlag in weiten Teilen Europas dem normalen Mittel entsprach (Abb. 1a,b). Zu trocken war es lediglich an der norwegischen Küste, in Nordwestspanien, in Südostfrankreich, Norditalien, vereinzelt im Adriaraum und auf Zypern. Im Gegensatz dazu war es an der Ostküste des Schwarzen Meeres, örtlich auf Island und Süditalien zu feucht.

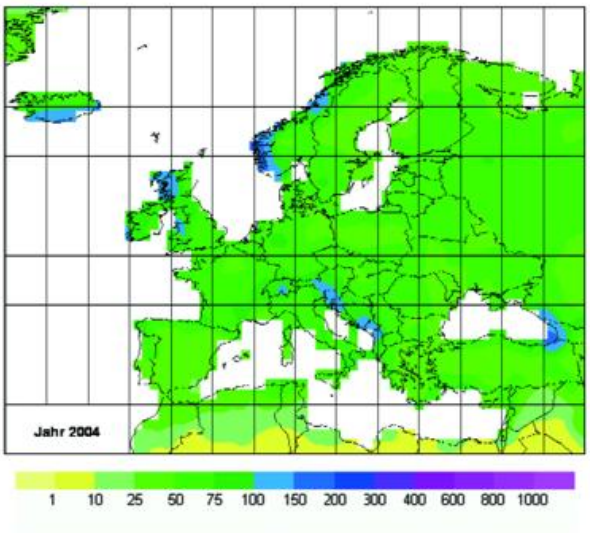


Abb.1a Niederschlagshöhe in mm/Monat, Zeitraum Dez. 2003 bis Nov. 2004

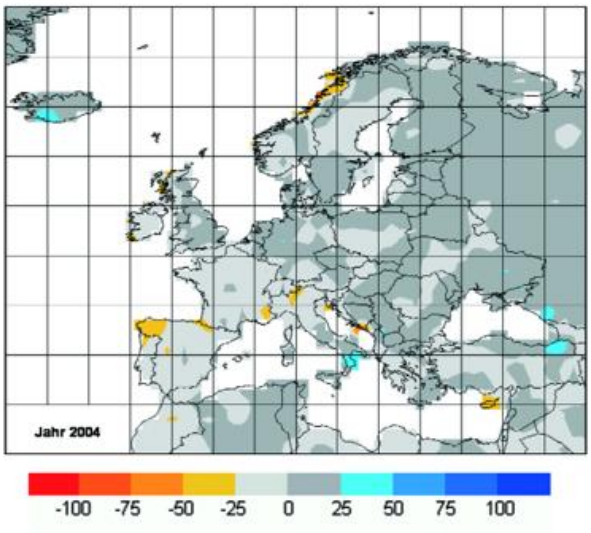


Abb.1b Niederschlagsanomalie in mm/Monat, Zeitraum Dez. 2003 bis Nov. 2004 (Bezugszeitraum 1961–1990)

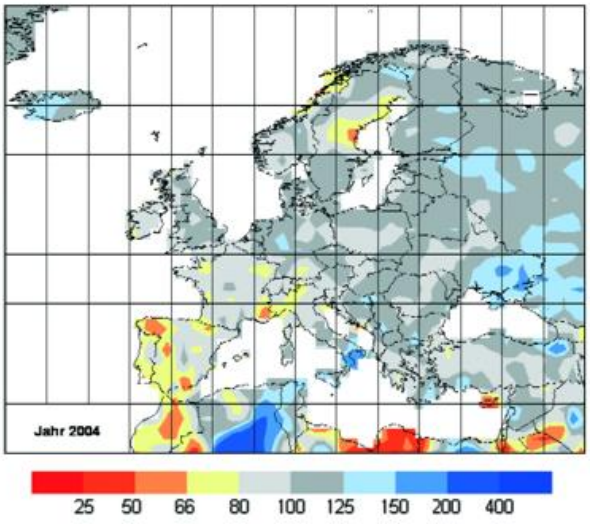
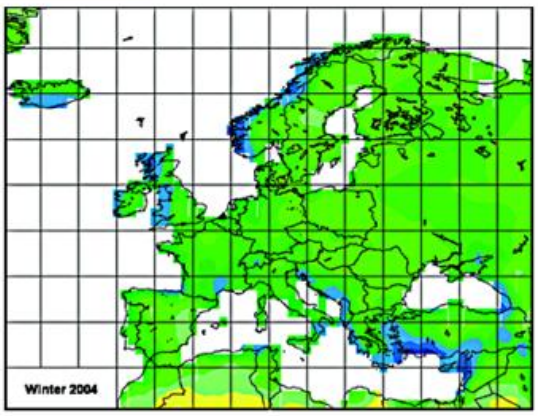
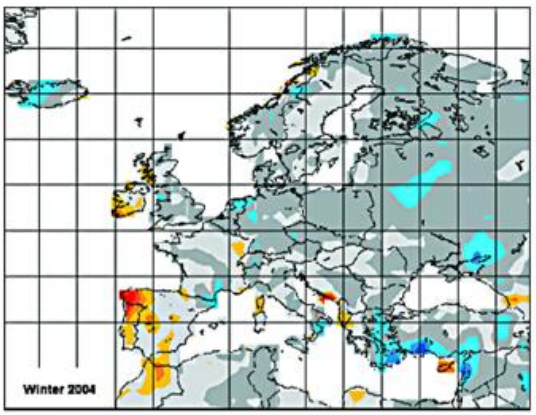


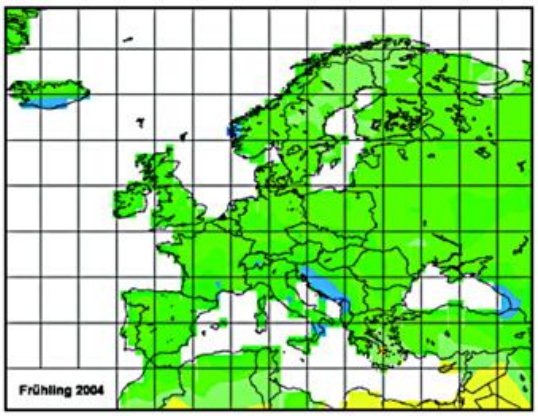
Abb.1c Jährlicher Niederschlag Dez. 2003 bis Nov. 2004 in Prozent der Mittelwerte 1961 bis 1990.

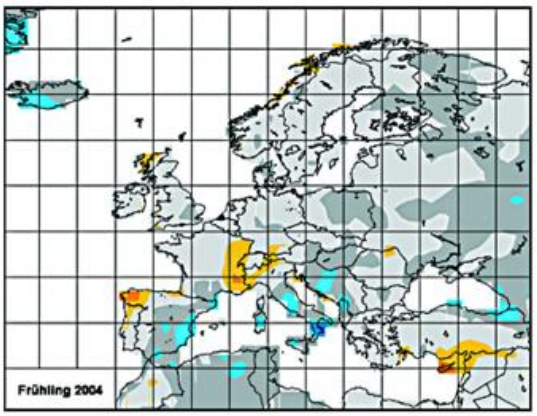
Ein Hinweis zur einheitlich verwendeten Maßeinheit Millimeter pro Monat: Für die jährlichen und jahreszeitlichen Niederschlagskarten, Abb. 1 und 2, wurden die mittleren monatlichen Niederschlagshöhen und -anomalien aus jeweils 12 bzw. 3 Monaten berechnet, damit sie ohne Umrechnung mit den monatlichen Karten in Abbildung 3 verglichen werden können.

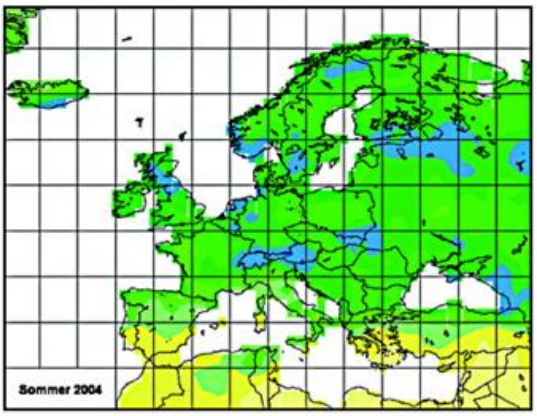
Im jahreszeitlichen Rückblick fällt auf, dass im Winter 2003/2004 und Frühling 2004 das Niederschlagsdefizit am stärksten in Nordwestspanien und Portugal, im Herbst in Südspanien und an der norwegischen Küste war. Im Sommer waren Norditalien und der Mittelmeerraum zwischen Frankreich und Spanien zu trocken (Abb. 2, folgende Seite).

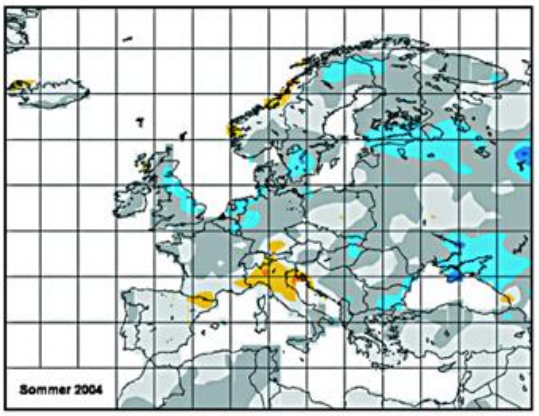


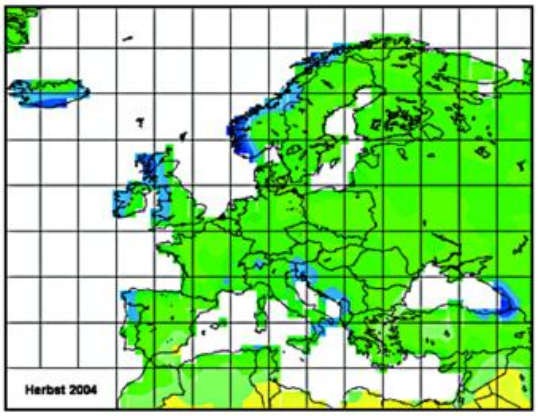


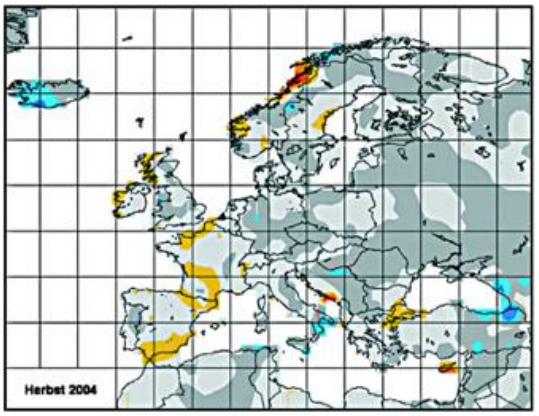












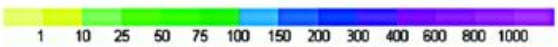


Abb. 2a Niederschlagshöhe für die Jahreszeiten in mm/Monat

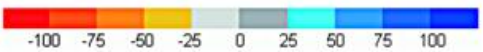


Abb. 2b Niederschlagsanomalie für die Jahreszeiten in mm/Monat (Bezugszeitraum 1961–1990)

Deutschland und Mitteleuropa blieben in diesem Jahr verschont von großräumigen Überschwemmungen wie z.B. 1997 (Oderhochwasser), 1999 (Donau und Bodesee) und 2002 (Elbe), im Verlauf des Jahres aber kam es immer wieder zu kleinräumigen starken Niederschlägen, die lokal bis regional zu Überschwemmungen mit überfluteten Verkehrswegen, vollgelaufenen Kellern und erheblichen Sachschäden führten. Selbst extreme, aber kurzzeitige lokale Niederschläge sind meist nicht in den großskaligen Niederschlagskarten zu erkennen. Daher zeigen die in Abb. 3a/b dargestellten Niederschlagsverteilungen in allen Einzelmonaten nur geringe Abweichungen zu den klimatologischen Mittelwerten. In den folgenden Abschnitten werden aber einige Beispiele für 2004 beobachtete Extremniederschläge aufgeführt.

Markante Niederschlagsereignisse im Sommerhalbjahr in Deutschland:

- Eine kleine isolierte intensive Gewitterzelle zog am 22. April mit sehr heftigen Niederschlägen (30 mm in 45 min, Brühl, H.-D. Müller) und Hagel über den Erftkreis hinweg
- Anfang Mai wurden in Dülmen, Nordrhein-Westfalen, sogar 70 mm Niederschlag in 12 Stunden beobachtet (Münchner Rück).
- Am 9. Juni zog ein Unwettergebiet mit sehr starken Regenfällen von der Nordseeküste über das nördliche Niedersachsen, Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburgs hinweg; gemessen wurden bis zu 37 mm innerhalb einer Stunde (Freiburg/Niederelbe, DWD).
- Große Schäden, besonders in der Landwirtschaft, wurden am 8. Juli durch Hagelschlag, Sturm und heftige Niederschläge im Süden und Osten Deutschlands verursacht, und am 23. Juli führte ein schweres Gewitter im Rhein-Main-Gebiet zu überfluteten Straßen und Kellern. In Frankfurt und Offenbach wurden Autos weggeschwemmt und U-Bahn-Stationen überflutet. Innerhalb einer Stunde wurde in Offenbach eine Niederschlagshöhe von 53,7 mm gemessen (DWD). Auch in anderen Teilen Deutschlands wie in Thüringen, Sachsen-Anhalt und Franken überfluteten die Regenmassen Keller und Straßen. Die A9 bei Bayreuth musste von einer 40 cm hohen Hagelschicht durch einen Schneepflug befreit werden.
- Am 7. August waren wiederum das Rhein-Main-Gebiet und die Pfalz von Starkregen betroffen. In Wiesbaden wurden die Straßen der Innenstadt überflutet. Im unterfränkischen Hasloch wurden knapp 47 mm und im rheinland-pfälzischen Bad Neuenahr 39 mm innerhalb einer Stunde gemessen (DWD).
- In der zweiten Septemberhälfte kam es noch einmal zu kräftigen Niederschlägen, und zwar in Norddeutschland, wo Hamburg und Helgoland am stärksten betroffen waren.

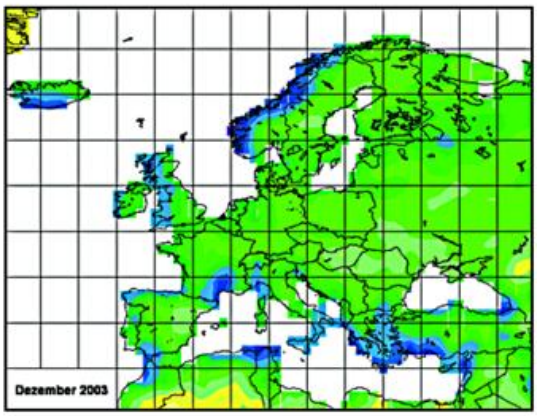
Größere Unwetterereignisse in Europa:

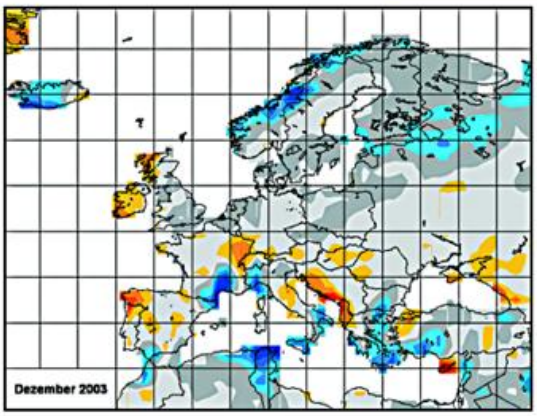
Auch im restlichen Europa waren zahlreiche unwetterbedingte Überschwemmungen, Sturzfluten und Schlammlawinen zu verzeichnen. Von diesen können hier jedoch nur einige besonders dramatische aufgeführt werden (Quelle s. letzte Seite).

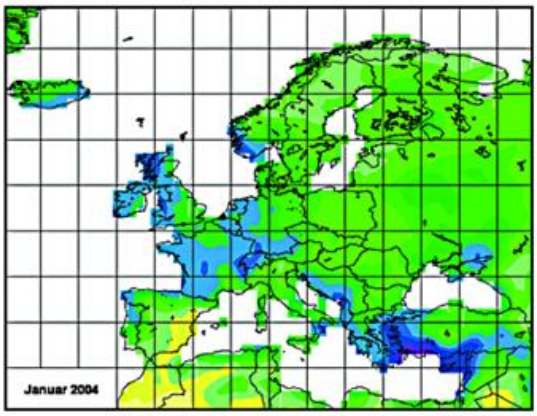
- In Südfrankreich traten im Dezember 2003 nach sintflutartigen Niederschlägen (bis 300 mm in 24 Stunden) die Flüsse Loire und Rhône sowie deren Nebenflüsse über die Ufer. In Andalusien und an der Costa del Sol (Málaga) führten Starkniederschläge zu Sturzfluten und Schlammlawinen. Auch in Antalya (Türkei) führten sint-

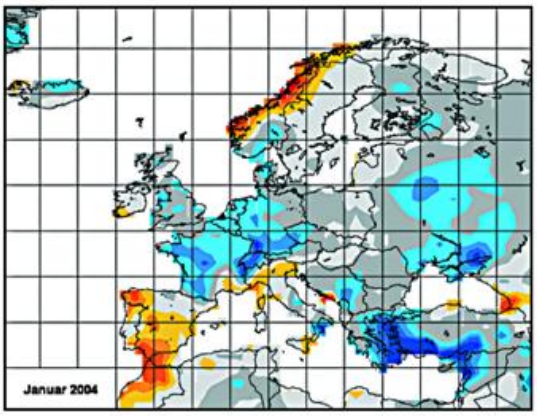
flutartige Regenfälle mit bis zu 150 mm innerhalb weniger Stunden zu Überschwemmungen. Diese extremen Ereignisse sind auch in den Niederschlags- und Anomaliekarten des Dezember deutlich zu erkennen.

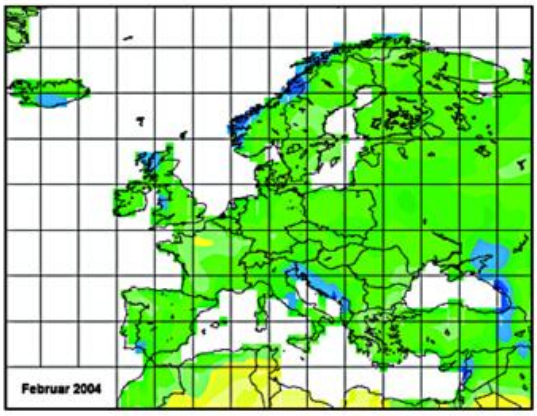
- Schwere Stürme mit örtlich kräftigen Niederschlägen führten Mitte bis Ende Januar 2004 in vielen Regionen Südosteuropas (Zypern, Libanon, Albanien) zu Überschwemmungen.
- Zum Ende des Februar richteten im Süden Spaniens heftige kurzzeitige Regenfälle und daraus folgende Sturzfluten erhebliche Schäden an (Huelva, Sevilla und Málaga). In der Anomaliekarte des Monats fällt vor allem der geringe Niederschlag im Nordwesten der Iberischen Halbinsel auf.
- Im März traten durch Schneeschmelze im Süden Russlands Flüsse über die Ufer. Im Südwesten von Armenien sowie in der Türkei, Lettland und in Bosnien und Herzegowina waren es Starkniederschläge, die zu Überschwemmungen führten.
- Im April wurden Bosnien und Herzegowina (Bugojno) und Kroatien (Zagreb) sowie im Mai Südwestrussland und die Türkei (wieder Antalya) von Überschwemmungen heimgesucht.
- Im Juni führten langanhaltende Niederschläge, teils auch Starkregen, zu Überschwemmungen in Großbritannien und auf dem Balkan. In der nordgriechischen Stadt Karterini fielen in einer Stunde 62 mm (18.06.), etwa dreimal soviel wie sonst im ganzen Monat Juni. Auch der Alpenraum war teilweise betroffen. Insgesamt waren jedoch der Westen Europas und ein großer Bereich nordöstlich des Schwarzen Meeres zu trocken.
- Im Juli kam es über Mitteleuropa örtlich zu außergewöhnlich hohen Niederschlä - gen. Nach schweren Stürmen mit starkem Regen und Hagel kam es zu örtlichen Überflutungen in Belgien, Niederlande,Schweiz, Tschechien, Slowenien, Rumänien Süditalien und Großbritannien. In Rumänien fiel Ende Juli/Anfang August bis zu 145 mm in nur wenigen Stunden. Insgesamt ist die Niederschlagsbilanz für diesen Monat jedoch recht ausgeglichen, lediglich in Südschweden sind deutlich höhere Niederschlagsmengen gegenüber dem vieljährigen Mittel zu sehen.
- Auch der August war von Unwettern und Überschwemmungen geprägt. Besonders schwere Stürme und sintflutartiger Regen traten Mitte August auf (bis 40mm/10min in Irland, 160mm/24h in der Schweiz und 60mm/2h in Bulgarien) und führten zu Sturzfluten und Erdrutschen. Betroffen war auch der Nordwesten der Türkei, insbesondere Istanbul. Die Anomaliekarte zeigt überdurchschnittliche Augustniederschläge im Westen Europas sowie nördlich des Schwarzen Meeres, vor allem in der Ukraine.
- Anfang September kam es im Osten und Nordosten Spaniens zu heftigen Stürmen mit starken Niederschlägen. Insgesamt jedoch war der September sehr ausgeglichen, obwohl es in ganz Frankreich zu trocken war.
- Im Oktober führten schwere Stürme mit örtlich starkem Regen und Hagel über Südrussland zu Überschwemmungen. In Spanien und Portugal fielen durch heftige Niederschläge z.T. weit mehr als 200% des Monatsmittels. Auch über Großbritannien und Irland traten erhebliche Starkniederschläge und Hagel auf.
- Anfang November wurden im Wallis in der Schweiz Extremniederschläge von bis zu 200 mm Niederschlag in nur 48 Stunden beobachtet. In Griechenland kam es zu Überschwemmungen im Bereich Athen und Piräus. In der Mitte des Monats bestimmte das Sturmtief Kirsten das Wetter über dem Mittelmeerraum von den Balearen über Italien bis nach Griechenland; sintflutartige Regenfälle führten dort örtlich zu Überschwemmungen und Erdrutschen.

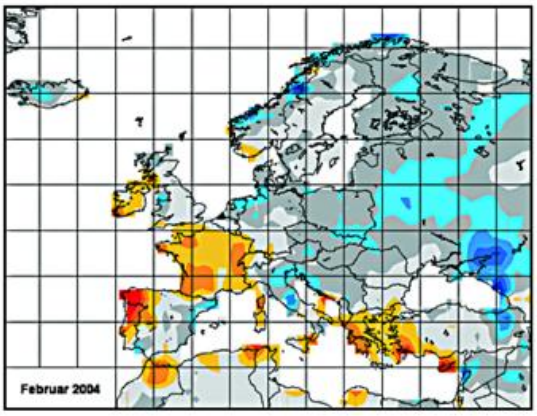


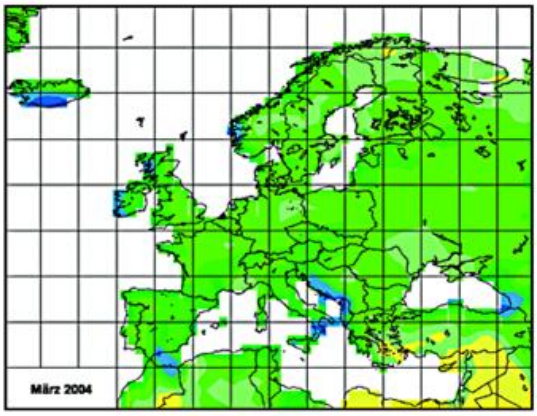


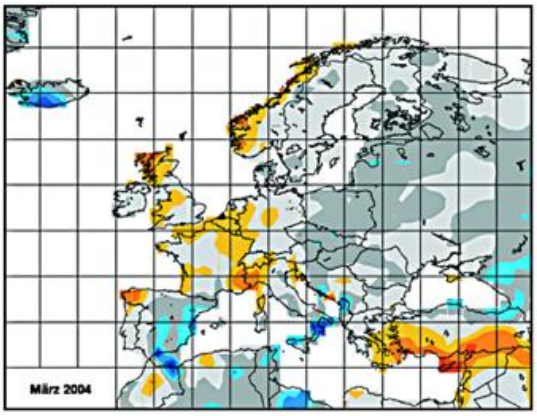


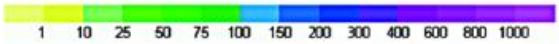












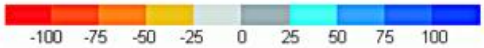


Abb. 3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm

Abb. 3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm Bezugszeitraum (1961 - 1990)

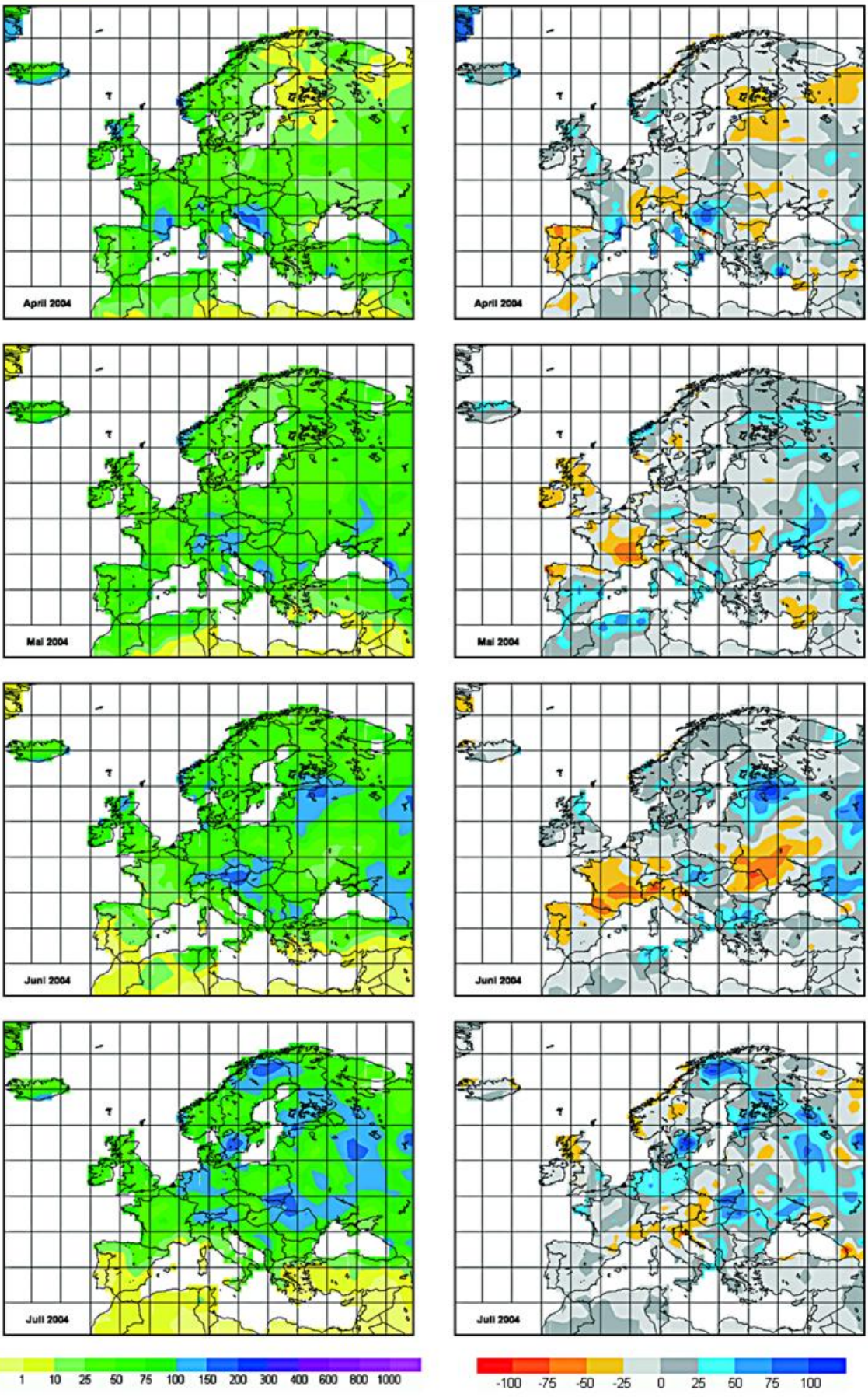
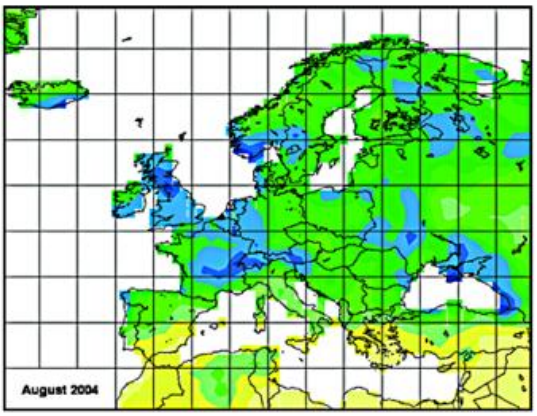
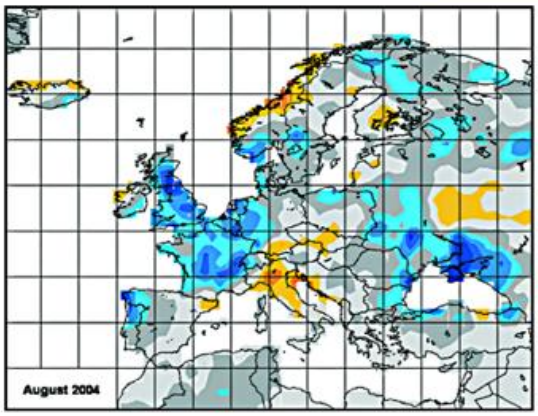
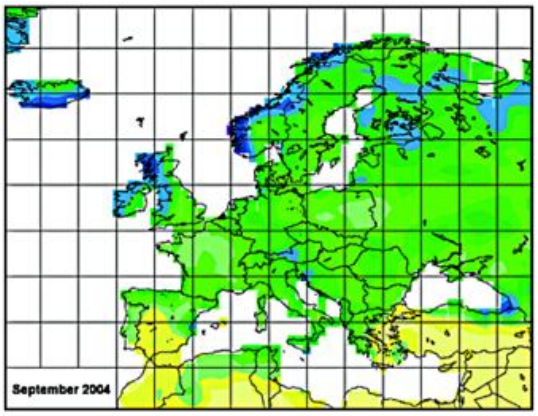


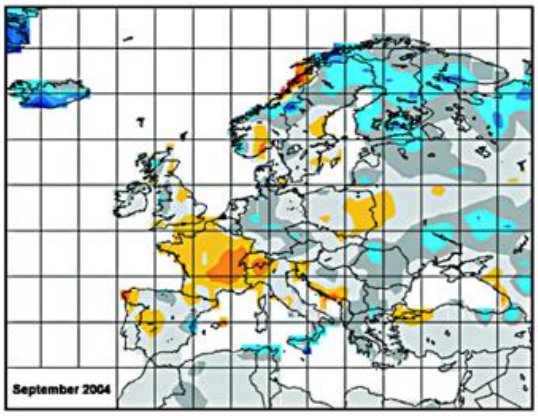
Abb. 3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm (Fortsetzung)

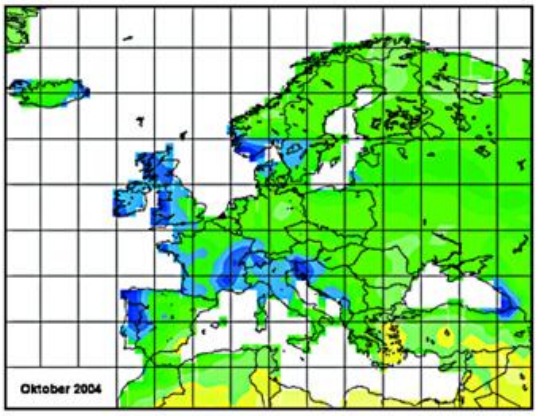
Abb. 3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm Bezugszeitraum (1961 - 1990)

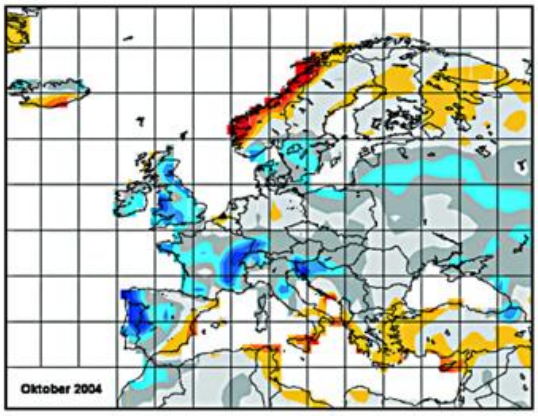


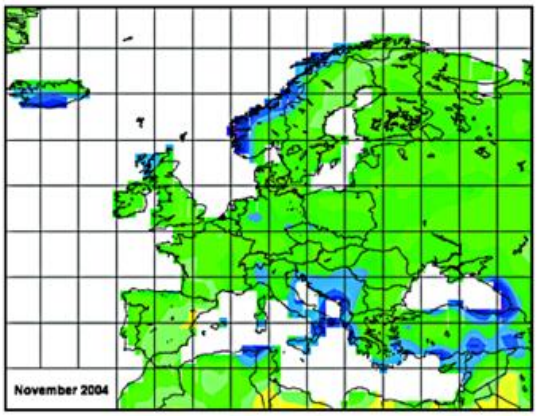


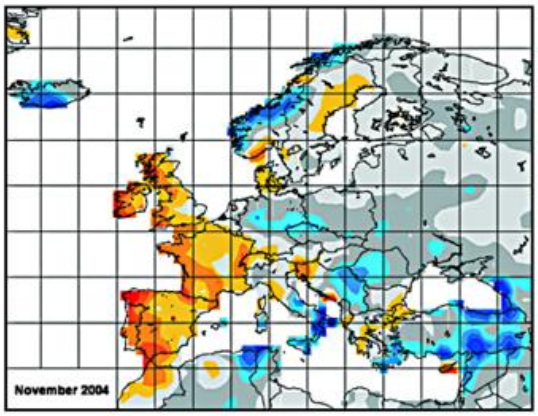












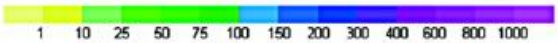




Abb 3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm (Fortsetzung)

Abb. 3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm Bezugszeitraum (1961 - 1990)

Allgemeine Hinweise zur Datenbasis der Niederschlagskarten und zur Berechnung der Anomalien:

Die Niederschlagskarten dieses Beitrags beruhen auf Rasterdaten, die regelmäßig monatlich auf der Basis gemessener Niederschlagsdaten im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) berechnet werden (Rudolf et al., 1992 und 2003). Für das in diesem Artikel verwendete monatliche Monitoring-Produkt (GPCC Monitoring Product) werden die in SYNOP- und CLIMAT-Meldungen über das globale Fernmeldesystem GTS empfangenen Daten nach einer gründlichen Qualitätskontrolle durch das WZN analysiert. Diese Datenbasis umfasst weltweit rund 7.000 Stationen. Abb. 4 zeigt die Verteilung der im Ausschnitt Europa liegenden Stationen. Die Anomalien wurden auf der Basis der Rasterdaten gebildet, die jeweils getrennt für die monatlichen Niederschlagsdaten des Jahres 2004 sowie für die Mittelwerte der Normalperiode 1961-1990 durch Interpolation berechnet wurden. Die Rastergröße beträgt 1° mal 1° geographische Breite und Länge, die resultierenden Rasterwerte wurden zur Darstellung in den Karten (Abb. 1 bis 3) geglättet.

Neben dem Monitoring-Produkt stellt das WZN weitere, für unterschiedliche Anwendungszwecke optimierte Niederschlagsanalysen zur Verfügung (Rudolf, 2005). Neu und besonders hervorzuheben ist eine 50jährige Niederschlagsklimatologie (Beck, Grieser, Rudolf, 2005)

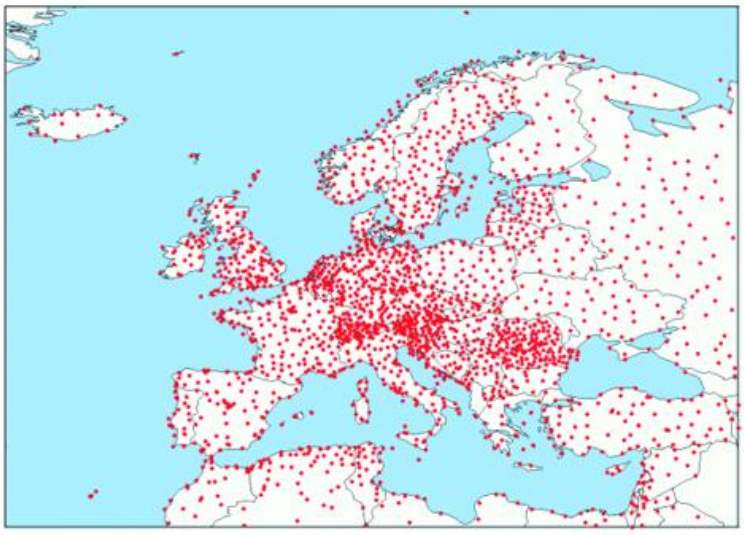


Abb. 4 Verteilung der im Monitoring-Produkt verwendeten Stationen

Literatur

Beck, C., J. Grieser and B. Rudolf (2005): A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000. Klimastatusbericht 2004.

Rudolf, B. (2005): Global Precipitation Analysis Products of the GPCC. Klimastatusbericht 2004.

Rudolf, B., T. Fuchs, U. Schneider and A. Meyer-Christoffer (2004): Introduction of the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC). Deutscher Wetterdienst, Offenbach a. M., Germany. 16 pp. Internetpublikation unter http://gpcc.dwd.de/.

Rudolf, B., H. Hauschild, M. Reiß und U. Schneider (1992): Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie - Contri butions to the Global Precipitation Climatology Centre. Meteorologische Zeitschrift N. F. 1 Nr. 1, 7-84.

Quellenangaben zu den aufgelisteten Extremereignissen:

Münchner Rück; Roger Brugge, UK; Dartmouth Flood Observatory, New Hampshire, USA;
Meldungen der Tagespresse (AIP; AP; Czech News; dpa; FAZ; NZZ; IFRC; LL; R; SZ; Die Welt); Redaktion Baden24.de Nachrichten; Oberpfalznetz; Hans-Dieter Müller (Brühl, Rhl.).

SAT-KLIM: Das satellitengestützte Klimaüberwachungssystem des Deutschen Wetterdienstes

E. Dittmann, H. Nitsche , P. Bissolli

Regionale Klimaüberwachung

Klimaüberwachung wird im Deutschen Wetterdienst auf verschiedenen räumlichen Skalen durchgeführt: national, regional und global. Die regionale Skala wird hierbei im Sinne der Regionalverbände der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) interpretiert, d.h. es handelt sich um die WMO-Region VI oder im weitesten Sinne „Europa". Dieses Gebiet umfasst auch größere Ozeanoberflächen, auf denen abgesehen von einigen Schiffsmeldungen (meist entlang der Hauptschiffsrouten) kaum bodengestützte meteorologische Beobachtungen vorliegen. Aus Satellitenbeobachtungen abgeleitete Klimaelemente können diese Lücken füllen.

Die Einrichtung des CM-SAF (vgl. entsprechende Artikel in diesem Band) bietet eine gute Gelegenheit, dessen Satellitenklimadaten für die Erstellung von operationellen Produkten der regionalen Klimaüberwachung weiter zu verarbeiten. Das anfangs für das CM-SAF definierte Grundgebiet („Baseline Area") umfasst mit einer Ausdehnung von 30-80° Nord und 60° West bis 60° Ost bereits weitgehend die WMO-Region VI. Aus diesem Grund beschloss der DWD die Einrichtung des satellitengestützten regionalen Klimaüberwachungsprogramms SAT-KLIM, das die CM-SAF-Daten, die ebenfalls beim DWD produziert werden, nutzen wird. Diese sollen dann mit Daten aus weiteren Quellen (andere Satellitendaten, Stationsbeobachtungen, und Ergebnisse numerischer Modellierung einschließlich numerischer Analysen) zu möglichst optimalen Klimaüberwachungsprodukten kombiniert werden.

Das Konzept von SAT-KLIM

Die Auswahl der für die regionale Klimaüberwachung vorgesehenen Parameter richtet sich nach folgenden Kriterien:

- Bedeutung für den Energiehaushalt der Atmosphäre,
- flächendeckende und zeitnahe Verfügbarkeit von Satellitendaten über Europa.

Vom CM-SAF werden bereits verschiedene Wolkengrößen, die Strahlungskomponenten an der Erdoberfläche und am Oberrand der Atmosphäre sowie der atmosphärische Wasserdampfgehalt bereitgestellt. SAT-KLIM ergänzt dieses Angebot durch weitere Größen, die für den Energie- und Wasserhaushalt interessant und in Abb. 1 dargestellt sind. Dadurch wird es möglich, die Energiebilanz am Erdboden und am Oberrand der Atmosphäre zu schließen. Dies hilft wiederum, die Klimavariabilität nicht nur zu beschreiben, sondern auch physikalisch zu erklären. So können z.B. Temperaturänderungen durch Veränderungen der kurzwelligen Einstrahlung oder der langwelligen Ausstrahlung der Erdoberfläche bedingt sein oder auch durch Veränderungen der Wärmeflüsse. Ausführlicher wird das Konzept von BISSOLLI et al. (2002) erläutert.

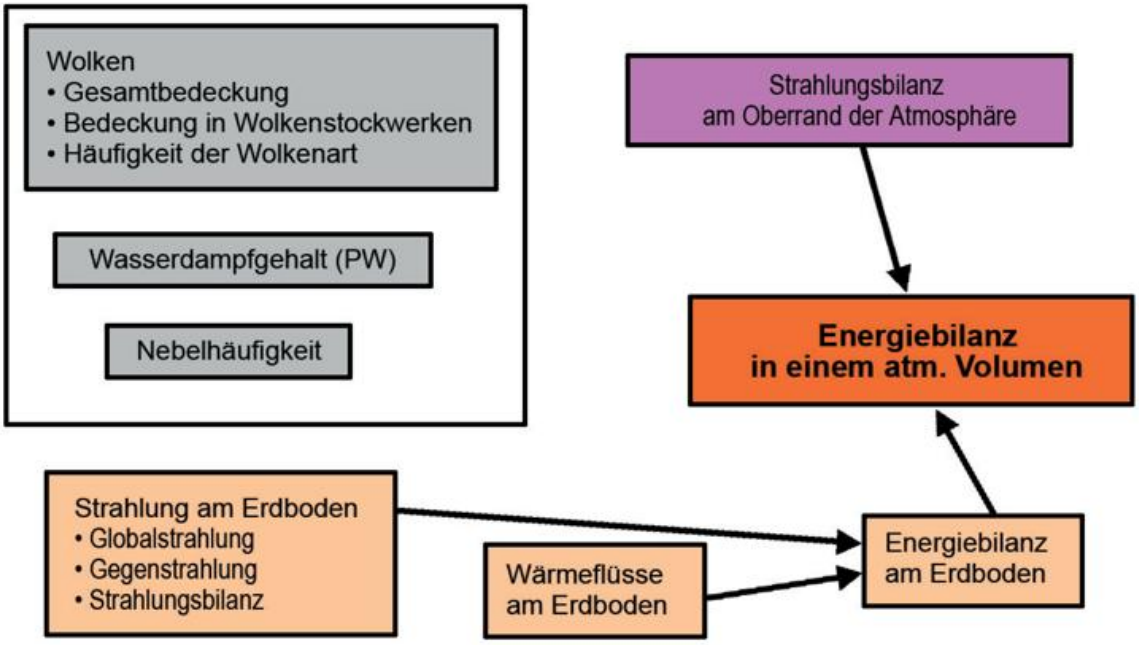


Abb. 1 Klimagrößen in SAT-KLIM.

Die Klimaüberwachungsprodukte werden auf monatlicher Basis hergestellt. Grundsätzliche Produkte sind gerasterte Monatsmittelwerte und deren Abweichungen von einer Referenz. Als Referenzzeitraum wird hier entsprechend einer WMO-Empfehlung ein Mittelwert über 30 Jahre verwendet, jedoch nicht der sonst übliche Zeitraum 1961-1990, sondern 1971-2000, da verwertbare Daten aus Wettersatelliten in der Regel erst seit den achtziger Jahren verfügbar sind. Für die Jahre davor müssen dann Stations- oder Modelldaten herangezogen werden. Wie die Daten im Einzelnen sinnvoll zu einem gemeinsamen neuen Produkt kombiniert werden können, wird an anderer Stelle beschrieben (z.B. BISSOLLI 2003, BISSOLLI et al. 2003).

Zusätzlich zu den Mittelwerten werden Validierungsprodukte angeboten, z.B. Zeitreihen täglicher Werte für Satelliten-Rasterfelder im Vergleich zu synoptischen oder aerologischen Stationsreihen bzw. die entsprechenden Streudiagramme.

Datengrundlage

Neben den CM-SAF-Daten, wird auf weitere Satellitendatensätze innerhalb und außerhalb des DWD zurückgegriffen. Dazu kooperiert der DWD mit anderen Institutionen, die ebenfalls Satellitendatensätze produzieren. So existiert z.B. eine Kooperation mit dem Institut für Atmosphäre des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR), das für SAT-KLIM eine Satelliten-Wolkenklimatologie für einen Zeitraum seit 1989 bereitstellt (MEERKÖTTER et al. 2004, s. auch entsprechenden Artikel im vorliegenden Band), oder mit der Universität Marburg, wo eine Satelliten-Nebelklimatologie entwickelt wurde (BENDIX 2002).

Weitere Datenquellen, insbesondere die Analysen numerischer Wettervorhersagemodelle wie die Ergebnisse der Reanalyse-Projekte von NCEP und EZMW lassen sich z.B. für die Gewinnung von Referenzdatensätzen oder zur Vervollständigung der Komponenten des Energiehaushaltes heranziehen.

Unverzichtbar bleibt aber auch die Nutzung qualitätsgeprüfter Daten des konventionellen europäischen Beobachtungsnetzes, d.h. der Datenkollektive des synoptischen und aerologischen Beobachtungsnetzes in ausreichend räumlicher und zeitlicher Auflösung zur Kalibrierung, Validierung und flächenhaften Interpolation der Klimaparameter.

Stand

Für eine präoperationelle Phase von SAT-KLIM wurden zunächst 2 Parameter für die flächenhafte, regionale Klimaüberwachung ausgewählt:

- der Wolkenbedeckungsgrad,
- der Wasserdampfgehalt.

Für diese beiden Größen liegen bereits vorläufige Monatsmittelwerte und Referenzdaten vor (s. die entsprechenden spezielleren Artikel von BISSOLLI und NITSCHE in diesem Band). Die monatlichen Klimaüberwachungsprodukte (d.h. die Monatsmittelwerte des jeweils vergangenen Monats und ihre Abweichungen von einer vieljährigen Referenz) sollen zusammen mit Validierungsprodukten und Textbeiträgen im Internet veröffentlicht und damit einer breiten Öffentlichkeit zur Diskussion gestellt werden.

Die Abbildung 2 zeigt beispielhaft, wie die Internetpräsentation der Klimaüberwachungsprodukte aussehen wird.

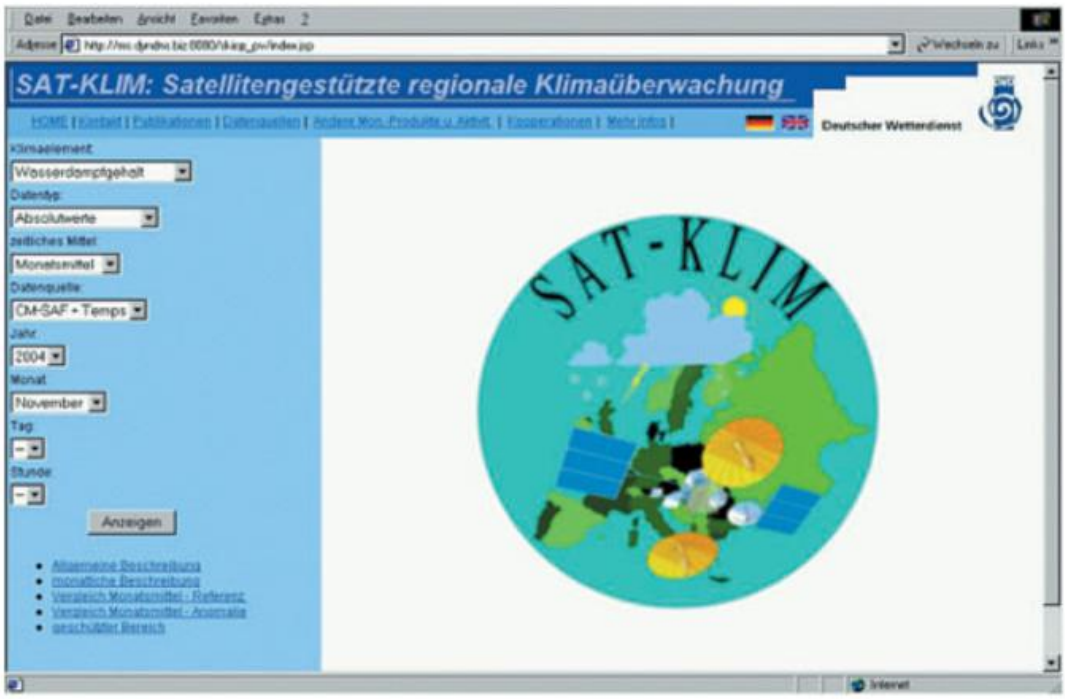


Abb. 2 Die SAT-KLIM-Startseite im Internet (derzeitiger Testbetrieb DWD-intern)

Literatur

Bendix, J. (2002): A satellite-based climatology of fog and low-level stratus in Germany and adjacent areas. Atmosph. Res. 64, pp 3-18.

Bissolli P., Nitsche H., Dittmann E., Müller-Westermeier G., Rosenow W. (2002): SAT-KLIM: The Satellite Climatology Programme of the German Meteorological Service. Proceedings of The 2002 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference Dublin, Ireland, pp 661-668.

Bissolli, P. (2003): Construction of a Cloud Cover Reference Climatology Using Satellite and In-Situ Data for the Climate Monitoring Programme SAT-KLIM of the German Meteorological Service. Proceedings of the 2003 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Weimar, Germany, pp 664-670.

Bissolli, P., Drohm, C., Maier, U. (2003): Erstellung einer Wolken-Referenzklimatologie über Mitteleuropa aus Satellitendaten(ISCCP-DX) und bodengestützten Beobachtungen - (622KB).

Meerkötter R., König C., Bissolli P., Gesell G., Mannstein H. (2004): A 14-year European Cloud Climatology from NOAA/AVHRR data in comparison to surface observations. Geophysical Research Letters Vol. 31,L15103, 10.1029/2004GL020098.

SAT-KLIM: Überwachung der Wolkenbedeckung auf Basis von Satelliten- und Stationsdaten

P. Bissolli

Die Wolkenbedeckung ist eine Größe, die zum einen über die Strahlungsbilanz für das Klima von großer Bedeutung ist, zum anderen aber auch relativ gut sowohl durch Satellitenmessungen als auch durch Stationsbeobachtungen erfasst werden kann. Es war daher naheliegend, diese Klimagröße als eine der ersten in das satellitengestützte Klimaüberwachungsprogramm SAT-KLIM des Deutschen Wetterdienstes aufzunehmen. (Zum Konzept von SAT-KLIM vgl. Dittmann et al. 2004.) Dabei wurde zunächst nur die Gesamtwolkenbedeckung berücksichtigt, d.h. alle Wolkenarten und –höhen zusammen. Für SAT-KLIM waren zunächst zwei Aspekte wesentlich:

- Satelliten- und Stationsdaten sollen zu einem optimalen gemeinsamen Produkt zusammengesetzt werden.

- Es sollen monatliche Anomalien für Europa errechnet werden, nämlich die Differenz zwischen aktuellen Monatsmittelwerten und einem entsprechenden Referenzwert, in diesem Fall dem vieljährigen Mittelwert 1971-2000.

Für den Referenzdatensatz mussten also geeignete Daten gefunden werden, die für den Zeitraum 1971-2000 das Gebiet Europa möglichst flächendeckend erfassen. Satellitendaten sind in Gitterpunktauflösung flächendeckend verfügbar, allerdings erst seit den achtziger Jahren. Beispiele dafür sind der Datensatz des International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) der NASA (Schiffer und Rossow 1983) für den Zeitraum seit Juli 1983, oder auch die Europäische Wolkenklimatologie des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (Meerkötter et al. 2004). Beide Datensätze wurden bereits mit Stationsdaten validiert. Die Validationsergebnisse zeigten, dass sich Satellitendaten und Stationsdaten zwar durchaus unterscheiden können (Meerkötter et al. 2004), aber im Mittel doch so gut korreliert sind, dass man sie zu einem gemeinsamen Produkt zusammensetzen kann.

Stationsdaten haben wiederum den Vorteil, dass sie in vielen Fällen als lange Zeitreihen vorliegen und damit den gesamten Referenzzeitraum 1971-2000 abdecken, allerdings liegen sie nur an den Stationen, also nur punktuell und nicht flächendekkend vor. Hier können sich Satelliten- und Stationsdaten gut ergänzen. Es existieren beim Deutschen Wetterdienst mehrere Stationsnetze, die Wolkenbeobachtungen enthalten. Dazu gehören zum einen das synoptische Stationsnetz, also die Beobachtungen an Wetterstationen, die weltweit in das globale Fernmeldenetz eingespeist werden. Zusätzlich hat der Deutsche Wetterdienst jedoch für Deutschland noch ein wesentlich dichteres nationales Netz an Klimastationen, an denen nebenamtliche Beobachter dreimal pro Tag Daten erheben. Über den Ozeanen gibt es zwar keine Stationen wie auf den Landoberflächen, jedoch liegen noch Wolkenbeobachtungen von fahrenden Handelsschiffen vor, allerdings überwiegend entlang der Hauptschiffsrouten.

Die Konstruktion eines Referenzdatensatzes

Ausgangspunkt ist der o.g. ISCCP-Datensatz. Er umfasst die Wolkenbedeckung für die gesamte Erde, wobei dann die Daten aus verschiedenen Satelliten stammen müssen. Das in SAT-KLIM betrachtete Gebiet erstreckt sich von 30 bis 80° Nord und von 60° West bis 60° Ost. Für die Breiten südlich von 60°N werden im ISCCP-Datensatz für Europa nur Daten des geostationären Satelliten Meteosat herangezogen, und zwar in 3stündigen Zeitabständen. Nördlich von 60°N werden bei ISCCP keine Meteosat-Daten verwendet, da der immer über dem Äquator stehende Meteosat nur noch flach auf die höheren Breitengrade sehen kann. Nimmt man jedoch für die Polargebiete Daten aus anderen Satelliten (in diesem Fall NOAA-AVHRR) dazu, so besteht die Gefahr einer räumlichen Inhomogenität bei 60°N. Daher wurde das Gebiet nördlich von 60°N für den Referenzdatensatz zunächst ausgeklammert, so dass derzeit nur noch Mittel- und Südeuropa übrig bleiben.

Eine weitere Besonderheit des ISCCP-Datensatzes ist es, dass die Daten nicht in voller Pixelauflösung vorliegen, sondern nur mit einer Untermenge von Pixeln im Abstand von ca. 50 km über Mitteleuropa. Außerdem liefert der Datensatz für jedes aufgelöste Pixel pro Termin noch keinen Wolkenbedeckungsgrad, sondern nur eine Aussage Wolke ja/nein. Für viele klimatologische Anwendungen eignet sich auch ein Breitengrad/Längengrad-Gitter besser als ein Pixel-Gitter (die Pixel verändern mit der Entfernung vom Satelliten ihre Größe). Die Pixel-Daten wurden also für jeden 3-stündigen Termin auf ein 0,25°-Gitter transformiert; falls an einem Gitterpunkt keine Daten vorliegen, wurde eine räumliche Interpolation durchgeführt. Anschließend wurde für jeden Gitterpunkt und für jeden der 12 Monate ein vieljähriger Monatsmittelwert über den Zeitraum 1984-2000 berechnet. Auffällig falsche Daten wurden dabei vorher entfernt.

Die Stations- und Schiffsdaten wurden anschließend ebenfalls auf das 0,25°-Gitter transformiert und gemittelt (hier über den kompletten Zeitraum 1971-2000), wobei aber hier über die freien Gitterpunkte nicht interpoliert wurde. Stattdessen wurde für jeden besetzten Stations- (bzw. Schiffs-)gitterpunkt die Differenz zwischen Stations- und Satellitenwert berechnet und über die Differenzwerte interpoliert. Das interpolierte Differenzfeld wurde dann wieder zum Satellitenfeld addiert. Man erhält damit schließlich einen neuen Referenzdatensatz, der an den mit Stationen besetzten Gitterpunkten genau das Stationsmittel enthält, während die Werte an den übrigen Punkten durch die räumliche Variabilität der Satellitendaten bestimmt sind, die aber an die in der Nähe liegenden Stationswerte angeglichen wird. Mehr Details zu diesem Verfahren werden von Bissolli et al. (2003) beschrieben.

Aktuelle Monatsmittelwerte

Für aktuelle Monatsmittelwerte liegen noch weitere satellitengestützte Datensätze vor. Derzeit wird für SAT-KLIM hierzu das sogenannte „Satellitenwetter“ nach Rosenow et al. (2001) verwendet. Auch dieser Datensatz kombiniert Meteosat-Satellitendaten mit Stationsbeobachtungen, allerdings nach einem anderen Verfahren. Für die Zukunft werden auch Daten aus dem CM-SAF vorliegen (Karlsson 2004). Die aktuellen Monatsmittel müssen ebenfalls auf das 0,25°-Gitter transformiert werden, damit die Anomalien berechnet werden können.

Ergebnisse

Die Ergebnisse sind Karten der aktuellen Monatsmittelwerte, der Referenzdaten und der Anomalien, die in nächster Zeit auch operationell jeden Monat über die Internetseiten des Deutschen Wetterdienstes verbreitet werden. Abb. 1 zeigt dazu ein Beispiel.

Die Absolutwerte für Oktober 2004 zeigen einen deutlichen räumlichen Gradienten von Süd nach Nord mit einem nahezu wolkenlosen östlichen Mittelmeerraum, während nahe dem 70. Breitengrad über dem Atlantik offenbar fast durchgehend starke bis geschlossene Bewölkung anzutreffen ist. Die Anomaliekarte verdeutlicht aber, dass in dem Monat über dem größten Teil Mitteleuropas die Bewölkung weitgehend dem vieljährigen Mittel entsprach, während im Mittelmeerraum und über dem Atlantik nach diesem Ergebnis die Wolkenbedeckung etwas geringer war als im Mittel. Dabei ist aber zu berücksichtigen, dass über den Ozeanen die Daten überwiegend auf den Satellitendaten basieren, die ja hier mit unterschiedlichen Verfahren ermittelt worden sind, so dass die Ergebnisse über dem Wasser mit gewisser Vorsicht interpretiert werden müssen. Eine operationelle regelmäßige Validierung über Land und See, d.h. ein Vergleich zwischen Satellit und Station, und soweit vorhanden auch zwischen verschiedenen Satellitenprodukten soll helfen, diese Unsicherheiten zu quantifizieren und ggf. zu korrigieren.

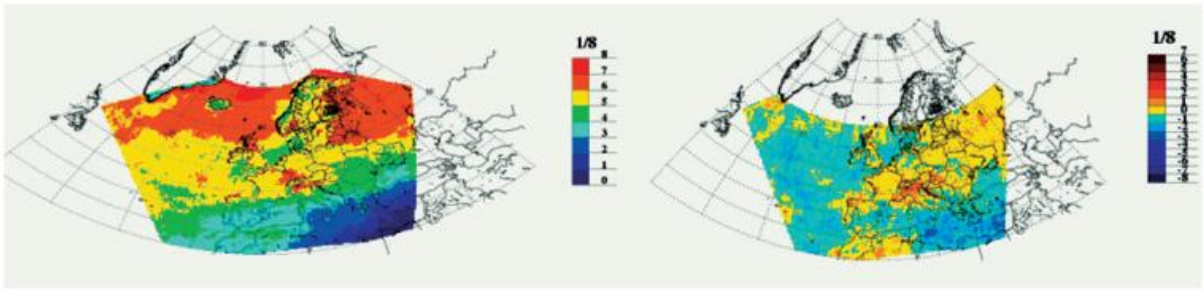


Abb. 1 Links: Monatsmittel der Wolkenbedeckung über Europa und dem Nordatlantik für Oktober 2004 auf der Basis des Satellitenwetters nach Rosenow et al. (2001). Rechts: Anomalien vom Referenzzeitraum 1971-2000.

Literatur

Bissolli, P., Drohm, C., Maier, U. (2003): Erstellung einer Wolken-Referenzklimatologie über Mitteleuropa aus Satellitendaten(ISCCP-DX) und bodengestützten Beobachtungen - (622KB). DWD-interner Bericht.

Dittmann, E., Nitsche H., Bissolli, P. (2004): SAT-KLIM: Das satellitengestützte Klimaüberwachungssystem des Deutschen Wetterdienstes. In diesem Band.

Karlsson, G. (2004): CM-SAF: Clouds. In diesem Band.

Meerkötter R., Bissolli P., Gesell G. (2004): Eine 15jährige Wolkenklimatologie für Europa aus NOAA/AVHRR Daten im Vergleich u Bodenbeobachtungen. In diesem Band.

Rosenow, W., Güldner, J., Spänkuch, D. (2001): The "Satellite Weather" of the German Weather Service – an assimilation procedure with a spectral component. - Proceedings of the 2001 EUMETSAT Met. Data User's Conf., EUMETSAT Publ. EUM P 33, 541-545.

Schiffer, R. A., W. B. Rossow (1983): The international satellite cloud climatology project (ISCCP): the first project of the World Climate Research Programme, Bull. Am. Met. Soc., 64, No. 7, 779-784.

SAT-KLIM: Vorbereitung einer monatlichen regionalen Überwachung des Gesamtwasserdampfgehalts der Atmosphäre – ein Referenzdatensatz aus Satellitenprodukten –

H. Nitsche

Zusammenfassung

Für monatliche regionale Klimaüberwachungsprodukte des integrierten Wasserdampfgehalts wird ein gerasterter Referenzdatensatz von mittleren Monatsmittelwerten des Gesamtniederschlagbaren Wassers (Total Precipitable Water, TPW) auf der Basis eines möglichst langen Zeitraums benötigt, mit dem die jeweils aktuellen Monatsmittelwerte verglichen werden können. Für Deutschland wurde ein solcher Referenzdatensatz aus Radiosondenmessungen des Zeitraums 1971-2000 erstellt. Für die Region Europa (hier 60 ° West bis 60 ° Ost und 20 ° Nord bis 80 ° Nord) kann jedoch wegen der räumlichen Inhomogenität der Stationsdichte und insbesondere der stationsfreien Ozeangebiete ein Referenzdatensatz nicht allein aus Radiosondendaten abgeleitet werden. Darum sollen hierfür die von NOAA-NESDIS aus dem TOVS- bzw. ATOVS-Instrument abgeleiteten und über das GTS im SATEM-Code verbreiteten Daten verwendet werden. Vorgestellt werden die Methodik und erste Ergebnisse

Datengrundlage

1979 wurde der erste polarumlaufende Satellit mit einem TOVS-Instrument gestartet. Aus den Messungen leitet seitdem NOAA NESDIS global das precipitable water in 3 Schichten (vom Boden bis 700 hPa, bis 500 hPa und bis 300 hPa) ab und verbreitet diese Werte zusammen mit geopotentiellen Schichtdicken in einem an den Fernmeldecode für Radiosondendaten TEMP angelehnten Code SATEM. Diese Daten werden vom Deutschen Wetterdienst empfangen und sind in der Meteorologischen Meldungsdatenbank verfügbar. Abbildung 1 zeigt den zeitlichen Verlauf der Datendichte der in der Meldungsdatenbank für das betrachtete Gebiet verfügbaren Daten. Mit Einführung des verbesserten TOVS-Instruments ATOVS hat sich die Meldungsdichte wesentlich erhöht und auch die Auswertung wurde verfeinert. Seit 2001 sind zusätzlich Meldungen in noch höherer räumlicher Auflösung (ATOVS_BUFR) verfügbar, aus denen die SATEM-Meldungen gewissermaßen ein spezieller Auszug sind. Vor der Weiterverarbeitung werden die SATEM-Daten einer rechnerischen Qualitätsprüfung unterzogen (Zimmermann, 2004). Die zum Vergleich verwendeten Radiosondendaten unterliegen der rechnerischen Qualitätskontrolle, die in der operationellen Klimaroutine des DWD auf die deutschen Radiosondendaten angewendet wird.

Auswertemethode für den Referenzdatensatz

Für die Ableitung des Referenzdatensatzes aus Radiosondendaten über Deutschland wurde so vorgegangen, dass für jeden individuellen Monat des 30-jährigen Zeitraums ein Rasterdatensatz des Monatsmittelwertes aus räumlich interpolierten Tagesraster-

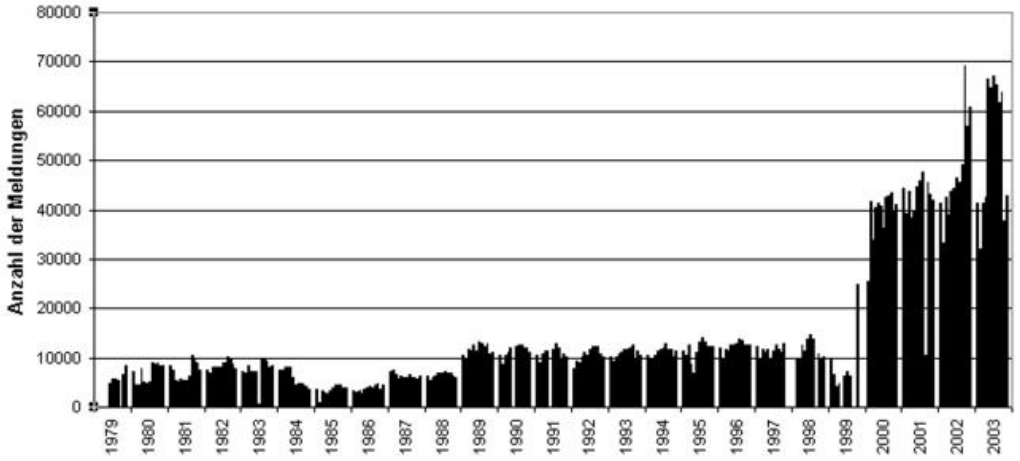


Abb. 1 Monatliche Meldungsdichte von SATEM im betrachteten Gebiet im zeitlichen Verlauf

feldern gebildet wurde. Die Tagesrasterfelder wurden aus den Tagesmittelwerten der täglichen Radiosondenaufstiegen (00 und 12 Uhr UTC) auf ein 1x1-Grad Gitter interpoliert. Als Interpolationsmethode wurde die Inverse Distance Methode nach Shepherd et.al (Programm SPHEREMAP) eingesetzt. Durch diese Vorgehensweise wurde Inhomogenitäten im Datenmaterial, die durch Stationsverlegungen bzw. Stationsauflösungen verursacht wurden, begegnet. Das mittlere 30-jährige Monatsmittel ist dann der über die 30- Monatsraster berechnete Mittelwert für jeden Kalendermonat (Jan, ..., Dez.).

Das SATEM-Datenmaterial hat gegenüber den Radiosondendaten einige spezifisch abweichende Eigenschaften:

- Die Meldungsdichte ist anfänglich räumlich relativ gering und nimmt im Laufe der Jahre deutlich zu (s. Abb 1)
- Die Meldungen liegen nicht regelmäßig zu festen synoptischen Terminen vor, sondern hängen von den Satellitenumläufen ab. Zwar sind diese so eingestellt, dass sich annähernd regelmäßige Zyklen ergeben, jedoch sind in der Realität große Schwankungen in Bezug auf individuelle Rasterflächen vorhanden.
- Das meteorologische Element – hier das precipitable water – kann vom Satelliten nicht direkt gemessen werden, sondern es wird aus den in verschiedenen Spektralbereichen gemessenen Strahlungswerten rechnerisch abgeleitet, wobei mit Radiosonden in situ gemessene Vertikalprofile bzw. Vertikalprofile aus einer numerischer numerischen Analyse als Startwerte vorgegeben werden. Eine Validierung mit unabhängigen Daten ist daher angezeigt.

Die Auswertung der qualitätsgeprüften Daten für die Ableitung eines Referenzdatensatzes von mittleren Monatsmittelwerten umfaßt folgende Schritte:

Teil 1: vorbereitende Auswertungen:

- "Sammeln" der Meldungen (SATEM bzw. zum Vergleich TEMP) in tägliche und monatliche Rasterfelder verschiedener Größe (1-, 2- und 5-Grad-Raster)
- Monatliche statistische Auswertung der Meldungen auf den 3 Rastern
- Statistische Vergleiche zwischen SATEM und TEMP auf der Basis der täglichen und monatlichen Rasterfelder.

Teil 2:

- Aufgrund der Auswertungen in Teil 1 muß entschieden werden, welches Ausgangsraster für die Daten geeignet ist und ob eine Korrektur der SATEM-Daten mit Hilfe der Radiosondendaten sinnvoll ist.
- Die auf dem gewählten Ausgangsraster gewonnenen Monatsmittelwerte aus SATEM-Meldungen werden dann ggf. auf das Zielraster interpoliert und evtl. mit Monatsmittelwerten aus Radiosondendaten korrigiert.
- Aus den monatlichen Rasterfeldern aller verwertbaren Jahre wird ein mittleres monatliches Rasterfeld für jeden Monat berechnet.

Erste Ergebnisse

Bei der statistischen Auswertung der in die Rasterfelder gesammelten Meldungen folgen wir dem Ansatz von Lindau, (Lindau 2004). Es werden aus den Daten direkt Monatsmittelwerte auf den Rasterfeldern erzeugt, ohne vorher Tagesmittelwerte zu bilden. Bei der statistischen Analyse werden die Varianzen ermittelt und weiter untersucht. Wesentlich ist, dass die Varianzen größtenteils von der Variabilität von Tag zu Tag herrühren, während der zwar vorhandene jedoch mit dem verfügbaren Material schlecht faßbare Tagesgang hier eine untergeordnete Rolle spielt. Um Raster, deren Belegungshäufigkeit zu gering ist, auszuklammern, wird abhängig vom zu untersuchenden Datenmaterial eine Mindestanzahl der Fälle pro Raster festgelegt, z.B. 25 für SATEM-Meldungen, 50 für TEMP-Meldungen und 75 für ATOVS-BUFR. Die Abbildungen 2 , 3 und 4 zeigen für SATEM-, TEMP- und ATOVS-BUFR-Daten exemplarisch für einen Monat Mittelwerte und ihre Varianzen auf dem 2 Grad Raster ohne Interpolation.

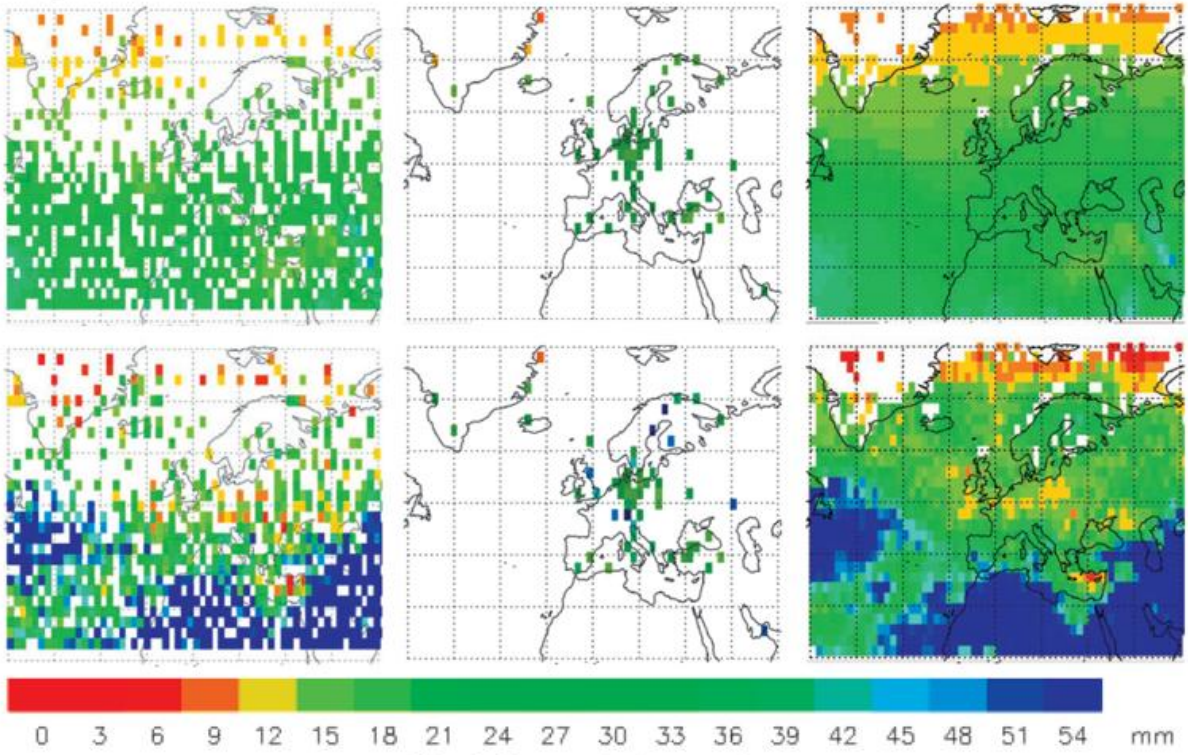


Abb. 2 Monatsmittelwerte des Gesamtniederschlagbaren Wasssers (TPW) (oben) und Varianzen (unten) im 2x2 Grad Raster aus SATEM

Abb. 3 Monatsmittelwerte des Gesamtniederschlagbaren Wasssers (TPW) (oben) und Varianzen (unten) im 2x2 Grad Raster aus TEMP

Abb. 4 Monatsmittelwerte des Gesamtniederschlagbaren Wasssers (TPW) (oben) und Varianzen (unten) im 2x2 Grad Raster aus TEMP

Die Abbildungen 5 und 6 zeigen als Beispiel für den Monat August 2004 und das 2-Grad-Rasterfeld, in dem die Radiosondenstation Lindenberg liegt, die Zeitreihe sowie das Streudiagramm der Tageswerte aus ATOVS-BUFR-Daten und TEMP-Daten, Abb. 7 zeigt für diesen Monat das Streudiagramm der Monatsmittel der ATOVS_BUFR gegen die TEMP-Daten aus allen mit Radiosondendaten belegten Rasterfeldern im Gebiet. Während die Korrelation zwischen dem Satellitenprodukt und den Radiosondendaten für die täglichen Werte zwischen den einzelnen Radiosondenstationen erheblich variieren kann und teilweise recht schlecht ist, was sowohl an den Radiosondendaten als auch an dem Satellitenprodukt (meist aufgrund der zu geringen Datenbelegung innerhalb des betrachteten Rasterfeldes) liegen kann, ist die Korrelation für die Monatsmittelwerte aller ausreichend belegten Rasterfelder wesentlich besser. Die Zeitreihendarstellung zeigt, dass die Werte beider Messsysteme sich nicht systematisch unterscheiden, jedoch gibt es an einzelnen Tagen deutliche Abweichungen.

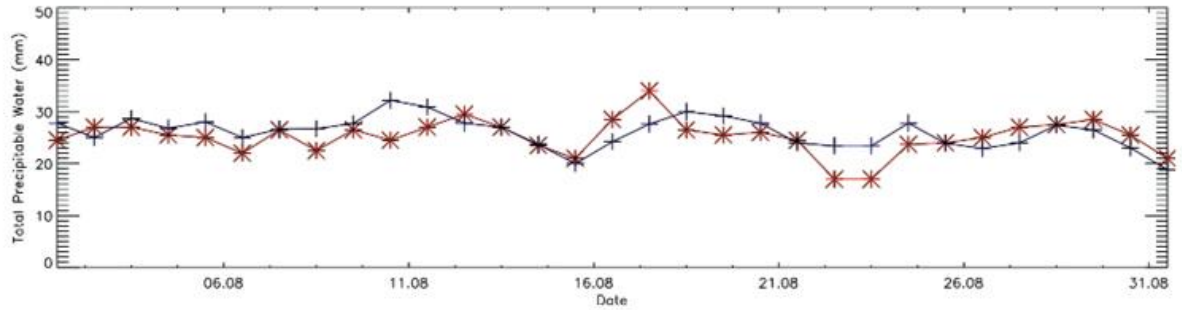


Abb. 5 Zeitreihen der Täglichen Mittelwerte des TPW aus ATOVS-BUFR im 2-Grad-Raster um Lindenberg (rot) und aus den Radiosondendaten von Lindenberg (blau) für August 2004.

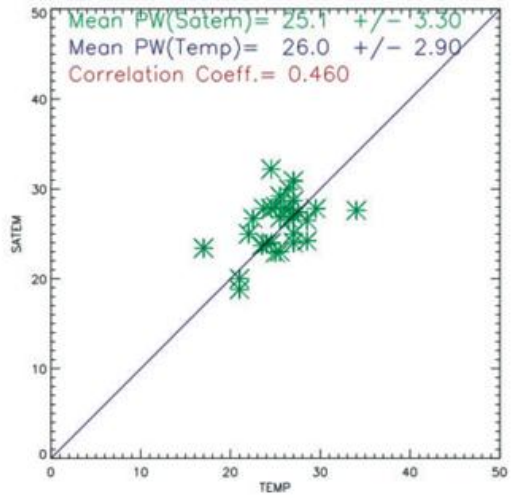


Abb. 6 Streudiagramm der Tagesmittelwerte des Gesamtniederschlagbaren Wassers (TPW) für das 2- Grad-Rasterfeld um Lindenberg für August 2004.

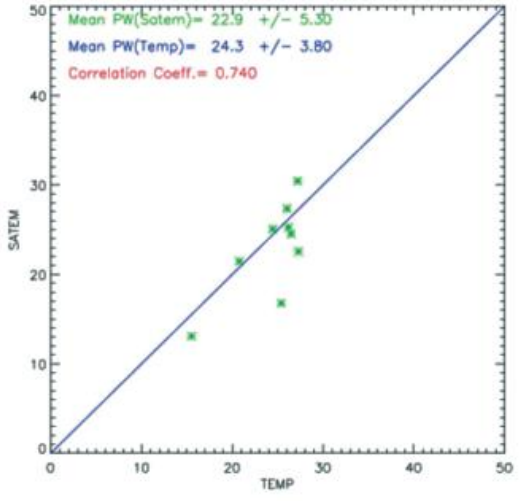


Abb. 7 Streudiagramm der Monatsmittelwerte des Gesamtniederschlagbaren Wassers (TPW) für alle ausreichend belegten 2- Grad- Rasterfelder um Radiosondenstationen im Gebiet für August 2004

Literatur

Lindau,R. (2004): Gridding/Merging Techniques for the Humidity Composite Product of the CM-SAF Visiting Scientist Report within the Satellite Application Facility on Climate Monitoring

Zimmermann, K.; Nitsche, H. (2004): Quality Control of satellite-derived water vapour data within CM-SAF , Poster PresentationThe 2003 Eumetsat Meteorological Satellite Conference, Weimar, Germany 29.9.-3.10.2003, Proceedings P.39, p.721-723

Validierung von Satellitendaten der Ozonschichtdicke

U. Köhler, H. Claude

Ozonmessungen mit Satelliten-getragenen Instrumenten wie z.B. TOMS, SAGE, SBUV, GOME oder SCIAMACHY werden seit Ende der siebziger Jahren durchgeführt. Sie liefern nahezu flächendeckend globale Messungen. Ein gravierender Nachteil dieses Instrumentariums ist dessen Unzugänglichkeit nach dem Start. Damit sind Überprüfungen bzw. Reparaturen vor Ort überhaupt nicht sowie Korrekturen der Daten nur mittels bodengestützter, hochgenauer Ozonmessreihen möglich. Derartige Referenz-Messreihen, sei es für die Ozonschichtdicke oder das vertikale Ozonprofil, gibt es seit vielen Jahrzehnten an einigen Stationen innerhalb des globalen WMO-Messnetzes, u.a. am Lichtklimatischen Observatorium im schweizerischen Arosa bereits seit 1926. Um deren Datenqualität zu sichern, wurde in den letzten 35 Jahren für die ca. 100 operationellen Gesamtozon-Spektrophotometer vom Typ Dobson erfolgreich ein globales Kalibriersystem (s. Abbildung 1) aufgebaut. Es besteht aus einem Welt- (NOAA, Boulder, USA) und mehreren Regional-Kalibrierzentren RDCCs (u.a. am Hohenpeißenberg für die WMO RA VI Europa). Innerhalb dieses Systems werden nach WMO-Vorgaben alle operationellen Dobson Spektrometer alle vier bis fünf Jahre einem Kalibrierservice unterzogen.

In den ersten Jahren fanden die dazu notwendigen Vergleichskampagnen nur sporadisch statt. Dies führte inbesondere bei den sogenannten großen Vergleichen in Arosa dazu, dass dort innerhalb von drei Wochen bis zu 18 Instrumente teilweise mit sehr hohem Aufwand gewartet und kalibriert werden mussten. Hierdurch konnten nicht mehr bei jedem Gerät die nötigen intensiven Servicearbeiten durchgeführt werden. Daher wurde nach der Übernahme der Funktion eines RDCC am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg ein neues Konzept entwickelt. Seit 2000 werden in jedem Jahr kleinere Kampagnen mit bis zu maximal fünf Dobsons abge-

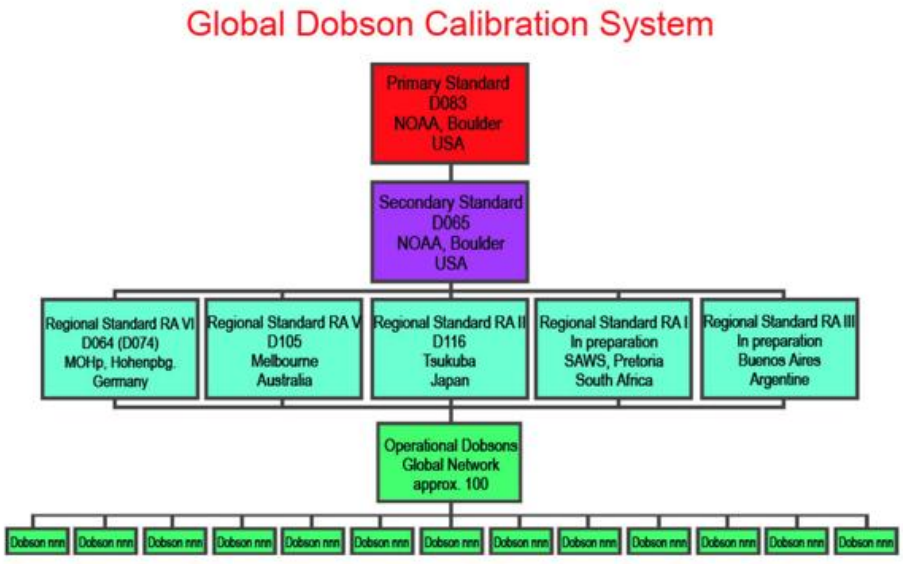


Abb. 1 Schema des Kalibriersystems für das globale WMO Messnetz Dobson .

halten (Lugauer und Köhler 1999). So konnten in den ersten vier Jahren, also einem WMO-Kalibrierzyklus, 24 von 30 operationellen europäischen Dobson Instrumente erfolgreich gewartet und kalibriert werden.

Auf Grund des Alters einiger Geräte sind darüber hinaus der Ersatz der Elektroniken durch moderne Entwicklungen sowie eine Generalüberholung von Mechanik und Optik notwendig gewesen. Abbildung 2 zeigt die Kalibrier-Historie mit den sporadischen Vergleichen zu Beginn und den jährlichen Kampagnen seit 2000. Die hellblaue Fläche als Vierjahresmittel belegt, dass die Zahl der regelmäßig im WMO-Zyklus kalibrierten Instrumente dadurch deutlich gesteigert werden konnte.

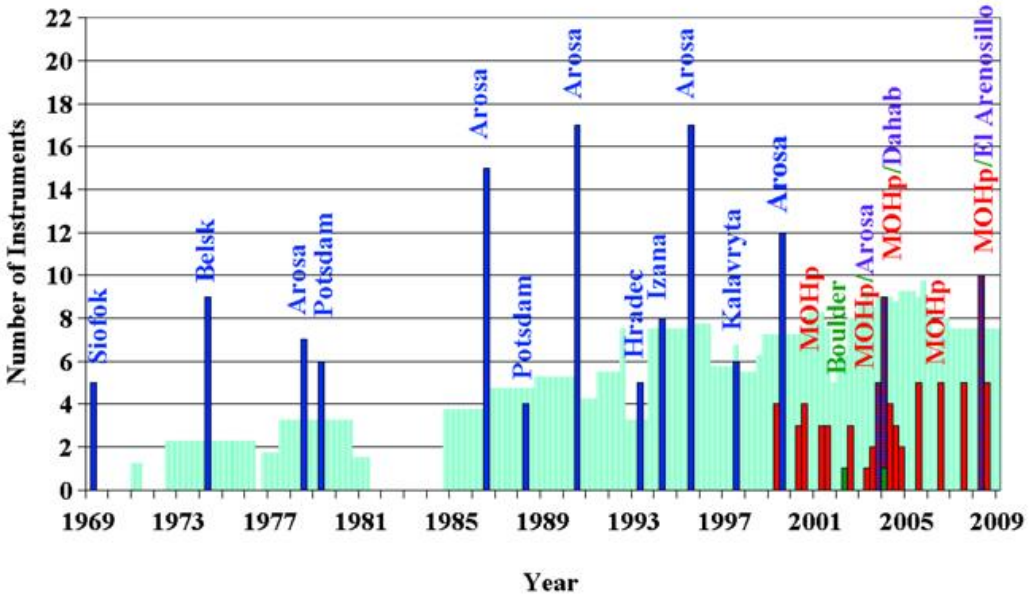


Abb. 2 Historie der Dobson-Kalibrierkampagnen in der WMO Region RA VI Europa der vergangenen 35 Jahre.

In Abbildung 3 sieht man deutlich die Verbesserung der Messgenauigkeit seit Einführung dieser regelmäßiger Kalibrierungen vor über 30 Jahren. Die Mehrzahl der Dobsons weist seit vielen Jahren schon zu Beginn der Kalibrierkampagnen eine Abweichung von weniger als ± 1% zum Referenzgerät auf. Das bedeutet auch eine sehr hohe Messgenauigkeit zwischen den Kalibrierkampagnen. Diese hohe Messgenauigkeit und Langzeitkonstanz dieser "alten" Instrumente ist mit der Grund dafür, dass Dobsons immer noch das Rückgrat im weltweiten Ozonmessnetz bilden (Köhler 2002, Köhler et al. 2004). Durch all diese Maßnahmen konnte ein Kalibrierniveau erreicht und gehalten werden, das ein Garant für belastbare Trendanalysen und Grundvoraussetzung für die Validierung insbesondere der satellitengetragenen Messsysteme ist.

Die Validierung von Messgeräten auf Satelliten und deren Datensätze mit Hilfe unserer langen und homogenen Ozonmessreihen bekannter Qualität ist schon seit mehr als zehn Jahren am Hohenpeißenberg eine wichtige Aufgabe. So diente bereits 1994 die homogenisierte und damit qualitätsgeprüfte Messreihe des Dobson Spektrophotometers Nr. 104 dazu, die Gesamtozonmessungen des TOMS-Messgerätes auf dem NIMBUS 7-Satelliten zu validieren (Köhler 1995). Dadurch stellte sich heraus, dass die damalige TOMS Version 6 fehlerbehaftet war (Abbildung 4 links). Nachdem die

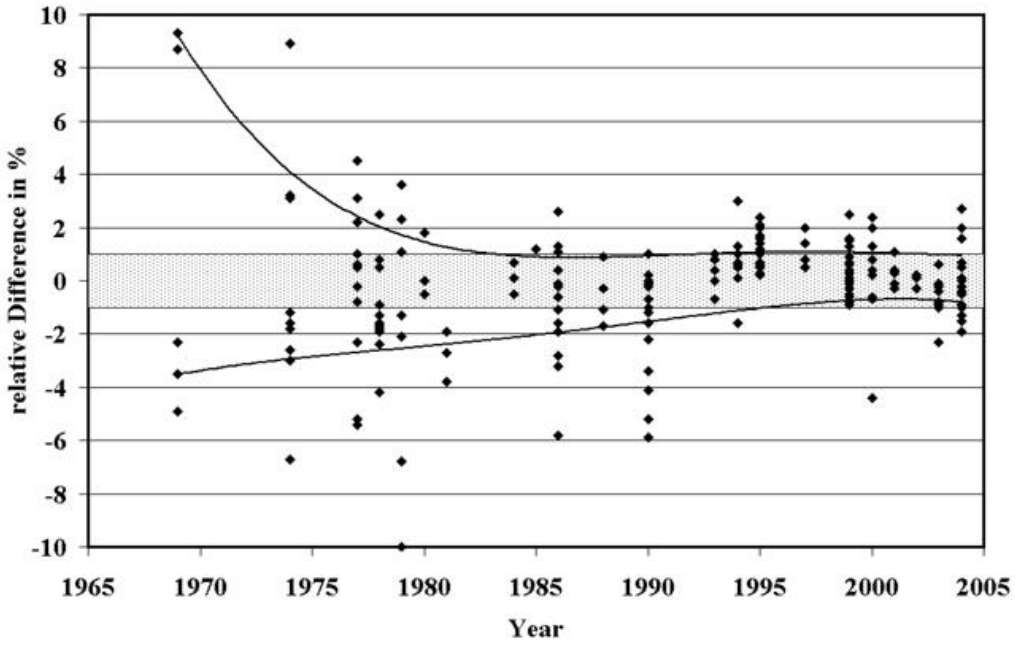


Abb. 3 Relative Differenzen der zu kalibrierenden Dobsons zum Referenzinstrument zu Beginn der Kalibrierkampagnen während der sogenannten Initial Calibration zur Bestimmung des Kalibrier-Status.

NASA den neuen Auswerte-Algorithmus Version 7 auf den Datensatz der Hohenpeißenberger Überflüge angewendet hatte, zeigt sich eine fast perfekte Übereinstimmung zwischen Dobson und TOMS (Abb. 4 rechts)

Beim Vergleich des ebenfalls am Hohenpeißenberg eingesetzten Brewer Spektrophotometers Nr. 10 mit dem Dobson Nr. 104 bzw. TOMS Vs. 7 fallen jedoch ausgeprägte Jahresgänge in den relativen Differenzen zwischen den Instrumenten auf (Abb. 5 links und rechts).

Untersuchungen der letzten Jahre belegen, dass ein großer Teil der jährlichen Amplitude durch die vergleichsweise große Abhängigkeit der Dobson-Absorptionskoeffizienten von der Ozonschicht-Temperatur erklärt werden kann (Kerr et al. 1988, Kerr 2002, Staehelin et al. 2003). Während im Auswertealgorithmus von einer konstanten “effektiven” Temperatur der Ozonschicht von -46° C ausgegangen wird, zeigen die Radiosondierungen am Hohenpeißenberg jahreszeitlich bedingte Abweichungen von diesem Wert zwischen 10 und 15 K, was zu Abweichungen in Höhe von 1 - 1.5% führen kann.

Als im Frühsommer 2004 die Satellitendaten der neuesten TOMS Auswerte-Version 8 herausgegeben wurden, war eigentlich zu erwarten, dass dieser Dobson-Schwachpunkt Berücksichtigung gefunden haben sollte. Eine erste Auswertung schien dies auch zu bestätigen, da nun im D104 - TOMS Version 8 - Vergleich ein Jahresgang auftauchte (s. Abbildung 6 links). Beim Vergleich BR010 - TOMS Version 8 stellte sich jedoch heraus, dass dieser noch größere Jahresamplituden aufwies als in der Version 7 (s. Abbildung 6 rechts und Vergleich mit Abbildung 5 rechts).

Hauptursache für diese deutliche Verstärkung des Jahresganges bei den relativen Differenzen sind offensichtlich die Wintermonate Dezember bis Februar, die beim

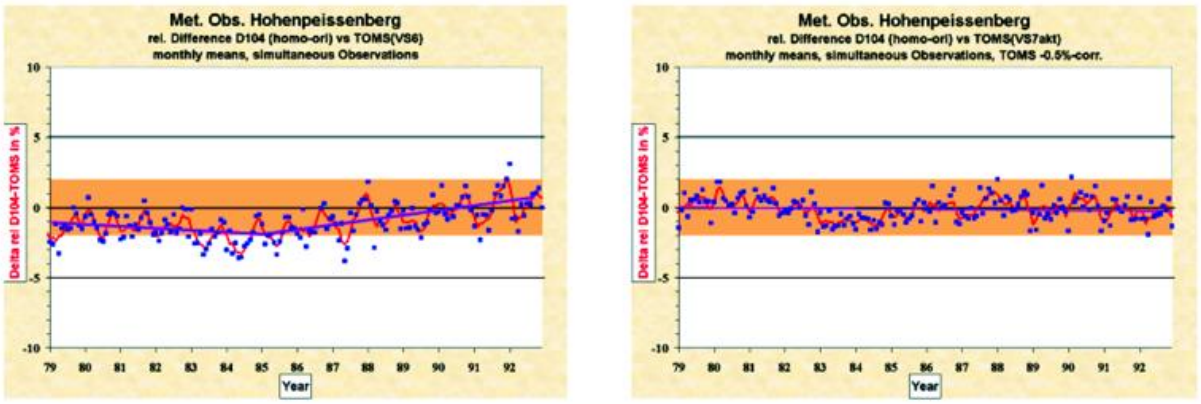


Abb. 4 links/rechts: Monatsmittel der relativen Differenzen zwischen Dobson 104 und TOMS Version 6 (links) und 7 (rechts).

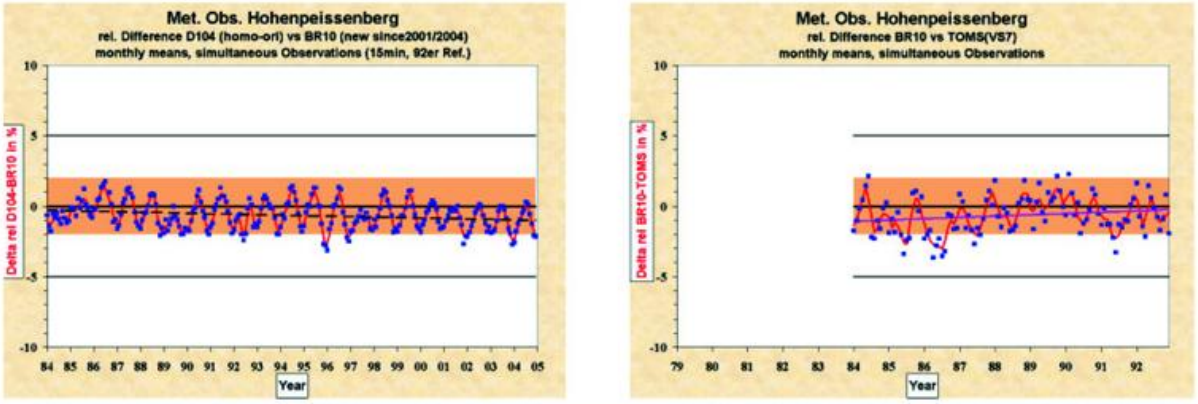


Abb. 5 links/rechts: Monatsmittel der relativen Differenzen zwischen Dobson 104 und Brewer 10 (links) sowie Brewer 10 und TOMS Version 7 (rechts).

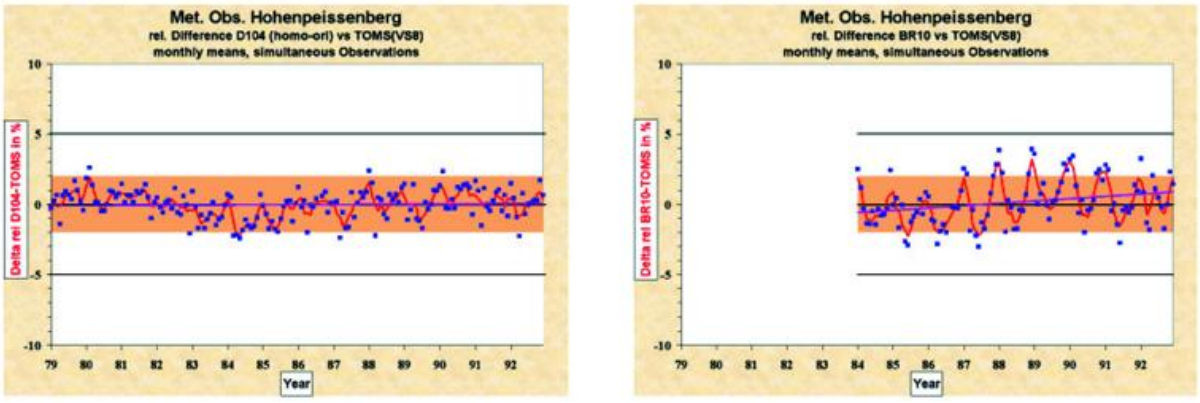


Abb. 6 links/rechts: Monatsmittel der relativen Differenzen zwischen Dobson 104 (links) bzw. Brewer 10 und TOMS Version 8 (rechts).

Vergleich zwischen TOMS Vs.7 und Vs.8 die größten Unterschiede aufweisen (s. Abbildung 7). Weitere Untersuchungen und Vergleiche der TOMS-Daten mit anderen Stationen mit langen homogenisierten Dobson - Brewer-Reihen wie Uccle (Belgien) und Hradec Kralove (Tschechische Republik) werden zeigen müssen, wo die Wahrheit liegt.

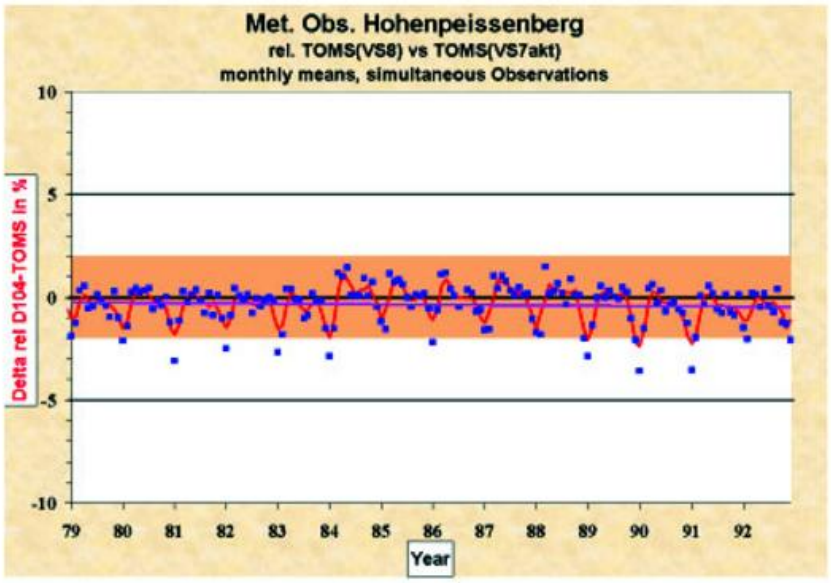


Abb. 7 Monatsmittel der relativen Differenzen zwischen TOMS Version 7 und 8.

Diese Vergleiche bestätigten erneut, wie wichtig die Validierung von Satelliten-Instrumenten mit hochgenauen Bodenmessungen ist. Ohne Ground-Truth-Stationen mit Instrumenten genau bekannter Qualität würde dieses überaus wichtige und teure Instrumentarium - im wahrsten Sinne des Wortes - in der Luft hängen (Köhler 1994).

Literatur

Kerr, J. B., Asbridge, I. A. und Evans, W. F. J., 1988: Long-term intercomparison of total ozone measured by the Brewer and Dobson spectrophotometers at Toronto. J. Geophys. Res., 93, 11129 - 11140.

Kerr, J. B., 2002: New methodology for deriving ozone and other atmospheric variables from Brewer spectrophotometer direct sun spectra. J. Geophys. Res., 107, ACH 22-1 - 17.

Köhler, U., 1994: Die RA VI-Ozonzentrale Hohenpeißenberg als Ground-Truth-Station für Satelliten, Ozonbulletin des DWD Nr. 10.

Köhler, U., 1995: Homogenization and Re-evaluation of the Long-Term Ozone Series at the Met. Obs. Hohenpeissenberg. Abschlußbericht zum DWD Projekt 532 31 (K/U 31), Arbeitsergebnisse der Abteilung Forschung Nr. 31.

Köhler, U., 2002: Europäisches Dobson Kalibrierzentrum Hohenpeißenberg garantiert hohe Datenqualität. Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes Nr. 87.

Köhler, U., Claude, H., Vanicek, K., Stanek und M., Evans, R., 2004: The Dobson Instrument - Still a Backbone of Ozone Monito ring?, Extended Abstract zum XX. Quadrennial Ozone Symposium, Kos, 31.5. - 9.6.2004, Griechenland.

Lugauer, M. und Köhler, U., 1999: Europäisches Dobson Calibration Center nimmt am Hohenpeißenberg den Betrieb auf. Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes Nr. 66.

Staehelin, J., Kerr, J., Evans, R. und Vanicek, K., 2003: Comparison of Total Ozone Measurements of Dobson and Brewer Spectrophotometer and Recommended Transfer Functions, WMO GAW Report No. 149.

Die Witterung der Sommermonate 2002 bis 2004

P. Bissolli, G. Müller-Westermeier

Die Sommer 2002 und 2003 waren aufgrund von Extremereignissen sehr auffällig gewesen. Im August 2002 ereigneten sich vor allem im östlichen Mitteleuropa Starkregenfälle, die zu einer mehrere Tage andauernden Hochwasserkatastrophe führten. Die DWD-Station Zinnwald-Georgenfeld südlich von Dresden meldete dabei am 12.08.2002 mit 312 mm einen neuen Rekord für den Tagesniederschlag in Deutschland. Der Sommer 2003 ist hingegen vor allem wegen seiner lang andauernden hohen Temperaturen in Mitteleuropa in die Klimageschichte eingegangen. 40,2°C wurden am 09.08.2003 in Karlsruhe erreicht, der gleiche Wert dann nochmals am 13.08.2003 in Freiburg und wiederum in Karlsruhe. Dass dies keine Einzelereignisse waren, belegte die Anzahl von 83 Sommertagen (d.h. Tage mit einer Maximumtemperatur >25°C) in Freiburg über die Monate Juni-August 2003 (von 92 möglichen). Diese Vorkommnisse wurden in den beiden vorigen Klimastatusberichten 2002 und 2003 ausführlich beschrieben.

Im Gegensatz dazu hatte der Sommer 2004 keine derartigen Extremereignisse zu bieten. War dieser Sommer nun wirklich ganz „normal"? Anhand einiger Klimaüberwachungsprodukte des DWD soll hier ein Vergleich der drei Sommer vorgenommen werden.

Abb. 1 zeigt den zeitlichen Verlauf der Sommermitteltemperaturen als Gebietsmittelwert über Deutschland für den Zeitraum 1901-2004. Der Sommer 2003 fällt mit seinem Rekordwert von 19,7°C natürlich deutlich heraus. Dagegen waren die Sommer 2002 und 2004 mit 18,0 bzw. 16,8°C im Vergleich zur Referenzperiode 1961-1990 zwar auch noch relativ warm, der Wert von 2004 liegt jedoch in der Nähe der linearen

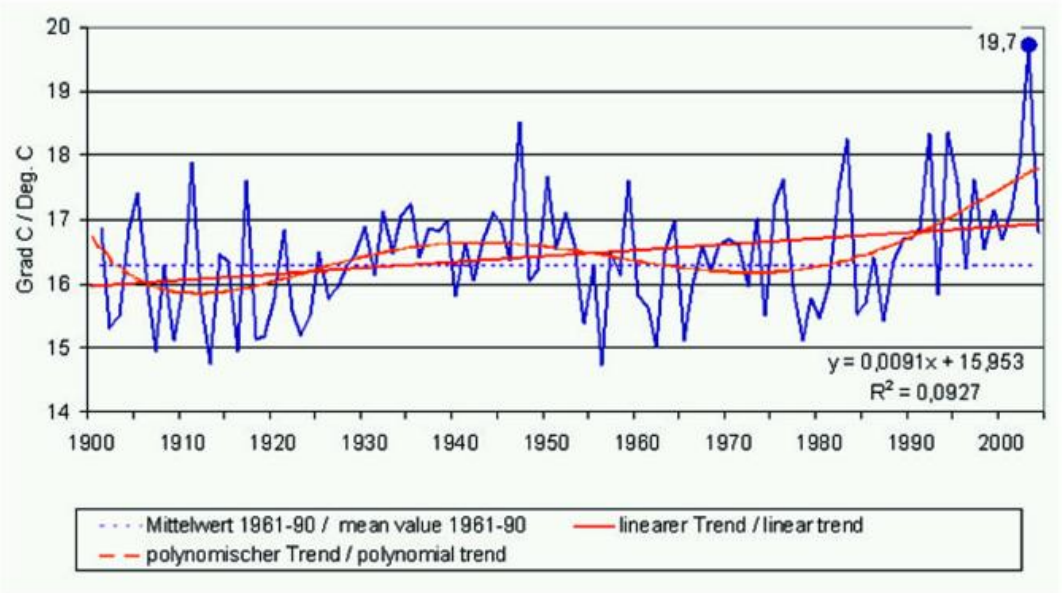


Abb. 1 Tagesmitteltemperatur 1901-2004, gemittelt über die Sommermonate Juni-August jeden Jahres und das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland (1km-Rasterwerte). Zum Vergleich die vieljährigen Mittelwerte 1961-1990, der lineare und der polynomische Trend über diesen Zeitraum.

Trendgeraden und kann daher als „normal“ angesehen werden, wenn man den längerfristigen Erwärmungstrend mit berücksichtigt.

Interessant ist nun die Frage, wie sich diese Unterschiede regional über Deutschland verteilt haben. Dies kann den Karten in Abb. 2 entnommen werden. In den Jahren 2002 und 2004 war die Temperaturanomalie bis auf einige lokale Besonderheiten weitgehend gleichmäßig über Deutschland verteilt, während für den Rekordsommer 2003 ein deutliches Süd-Nordgefälle auszumachen war.

Zum Vergleich sind in Abb. 3 die entsprechenden Karten des Niederschlages dargestellt. Im Jahr 2002 zeigte sich eine Konzentration von Starkniederschlagsgebieten im Zusammenhang mit dem Elbehochwasser vor allem im nördlichen und südöstlichen Deutschland, 2003 gab es im Sommer im gesamten Gebiet ein mehr oder weniger großes Niederschlagsdefizit, während 2004 durch ein Nord-Süd-Gefälle charakterisiert war.

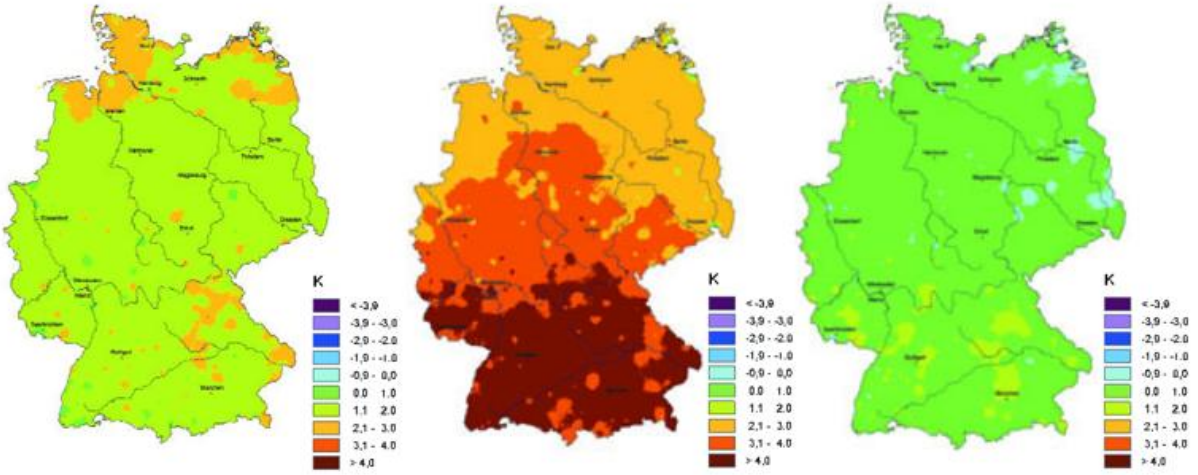


Abb. 2 Karten der Temperaturabweichungen der Sommer 2002, 2003 und 2004 vom vieljährigen Mittel 1961-1990 in Deutschland.

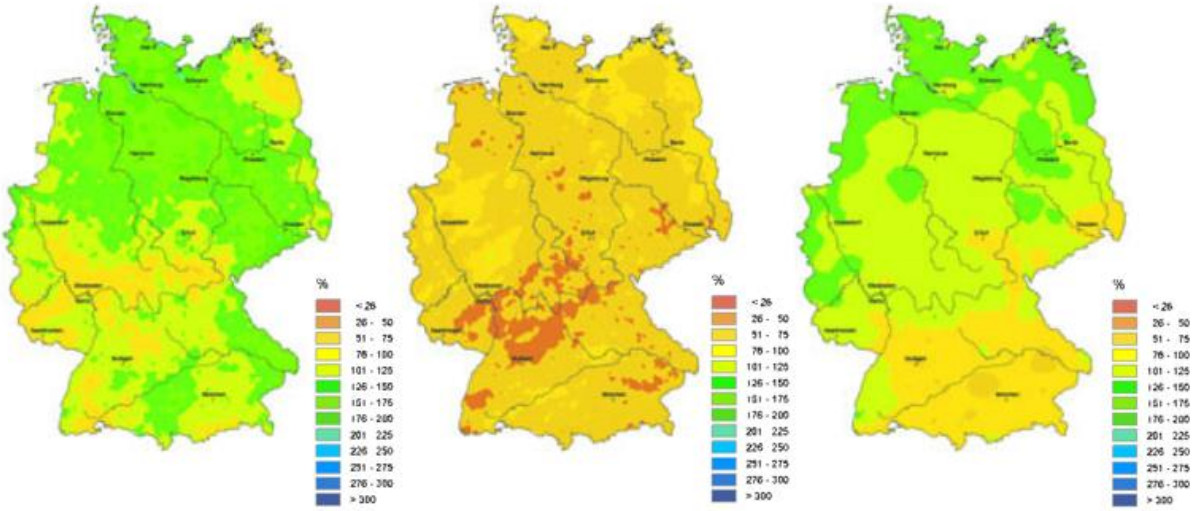


Abb. 3 Karten der relativen Niederschlagsabweichungen der Sommer 2002, 2003 und 2004 vom vieljährigen Mittel 1961-1990 in Deutschland.

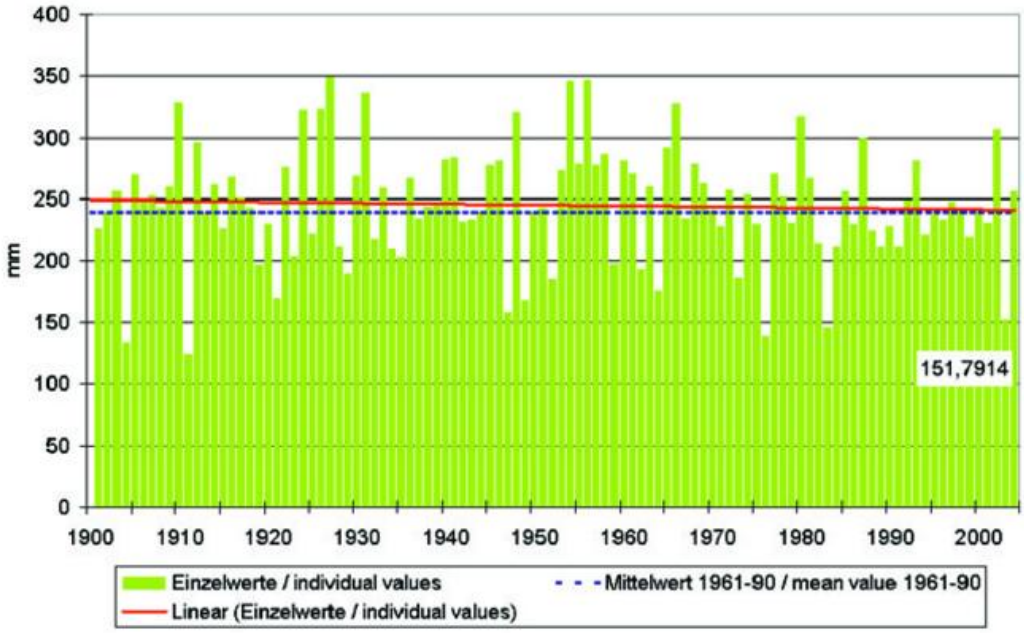


Abb. 4 Niederschlagssummen der Sommermonate Juni-August 1901-2004, gemittelt über das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland (1km-Rasterwerte). Zum Vergleich die vieljährigen Mittelwerte 1961-1990 und der lineare Trend über diesen Zeitraum.

Beim Gebietsmittel von Deutschland (Abb. 4) fiel der Sommer 2003 mit der sehr niedrigen Niederschlagssumme von rund 152 mm als einer der trockensten Sommer seit 1901 heraus. Der Sommer 2002 hatte ungefähr die doppelte Niederschlagsmenge und lag deutlich über dem Normalwert, während der Sommer 2004 nur geringfügig niederschlagsreicher als normal war.

Als weitere Ergänzung sei hier noch der Verlauf der Sonnenscheindauer gezeigt (Abb. 5), die derzeit nur seit 1951 als Rastermittelwert vorliegt. Mit knapp 800 Stunden Sonnenschein fiel auch hier wieder der trockene und warme Sommer 2003 heraus, während 2004 fast der Normalwert von rund 600 Stunden erreicht wurde und auch 2002 nur geringfügig weniger.

Tatsächlich war also der Sommer 2004 bezüglich Temperatur, Niederschlag und Sonnenscheindauer weitgehend normal im Vergleich zu den Extremsommern 2002 (für den Niederschlag) und vor allem 2003 (für alle drei Klimagrößen), obwohl er im Trend der langfristigen Erwärmung lag.

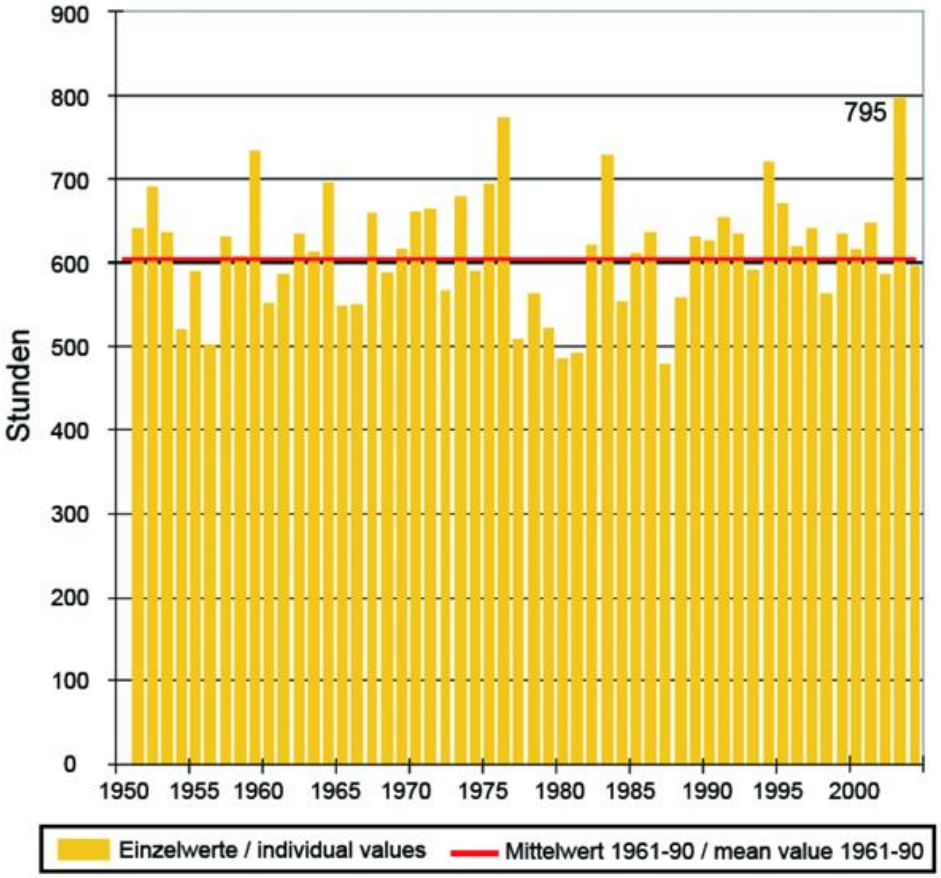


Abb. 5 Mittlere Sonnenscheindauer der Sommermonate Juni-August 1951-2004, gemittelt über das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland (1km-Rasterwerte). Zum Vergleich die vieljährigen Mittelwerte 1961-1990.

Global Precipitation Analysis Products of the GPCC

B. Rudolf

Precipitation plays an important role in the global energy and water cycle. With regard to land use, agriculture and hydrology, accurate knowledge of precipitation amounts reaching the land surface is of special importance for fresh water assessment and management on all spatial scales. With respect to global climate change and the needs for assessment, International Organizations initialized a variety of research and monitoring programmes. In this framework, the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) has been established in 1989 on request of the World Meteorological Organization (WMO). It is operated by Deutscher Wetterdienst (DWD, National Meteorological Service of Germany) as a German contribution to the World Climate Research Programme (WCRP). From the origin, the Centre is a component of the WCRP Global Precipitation Climatology Project (GPCP). Later (1994), the long-term operation of the GPCC has been requested by WMO with regard to the Global Climate Observing System (GCOS). The products of the GPCC, gauge-based gridded precipitation data sets for the global land surface, are world-wide used by various institutions, in particular within water-related projects of WMO, FAO, UNESCO and UNEP. Ana- lyses of time-series of area-averaged precipitation covering the periods from 1901 (resp. 1951) to present are currently carried out. They are of special interest for CLIVAR and GCOS and will support the IPCC assessments.

While a full global coverage by observed precipitation data can only be obtained using satellite observations, conventionally “in situ“ measured data are still necessary to improve the quality and accuracy by calibration, validation or verification of remotely sensed precipitation. The gauge-based “Monitoring Product” of the GPCC delivers the in situ component for both of the two world-wide used satellite-gauge combinations of the GPCP (Huffman et al. 1995, Adler et al. 2003) and of NCEP (Xie and Arkin 1997). For the investigation of climatic precipitation variability, e.g. long-term trends, time-series are necessary reaching retrospectively beyond the satellite aera.

The aim of the GPCC is to serve different user requirements concerning on the one side the accuracy of the gridded precipitation results depending on the number of stations used, and on the other side the timeliness of the product availability. GEWEX for instance requests high spatial resolution and accuracy for the recent decade, while the priority of GCOS and IPCC is focused on long homogeneous time-series. Suitable products are realized by cut-off dates for data extraction and analysis corresponding to the application type. All gauge-based analysis products (except of the 50-year climatology) result from the same quasi-operational data management and analysis system, but they differ with regard to the number of the included stations and the level of data quality control being performed. The gridded data sets are available in the spatial resolutions of 1.0° by 1.0° and 2.5° by 2.5° geographical latitude by longitude. Corresponding to international agreement, the gridded products are freely available on the Internet. In the year 2002, more than 200,000 accesses on GPCC’s Website have been counted.

Characteristics of the gridded analysis products being availble from the GPCC

- The *First Guess* of the monthly precipitation anomaly is based on interpolated precipitation anomalies at about 4,500 stations. The data sources are synoptic data received via GTS for the considered month, and the climatic mean monthly precipitation at the same stations (1961-1990) which are selected from the GPCC global normals collection. The fully automatical quality-control (QC) has been performed for the synoptic data. The first month published with a First Guess was September 2003. Since that time, a First Guess is available within 5 days after end of the observation month.

- The *Monitoring Product* of monthly precipitation for global climate monitoring is based on SYNOP (after high level QC) and monthly CLIMAT reports from totally 7,000 stations and is available within about 2 months after observation month. The operational production started with the year 1996 and is going on to near-present. An Interim Version of the Monitoring Product covering the period 1986-1995 has been derived from similar input data in 1994/1995 after GPCC's development phase. The series has been complemented backwards to 1979 by another preliminary gauge product using the same analysis method but a reduced input data set (Xie, Rudolf, Schneider and Arkin, 1996). The Monitoring Product supplies the in situ component to the satellite-gauge combinations of GPCP (Huffman et al. 1995, Adler et al. 2003) and of CMAP (Xie and Arkin 1997). Figures 1 and 2 illustrate exemplarily GPCC gauge-based products in map format.

- The *GPCP Satellite-Gauge Combined Data Set Version 2* is a full global data field of monthly precipitation on a 2.5° grid available within 3 months after observation month. This product is jointly created by the GPCP participants (DWD/GPCC, Eumetsat, JMA, NOAA, NASA and others). It includes multi satellite-based precipitation estimates and the gauge-based analyses of the GPCC for the period 1979 to near-present (Adler et al. 2003).

- The *Full Data Product* is of much higher accuracy and recommended to be prefered for hydrometeorological studies and verification. The analysis includes all stations supplying data for the individual month. The data coverage varies from less than 10,000 and to more than 40,000 stations. A new full data re-analysis is performed in irregular time intervals, which are set with respect of data base improvements. The current Full Data Product is Version 3 covering the period from 1951 to 2004 (Figure 3).

- The new *50 Year Climatology* supplying gridded time-series for studies on climate variability and trend is based on data being selected with respect of a (mostly) complete temporal data coverage and homogeneity of the data time-series. The first version is based on time-series for 9,343 stations covering the period 1951-2000 (Beck, Grieser and Rudolf, 2005).

- The Monthly Precipitation Normals Data Set provides gridded mean monthly precipitation for the period 1961-1990, based on the mean data from about 30,000 stations. The data base comprises the normals of the WMO collection, and or normals delivered by the countries to the GPCC or calculated from data time-series at the GPCC.

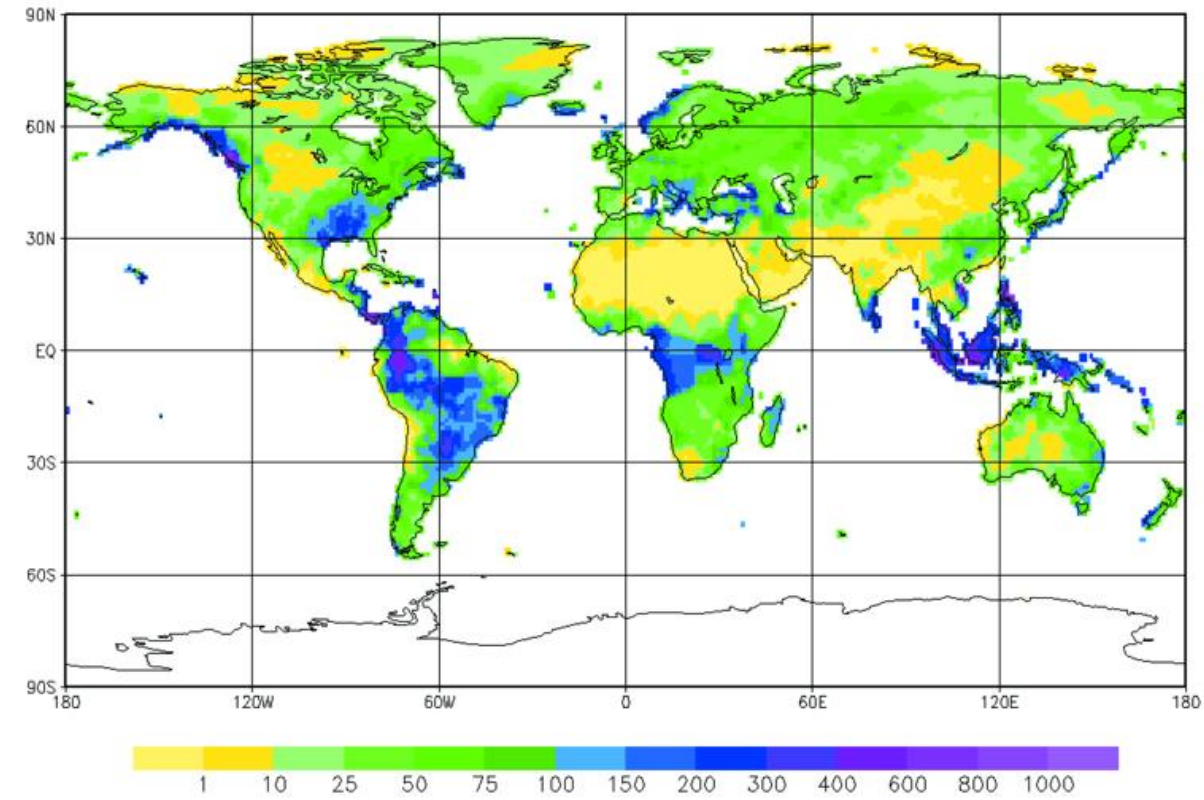


Figure 1 Total Precipitation for November 2004 in mm/month (Monitoring Product, 1° resolution).

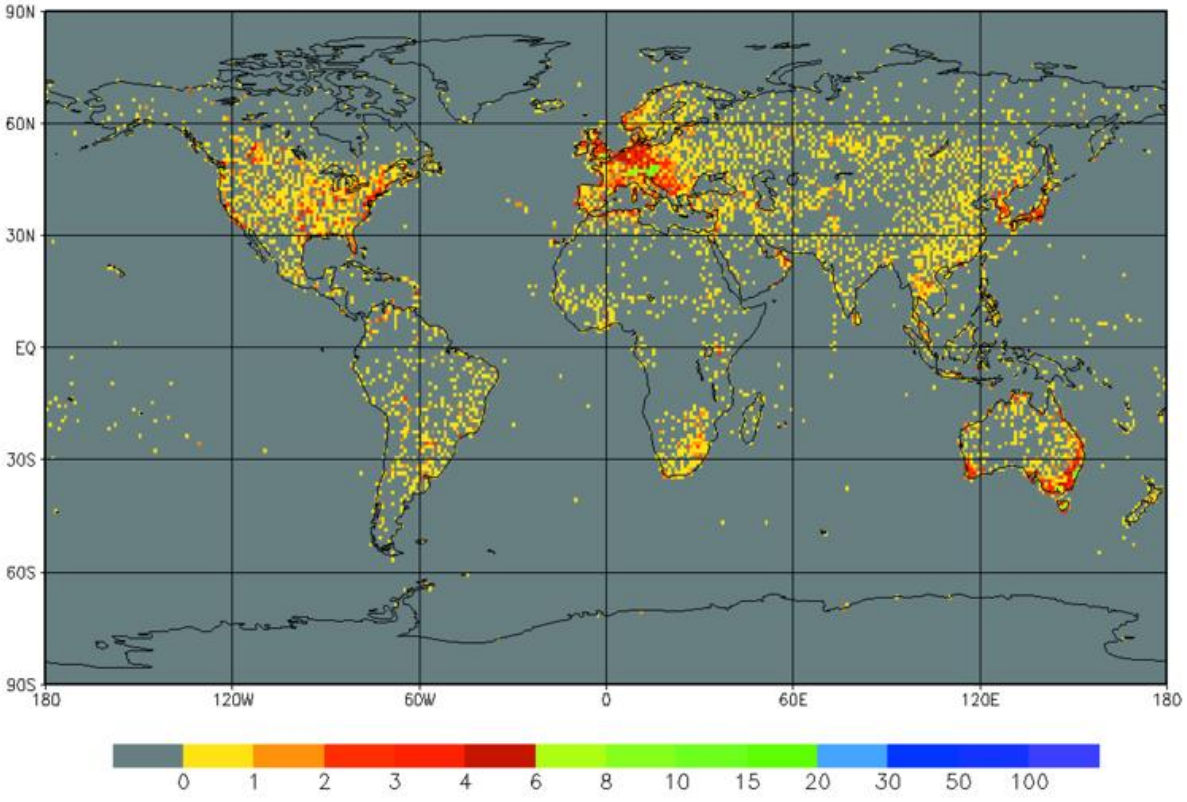


Figure 2 Spatial coverage by observed data for November 2004 (Monitoring Product, 1° resolution, number of stations per gridbox).

The Data Base

At first, a comment on the data requirements: The accuracy of gauge analyses mainly depends on the number of stations being used. In order to calculate monthly area-mean precipitation on 2.5° gridboxes with an error of not more than 10%, between 8 and 16 stations per gridbox are needed (WMO 1985, Rudolf et al. 1994). To cover the global land-surface by gridded data of this accuracy, as requested by the GPCP plan (WMO 1990), this requirement adds up to 40,000 stations world-wide.

We distinguish two types of observed precipitation data: such data being available near real-time, and data which can be obtained with a larger delay only. The reason to supply a set of different products is that a near real-time analysis is requested by international programmes for various applications, but the near real-time available data base is insufficient with regard to the requested accuracy.

Near real-time data base:
The data base for GPCC's Monitoring Product is merged from three sources: monthly precipitation totals derived from synoptical weather reports (SYNOP) received at the DWD, Offenbach, and NOAA/NCEP, Washington DC, and monthly totals received within CLIMAT bulletins. The merged data base covers 7,000 stations and provides regionally a sufficient data base for quantitative precipitation estimates. Within the data pool, the CLIMAT data are of higher quality and reference for quality assessment of the SYNOPs. The First Guess includes the DWD SYNOP-derivatives only.

Full data base:
With respect to the limited real-time availability of gauge data, additional data from dense national observation networks of individual countries are collected at the GPCC. The data acquisition is supported by recommendations and requests of the WMO. So far, National Meteorological and/or Hydrological Services of 176 countries contributed data to the GPCC (status January 2005). However, the delay of the deliveries varies between one year and five years or even more due to the time needed for processing by the originators. In addition, other available global and regional collections of climate data (CRU, FAO, GHCN, BALTEX, Asia-Pacific/Matsumoto, etc.) have been integrated in the GPCC. By this, GPCC holds the most comprehensive global collection of monthly precipitation data from in situ observations. The data are delivered by National Meteorological and Hydrological Services to the GPCC, following the request of WMO. With respect to the interests and conditions given by the originators (NMHSs), the GPCC cannot redistribute the station related precipitation data to other parties.

The temporal data coverage of the GPCC products is illustrated by Fig. 3. The year with the best data coverage is 1987 with monthly precipitation data being available for about 43,000 stations. A gradual decrease of the number of stations from 40,000 in 1986-1990 down to 7,000 stations after 2003 is caused by the delay of the delivery of additional data. The data base continuously increases by delivery of updates for recent years, supplements with additional stations and complementationion by long time-series of data.

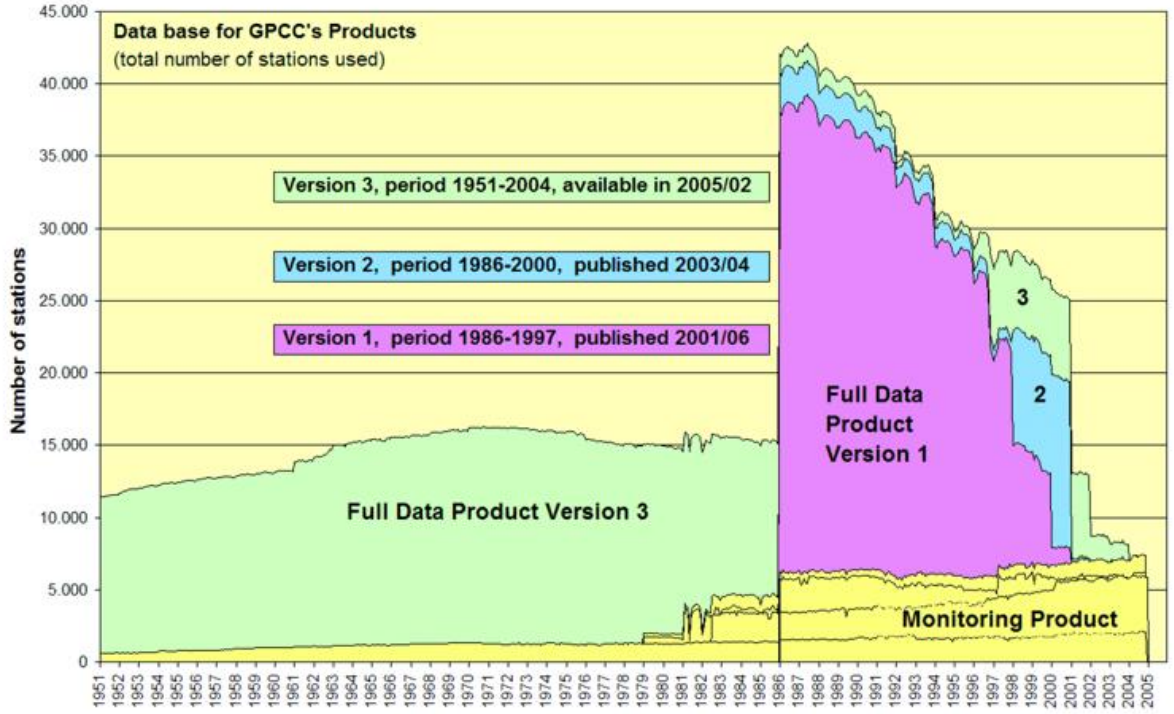


Figure 3 Total number of stations of the Full Data Product (Versions 1, 2, 3) and the near real-time Monitoring Product.

Data processing

All data reaching the GPCC are integrated in a Relational Data Base Management System. Within the data bank, the records from the different sources (SYNOP, CLIMAT, national data etc.) are stored in parallel with quality-flags in so-called networks; by this a comparison and cross-check is possible.

The data processing steps include quality-control and harmonization of the meta data (station identification), quality-assessment of the precipitation data, selection of the data from the different sources for the particular products, interpolation of the station-related data to a regular mesh system, and calculation of the spatial means on the 2.5° respectively 1.0° latitude/longitude gridbox area. The basic information about the used methods has been published by Rudolf et al. (1992 and 1994), additional information is given on GPCC's website (http://www.gpcc.dwd.de).

For the GPCC gauge analyses, following variables are calculated on the gridboxes:

- Monthly precipitation totals for the individual month (Fig. 1)
- Mean monthly precipitation totals for the period 1961-1990 ("normals")
- Monthly precipitation anomaly i.e. deviation from the mean 1961-1990
- Monthly precipitation percentage related to the mean 1961-1990
- Number of gauges used per gridcell for the individual month (Fig. 2)
- Bulk factors for assessment of systematic gauge-measuring error (Fig. 4).

About the accuracy of the gridded results

The two major error sources are, first, the systematic measuring error which results from evaporation out of the gauge and aerodynamical effects, when droplets or snow flakes are drifted by the wind across the gauge funnel, and second, the stochastic sampling error due to a sparse network density.

The systematic gauge-measuring error is – except for very specific situations – an undercatch of the true precipitation. Parameters affecting the efficiency of measurement are features of the instrument used (size, shape, exposition etc.) and the meteorological conditions (wind, precipitation type, air temperature, humidity, radiation) during the precipitation event. This information is not available for most of the precipitation stations. The global and seasonal distribution of the error has been estimated for long-term mean precipitation (Legates and Willmott, 1990). The error is large in snow regions respectively in cold seasons. Figure 4 depicts the average systematic measuring error for the month November.

The sampling error of gridded monthly precipitation data has been quantified by the GPCC for various regions of the world. Based on statistical experiments using data from very dense networks, the relative sampling error of gridded monthly precipitation is between +/- 7% and 40% of the true area-mean, if 5 raingauges are used, and with 10 stations the error can be expected within the range of +/- 5% and 20% (Rudolf et al. 1994). The error range for a given number of stations represents the spatial variability of precipitation in the considered region.

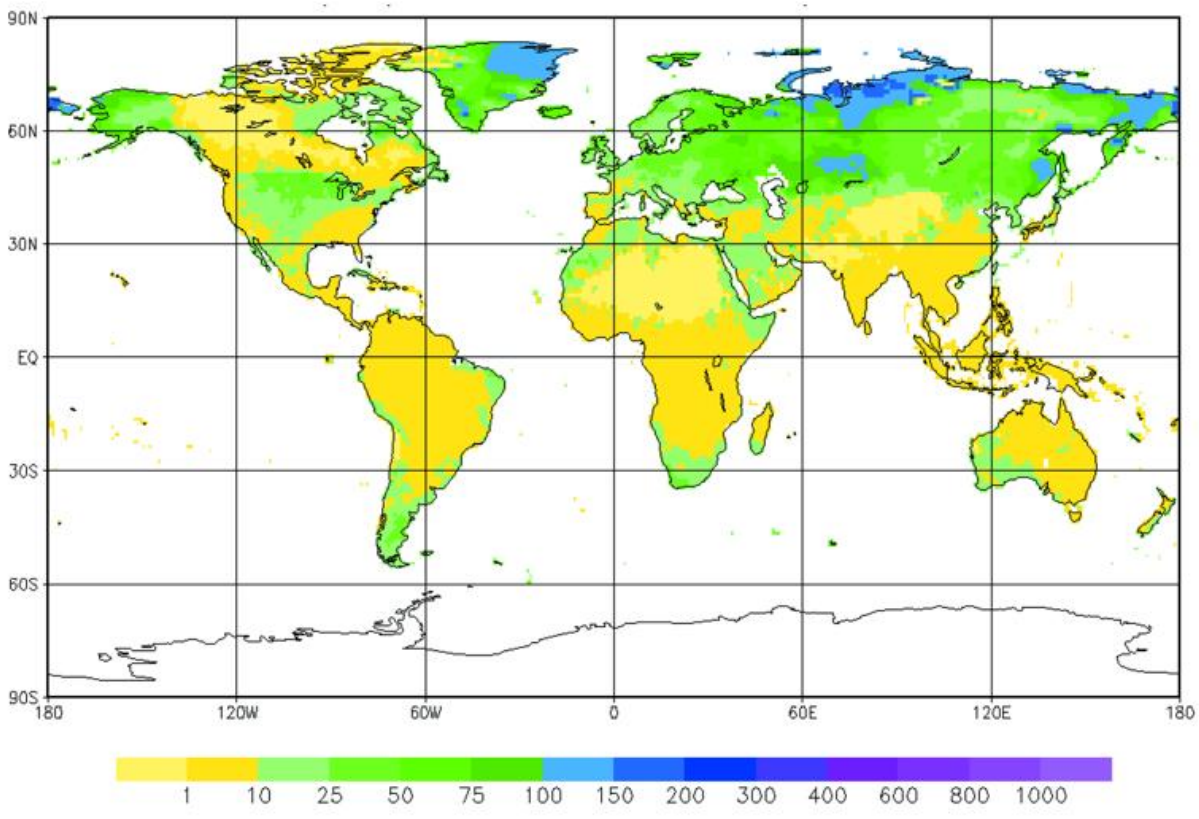


Figure 4 Relative systematic gauge-measuring error for November in % of the gridded data as measured after Legates and Willmott, 1990

Information about the product accuracy is available on the grid for all GPCC precipitation analysis products.

Access to GPCC's gridded products

The gridded data sets of GPCC and GPCP are freely available. The Monitoring Product and the GPCP Version 2 Combined Data Set can be visualized in maps (e.g. Fig. 1, 2 and 4) or downloaded in ASCII format using the Visualizer (Fig. 5) from GPCC's Website (http://gpcc.dwd.de). The other products will be provided after email request.

Some hints and recommendations to users

- Check which product is most suitable for the application purpose with regard to the priority of timeliness, regional accuracy or homogeneity.
- Pay attention to the accuracy-related information provided by the GPCC (number of stations, systematic error). Check the error range by consideration of the systematic error estimates and the regional number of stations used.
- Do not compare regional area-means which are calculated from data sets on different grid resolutions. The rough approximation of coastlines may cause relevant deviations between 2.5° and 1.0° based area means.
- Gridded anomalies can be generated in two different ways: (#1) calculation of the anomaly on the stations which requires the availability of both, data from the considered month and normal values, and (#2) by the relation of gridded data sets, which were separately generated for the considered month and for the normal precipitation totals. Method #1 is consistent with regard to the stations used, method #2 includes a much larger number of stations. For technical reasons, method #2 is used by the Visualizer, results based on the anomaly interpolation is available on email request.
- Reference to the GPCC is requested from the users, and feedback about the application of the products is welcome. Mail to: gpcc@dwd.de.



Figure 5 Online-Visualization and Download of gridded products.

Acknowledgements:

The GPCC is operated by Deutscher Wetterdienst (DWD, National Meteorological Service of Germany) under the auspices of the World Meteorological Organization (WMO). The research project VASClimO, contributing the 50 year climatology by C. Beck and J. Grieser, is supported by the Federal Ministry of Education and Research (BMBF) of Germany within the German Climate Research Programme DEKLIM, Förderkenzeichen 01LD0032.

A special thank is addressed to the data contributors, which mostly are National Meteorological and Hydrological Services but also some other institutes. Their data enable the GPCC to do the global analysis.

References

Adler, R. F., G. J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P.-P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin and E. Nelkin, 2003: The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation analysis (1979-present). J. Hydrometeorol., 4, 1147–1167.

Beck, C., J. Grieser and B. Rudolf (2005): A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000. DWD, Klimastatusbericht 2004.

Huffman, G. J., R. F. Adler, B. Rudolf, U. Schneider, and P. R. Keehn, 1995: Global precipitation estimates based on a technique for combining satellite-based estimates, rain gauge analysis, and NWP model precipitation information. J. Climate, 8, 1285-1295.

Legates, D. R., and C. J. Willmott, 1990: Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. Int. J. Climatol., 10, 111-127.

Rudolf, B., H. Hauschild, M. Reiss, U. Schneider (1992): Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie. Meteorol. Zeitschr. N.F. 1/1, 7-84.

Rudolf, B., H. Hauschild, W. Rueth, U. Schneider (1994): Terrestrial Precipitation Analysis: Operational Method and Required Density of Point Measurements. NATO ASI I/26, Global Precipitations and Climate Change (Ed. M. Desbois and F. Desalmand), Springer Verlag Berlin, 173 - 186.

WMO, 1985: Review of requirements for area-averaged precipitation data, surface based and space based estimation techniques, space and time sampling, accuracy and error, data exchange. WCP-100, WMO/TD-No. 115.

WMO (1990): The Global Precipitation Climatology Project - Implementation and Data Management Plan. WMO/TD-No. 367, 47 pp. and 6 Appendices, Geneva, 1990.

Xie, P. and P.A. Arkin (1997): Global Precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. Bull. Amer. Meteorol. Soc. 78, 2539 - 2558.

Xie, P., Rudolf, B., Schneider, U., Arkin, P.A. (1996): Gauge-Based Monthly Analyses of Global Land Precipitation from 1971 to 1994. J. of Geophysical Research, Vol. 101, No. D14, p. 19,023-19,034.

Tornado- und Downburstklimatologie

N. Dotzek

Einführung

Tornados fallen in die Klasse der intensiven kleinskaligen atmosphärischen Wirbel, die in ihrer Gesamtheit als Tromben bezeichnet werden. Gewitterfallböen sind nicht wirbelhafte, kleinskalige Gewittersturm-Phänomene, für die sich im Deutschen auch der Begriff Downburst durchgesetzt hat. Motiviert durch die Monographie von WEGENER (1917), Fallstudien (FUCHS und BOCK 1989, HANNESEN et al. 1998) und die Arbeiten von JURKSCH und CAPPEL (1976) sowie FUCHS (1981) erfasst das 1997 gegründete TorDACH Netzwerk (http://tordach.org) Tornados und Downbursts in Deutschland. Die Daten werden jährlich klimatologisch ausgewertet (z. B. HANNESEN et al. 2000, DOTZEK 2001, 2002a,b, 2003). Die vorliegende Analyse beruht auf der qualitätskontrollierten Version 1.4 der TorDACH Datenbank (Stand: Frühjahr 2004), welche auf der Webseite http://tordach.org/de/ verfügbar ist.

Definition der Fujita- und TORRO-Skalen

Als Basis dienen folgende Beziehungen zwischen Geschwindigkeit v in ms-1 und Skalenwerten F, T:

$v(F) = 6.30\ (F + 2)^{3/2}$ $v(T) = 2.36\ (T + 4)^{3/2}$.

$v = 0$ ms^{-1} entspricht also F = -2 bzw. T = -4. Bei den unterkritischen negativen Werten treten aber noch keine Schäden auf. Der relevante Skalen-bereich beginnt daher bei F0 / T0 = 18 ms^{-1} und endet bei F5 / T11. F- und T-Skala beziehen sich stets auf die höchste gemessene Windgeschwin-digkeit bzw. den stärksten vorgefundenen Wind-schaden, da normalerweise keine direkten Ge-schwindigkeitsmessungen in Bodennähe vorliegen. Deshalb stellen die F- und T-Skalen zwar keine rein objektiven Intensitätsmaße dar, aber diese Objektivierung der Intensitätsskalen für extreme Windereignisse ist ein aktuelles Forschungsthema.

Die Intensität von Tornados und Downbursts wird in der Regel anhand der Fujita- (F-) oder TORRO- (T-)Skala angegeben. Die F-Skala wurde Anfang der siebziger Jahre erstmals in den USA erprobt und rasch verbindlich eingeführt (vgl. FUJITA 1981). In Großbritannien stellte MEADEN (1976) die T-Skala vor, die doppelt so fein abgestuft wie die F-Skala, ansonsten aber vom Design her identisch ist. Tab. 1 zeigt die F- und T-Skalen mit den zugehörigen Windgeschwindigkeitsintervallen. Die zum Vergleich gezeigte Beaufort-Skala, die nicht für Windspitzen, sondern für mittlere Windgeschwindigkeiten entwickelt wurde, folgt einem zur F- und T-Skala analogen Bildungsgesetz: $v(B) = 0.84\ B^{3/2}$ (MÜLLER 1979,vgl. Infobox).

Neben weiteren subjektiven Aspekten der Intensitätsbewertung (KELLY et al. 1978, 1985, DOSWELL und BURGESS 1988, BROOKS und DOSWELL 2001) stellt besonders die Berücksichtigung von Unterschieden in der Bausubstanz eine Herausforderung bei der Intensitätsbewertung anhand von Schadendaten dar (FUJITA 1992). Eine in Zusammenarbeit mit der Münchener Rückversicherung für Mitteleuropa angepasste Beschreibung der zu den F- und T-Skalenstufen in Tab. 1 gehörenden Sach- und Flurschäden (DOTZEK et al. 2000, HUBRIG 2002, 2004) ist bei TorDACH abrufbar sowie auf der diesem Klimastatusbericht beiliegenden CD enthalten, ebenso wie die detaillierten Richtlinien von LETZMANN (1937) zur Analyse der Schadenspur von Tornados (vgl. auch PETERSON 1992).

Tab. 1 Die F-, T- und B-Skalen im Überblick, sowie ihre Geschwindigkeitsbereiche in ms^{-1} und kmh^{-1}.

	Unterkritisch (*Sub-critical*)				Schwach (*Weak*)			
Fujita	F-2		F-1		F0		F1	
TORRO	T-4	T-3	T-2	T-1	T0	T1	T2	T3
Beaufort	B0, B1	B2, B3	B4, B5	B6, B7	B8, B9	B10, B11	B12, B13	B14, B15
v in ms^{-1}	0 - 3	3 - 7	7 - 12	12 - 18	18 - 25	25 - 33	33 - 42	42 - 51
v in kmh^{-1}	0 - 11	11 - 25	25 - 43	43 - 65	65 - 90	90 - 119	119 - 151	151 - 184
	Signifikant (*Significant*)							
	Stark (*Strong*)				Verheerend (*Violent*)			
Fujita	F2		F3		F4		F5	
TORRO	T4	T5	T6	T7	T8	T9	T10	T11
Beaufort	B16, B17	B18, B19	B20, B21	B22, B23	B24, B25	B26, B27	B28, B29	B30, B31
v in ms^{-1}	51 - 61	61 - 71	71 - 82	82 - 93	93 - 105	105 - 117	117 - 130	130 - 143
v in kmh^{-1}	184 - 220	220 - 256	256 - 295	295 - 335	335 - 378	378 - 421	421 - 468	468 - 515

Tornados (Wind- / Wasserhosen bzw. Großtromben)

Tornado: Eine vehement rotierende Luftsäule mit Bodenkontakt, die entweder von einer cumuliformen Wolke herabreicht oder sich unterhalb einer cumuliformen Wolke befindet und oft (aber nicht immer) durch einen Wolkenschlauch sichtbar wird.

Schon WEGENER (1917) und LETZMANN (1923) haben fortschrittliche Definitionen der Tornados gegeben, und wiesen darauf hin, dass Wind- und Wasserhosen in Europa dasselbe physikalische Phänomen darstellen wie die Tornados der USA. Dort gab erst GLICKMAN (2000) eine mit Wegeners Formulierung in Einklang stehende und allgemein anerkannte Definition (Infobox). Entscheidend für die Definition eines Tornados ist also der Bodenkontakt des Wirbels, nicht des Wolkentrichters. Tab. 2 stellt die verschiedenen Trombenarten dar und zeigt, dass die Worte Tornado und der etwas veraltete Begriff "Großtrombe" Synonyme sind. Ebenso sind Windhosen Tornados über Land, und Wasserhosen Tornados über größeren Wasserflächen.

Tab. 2 Gebräuchliche deutsche und englische Tromben-Terminologie, erzeugende Wolkentypen und die bei den jeweiligen Wirbelarten am Erdboden typischen Intensitäten auf der F-Skala (vgl. Tab. 1).

Tromben			
Luftwirbel mit Bodenkontakt			Luftwirbel ohne Bodenkontakt
Kleintrombe (*Lesser* Whirlwind)	Großtrombe (**Tornado** / Wind- oder Wasserhose) (*Greater Whirlwind*, **Tornado**)		Blindtrombe / Wolkentrichter (Funnel Cloud)
F-2 bis F1 --- *Thermisch erzeugt:* Staub- oder Wasserteufel (Dust, water, steam devil) *Dynamisch erzeugt:* Böenfrontwirbel (Gust front vortex, "gustnado")	F-2 bis F2 Cu cong, Cb **Kein** Superzellentornado "Landhose" ("Landspout") Wasserhose (Waterspout)	F-2 bis F6 Cb **Superzellen-Tornado** Tritt meist über Landflächen auf Als Wasserhose selten, aber durchaus möglich!	--- Cu cong, Cb Oft Vor-, Zwischen- oder Endstadium von Tornados Verwechslung mit F-2 bis F1 Tornados möglich! Dann aber Schäden am Boden.

Eine sinnvolle weitere Unterteilung der Tornados folgt daraus, ob die erzeugende cumuliforme Wolke eine Superzelle ist. Superzellen sind Gewitter mit einem einzigen, dauerhaften, rotierenden Hauptaufwind, der Mesozyklone, und weisen oft eine von anderen Gewittern abweichende Zugrichtung auf. Superzellentornados können die höchsten Intensitäten auf der F-Skala erreichen. Tornados aus Wolken ohne Mesozyklone (z. B. die meisten Wasserhosen) weisen maximal F2-Intensität auf.

In Tab. 2 werden außerdem noch die Phänomene Blindtrombe und Kleintrombe genannt. Blindtromben können separat auftreten aber auch das Vor-, Zwischen- oder Endstadium von Tornados darstellen, wenn der Luftwirbel von der cumuliformen Mutterwolke keinen Bodenkontakt hat bzw. dort sehr schwach ist und keine Schäden verursacht. Es besteht deshalb eine große Verwechslungsgefahr zwischen Blindtromben und schwächeren Tornados, da bei letzteren häufig ebenfalls der Wolkenschlauch nicht ganz bis zum Erdboden herabreicht. Kleintromben werden dagegen nicht zu den Tornados gezählt, da Ihnen der Kontakt mit einer cumuliformen Wolke fehlt. Sie bilden sich bei Strahlungswetterlagen in einer überhitzten Bodenschicht (thermisch) oder an Böen- und Scherungslinien in der Grenzschicht (dynamisch).

Downbursts (Micro- bzw. Macrobursts, Gewitterfallböen)

Downburst: Ein Gebiet starker, oftmals Schaden bringender Winde, erzeugt durch einen konvektiven Abwind über einer Fläche von weniger als 1 bis 10 km horizontaler Ausdehnung.

Downbursts (FUJITA 1985) gehören zu den nicht wirbelhaften, kleinskaligen Gewittersturm-Arten. GLICKMAN (2000) gibt die in der Infobox gezeigte Definition. Je nach Größe der Schadenspur und Dauer des Dowbursts spricht man auch von Micro- oder Macrobursts, wobei zwischen beiden aber kein grundsätzlicher physikalischer Unterschied besteht. Ähnlich wie bei Tornados sind Superzellengewitter in der Lage, die heftigsten Downbursts (bis max. F3-Intensität) zu verursachen bzw. eine größere Anzahl von Downbursts über einen längeren Zeitraum hinweg auszulösen, die dann eine lang ausgedehnte Schadenschneise verursachen können. Nicht zuletzt deswegen wurden Downbursts öfter mit Tornados verwechselt. Es gibt aber einen prinzipiellen Unterschied zwischen beiden: Das Windfeld eines Downbursts ist divergent (durch das Auseinanderströmen der herabstürzenden Kaltluft), wohingegen das Windfeld eines Tornados konvergent ist (durch das Hineinströmen in den Tornadowirbel). An Gewitterfronten können Downbursts ebenfalls vermehrt auftreten, in extremster Form bei Bow Echos und Derechos.

Bow Echos sind Gewitterfronten mit sehr starken frontsenkrechten Winden, und im Radarbild durch ein scharf begrenztes bogenförmiges Radarecho erkennbar. Hamburg und sein Umland wurden in den frühen Morgenstunden des 9. 6. 2004 von einem Bow Echo getroffen. Der Begriff Derecho (von span. „todo derecho“ = geradeaus) wurde von HINRICHS (1888) geprägt, um dessen geradlinige Windfelder von denen der Tornados (span. „gedreht“) zu unterscheiden. Das Derecho fand schnell Eingang auch in die europäische Literatur (vgl. KÖPPEN 1896), geriet aber bald in Vergessenheit und wurde erst von JOHNS und HIRT (1987) wieder eingeführt und quantitativ klassifiziert. Charakteristisch für ein Derecho ist, dass die stärksten Winde nur auf ein bestimmtes Teilstück der Gewitterfront beschränkt bleiben, so dass bei

deren Fortschreiten ein sehr langer, aber relativ schmaler frontsenkrechter Windschadenstreifen entsteht. Dies war auch bei dem Derecho der Fall, das am Abend des 10. 7. 2002 Berlin erreichte (GATZEN 2004).

Klimatologie

Auf Basis der TorDACH-Datenbank Version 1.4 (Frühjahr 2004) zeigt Abb. 1a die vorliegenden 863 Tornado-Meldungen aus dem Zeitraum 855 bis 2003. Abb. 1b zeigt die Tornado-Häufigkeit oder Inzidenz (vgl. COURT 1970). Dazu wurden auf einem 0.5° x 1.0° Breite-Länge Gitter die Tornado-Meldungen pro Jahr und pro 100 x 100 km^2 im Zeitraum von 1950 bis 2003 berechnet (471 Ereignisse).

Die meisten Fälle werden aus Nord- und Westdeutschland gemeldet, sowie dem Rheingraben. Die schwächeren Maxima bei Berlin und München sind wahrscheinlich ein Effekt der höheren Bevölkerungsdichte: Ein größerer Prozentsatz der Fälle wird dort erkannt, was auf eine Unterschätzung der Fallzahlen in dünner besiedelten Gebieten hinweist. Besonders deutlich wird dieser Effekt in Ostdeutschland, wo sicher noch viele Ereignisse aus der Zeit von 1940 bis 1990 fehlen. Auch GUDD (2004) zeigt in seiner ausführlichen, von den TorDACH-Daten unabhängigen regionalen Dokumentation, wie viele historische Ereignisse aus z. T. schwer zugänglichen schriftlichen Quellen rekonstruierbar sind und gibt damit einen Eindruck von der derzeit wahrscheinlich noch vorhandenen Unterschätzung der Ereigniszahlen.

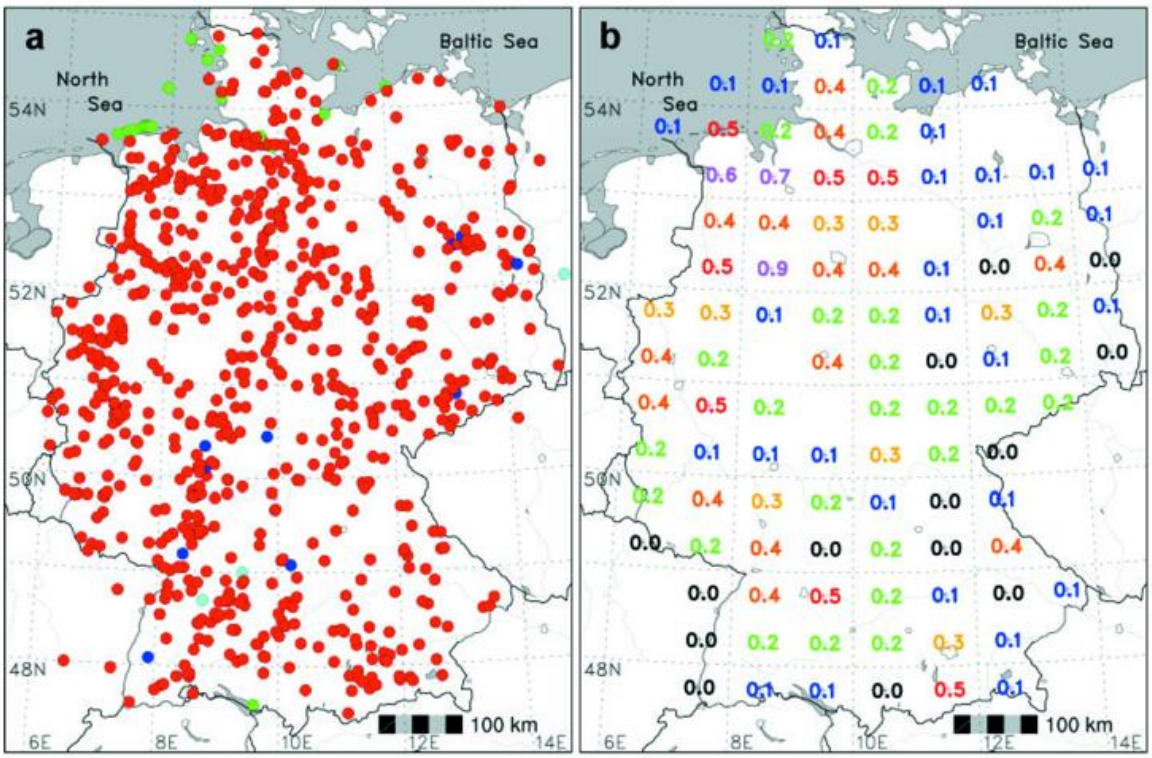


Abb. 1 (a) Alle 863 im Zeitraum 855-2003 erfassten Tornados (ohne 118 reine Wasserhosen). Farben: rot = Tornado, grün = Land erreichende Wasserhose, cyan = Tornado oder Downburst, blau = Tornado oder Kleintrombe, (b) Tornado-Häufigkeit (Meldungen pro Jahr und pro 100 x 100 km^2) im Zeitintervall 1950-2003, basierend auf 471 Ereignissen.

Die Tornado-Häufigkeiten in Abb. 1b sind etwa um einen Faktor 10 kleiner als im mittleren Westen der USA. Allerdings hat bereits KOSCHMIEDER (1946) abgeschätzt, dass in Mitteleuropa mit Häufigkeiten von 1 bis 2 pro Jahr und pro 100 x 100 km^2 gerechnet werden muss. Dies führt im Vergleich mit Abb. 1b auf eine derzeitige Unterschätzung der Tornado-Ereignisse von etwa einem Faktor 2, was sich mit den von DOTZEK (2003) vorgestellten Ergebnissen deckt, und ebenso mit der weiter unten gezeigten statistischen Modellierung der Tornado-Intensitätsverteilungen.

Die nicht in separater Karte dargestellten 118 gemeldeten reinen Wasserhosen zeigen eine maximale Konzentration am Bodensee und an der Nord- und Ostseeküste. In Abb. 1a fällt auf, dass vom Bodensee nur ein einziger Fall gemeldet wurde, bei dem die Wasserhose Landberührung hatte. Gleichfalls liegen von den größeren oberbayerischen Seen überhaupt keine Wasserhosenmeldungen vor. Was den Bodensee besonders für Wasserhosenbildung zu prädestinieren scheint ist neben seiner recht großen Fläche der Umstand, dass es hier bei Umströmung der Alpen offenbar besonders oft zur Bildung nahezu stationärer Konvergenzlinien über dem See kommt. An diesen bilden sich häufig mehrere Wasserhosen gleichzeitig oder kurz nacheinander. Eine mesoskalige Modellstudie dieses Umströmungseffekts und der anschließenden Wasserhosenbildung erscheint sehr wünschenswert.

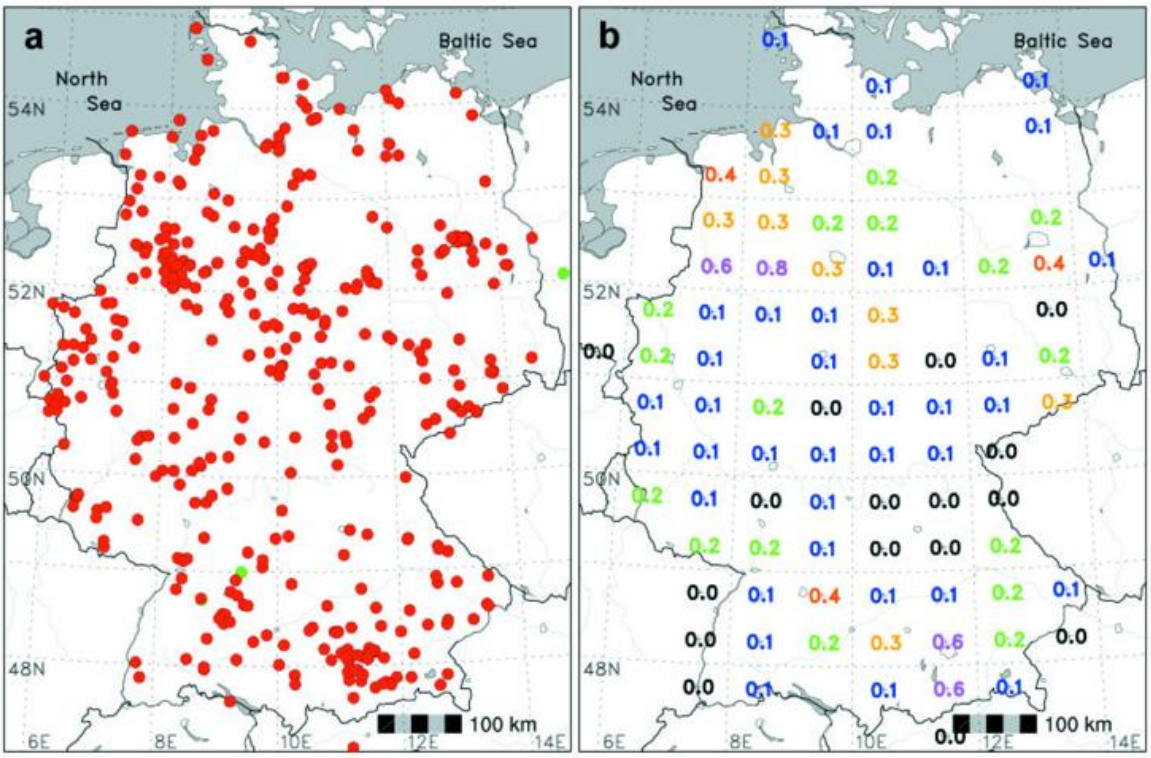


Abb. 2 Wie Abb. 1, aber für alle 485 bis ins Jahr 2003 erfassten Downbursts. Farben in (a): rot = Downburst, grün = Downburst oder Tornado. (b) Downburst-Häufigkeit (Meldungen pro Jahr und pro 100 x 100 km^2) im Zeitraum 1950-2003 auf Basis von 309 Ereignissen.

Wie Abb. 2a zeigt, haben die Downbursts eine den Tornados ähnliche räumliche Verteilung, sind in den Daten aber sicher noch unterrepräsentiert. Das liegt zum einen daran, dass TorDACH zunächst nur Tornado-Ereignisse aufgenommen hat, zum anderen, dass die nach Tagen mit heftigen Gewittern von Polizei, Feuerwehr und Forstleuten vorgefundenen, meist zahlreichen lokalen Sturmschäden nicht zentral abrufbar sind. Darüber hinaus bieten Downbursts oft auch kein so klares Erkennungsmerkmal, wie den durch Staub oder einen Wolkenschlauch sichtbaren Wirbel des Tornados. Daher wird besonders die Erfassung der schwachen und kleinräumigen Gewitterböen weit weniger vollständig bleiben als die der schwachen Tornados. Von der Entstehung her sind Downbursts wesentlich wahrscheinlichere Ereignisse als Tornados und sollten deshalb deren Zahl in den Daten übertreffen.

Der Jahresgang (Abb. 3a) der Tornadomeldungen ist in Deutschland typisch für eher kontinental geprägte Regionen und folgt dem Verlauf der Gewitteraktivität, mit einem Maximum im Juli und einem Minimum von November bis Februar. Der Tagesgang in Abb. 3b zeigt ein Maximum der Tornado-Aktivität am späten Nachmittag und Abend.

Wasserhosen sind im August am häufigsten, wenn die Wassertemperaturen am höchsten sind (Abb. 3c). Der Tagesgang in Abb. 3d zeigt seit den ersten Auswertungen des TorDACH-Archivs (vgl. Dotzek 2001, 2002b) eine Häufung von Wasserhosen in den Morgenstunden, ist aber aufgrund der geringen Fallzahl von Wasserhosen mit Zeitangabe in der Datenbank noch sehr verrauscht. Dennoch spiegelt sich in diesem Jahres- und Tagesgang die Rolle der atmosphärischen Stabilität für die Bildung der Wasserhosen wider, die meist nicht durch Superzellengewitter, sondern oft schon durch Cu cong ausgelöst werden. Die Instabilität der Grenzschicht über größeren Gewässern ist bei hoher Wassertemperatur und gleichzeitig geringer Lufttemperatur am größten – typischerweise also im Hoch- oder Spätsommer in den Morgenstunden.

Bemerkenswert ist aber der grundsätzliche Unterschied zwischen „reinen“ Wasserhosen und solchen, die sich vom Wasser aufs Land bewegen („W“ bzw. „WT“ in Abbn. 3c,d). Der Jahresgang letzterer verläuft qualitativ sehr ähnlich dem der Tornados über Land, und auch im Tagesgang (allerdings wiederum bei noch sehr kleiner Fallzahl) gibt es keine Bevorzugung der Morgenstunden. Dies ist ein Indiz dafür, dass es sich bei den Fällen reiner Wasserhosen meist um Konvektion ohne Superzellendynamik handelt, z. B. an quasi-stationären Konvergenzlinien in Küstennähe. Die Fälle der Wasserhosen, die das Land erreichen sind dagegen offenbar an typische Gewitterlagen mit rasch ziehenden Zellen und nennenswertem Anteil von Superzellen gekoppelt. Allein aus diesem Grunde ist überhaupt eine getrennte klimatologische Auswertung der Tornados über Land und der reinen Wasserhosen, die das Land nicht erreichen, gerechtfertigt und sinnvoll.

Die Jahres- und Tagesgänge der Downbursts in Abbildungen 3e,f verlaufen qualitativ ähnlich zu denen der Tornados über Land. Die Hauptunterschiede sind ein schwaches Nebenmaximum der Downburst-Ereignisse in den Wintermonaten, ebenso wie eine größere Zahl von Downbursts in den Nacht- und frühen Morgenstunden. Diese bei Tornados nicht erkennbaren Merkmale könnten durch das Auftreten von Downbursts an winterlichen Wetterfronten bedingt sein, sowie durch bis in die Nacht hinein andauernde Aktivität von Gewitterfronten im Sommer. Allerdings sind nächtlich auftretende Tornados schwerer zu identifizieren als Downbursts, da die direkte Beobachtungsmöglichkeit fehlt und die Schäden im Nachhinein nicht immer eindeutig sind.

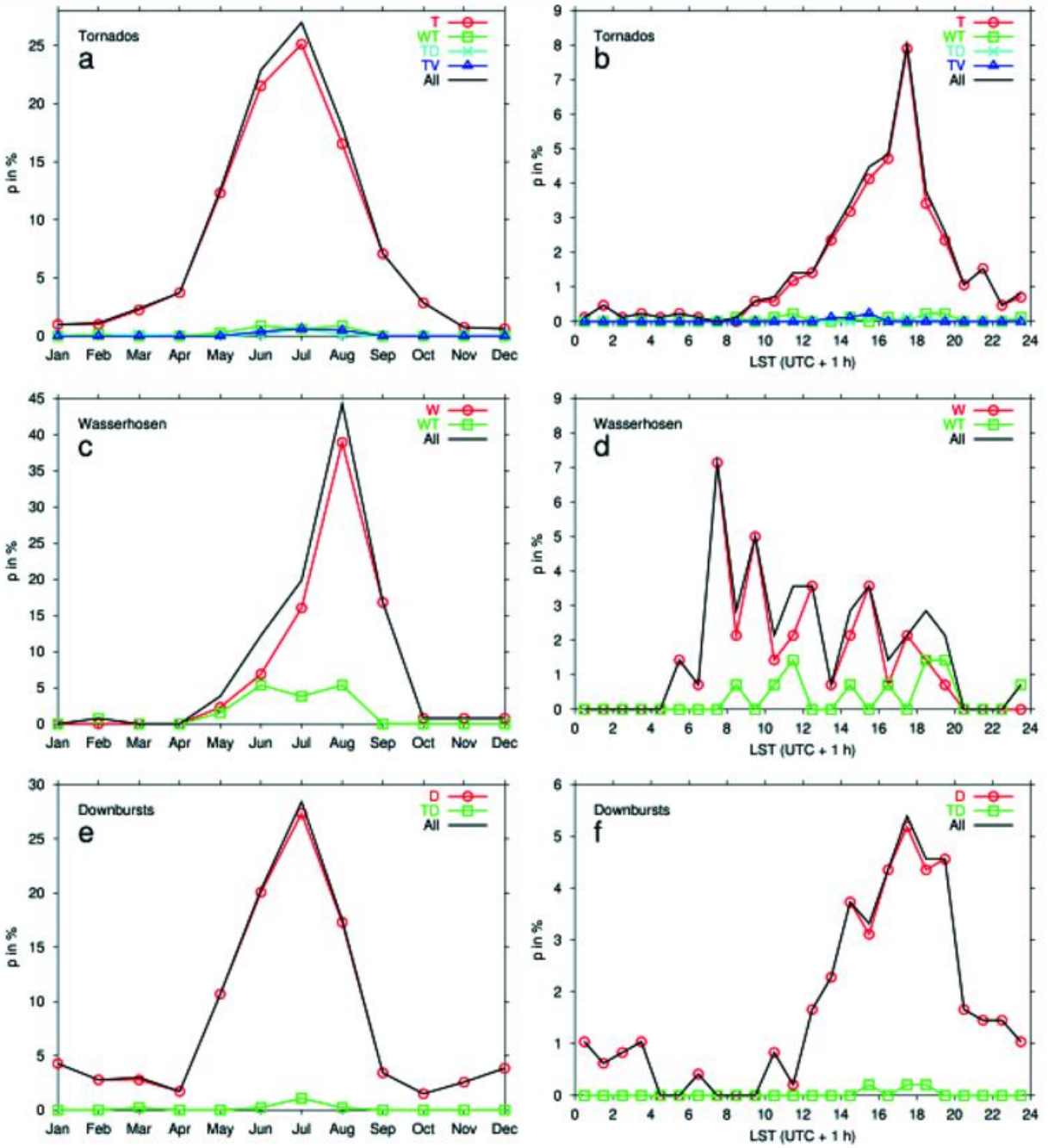


Abb. 3 Jahres- und Tagesgänge der erfassten Tornados (a, 804 Fälle bzw. b, 332 Fälle), Wasserhosen (c, 131 Fälle bzw. d, 60 Fälle) und Downbursts (e, 468 Fälle bzw. f, 195 Fälle). Die Kürzel bedeuten: T = Tornado, W = „reine" Wasserhose, D = Downburst; WT = Land erreichende Wasserhose, TD = Tornado oder Downburst, TV = Tornado oder starke Kleintrombe.

Ein langjähriger zeitlicher Mittelwert für Deutschland beträgt etwa 10 Tornados im Jahr. Allerdings deuten die Daten seit 2000 eher auf gut 20 Tornados pro Jahr in Deutschland hin (vgl. DOTZEK 2003), wobei diese Zunahme in erster Linie durch die vermehrte Meldung schwächerer, früher übersehener Ereignisse zustande kommt. Genau wie in den USA ist auch in Deutschland kein Trend zu einer größeren Anzahl starker oder verheerender Tornados erkennbar, wie SCHMITZ (2004) anhand der auch in dieser Klimatologie verwendeten Daten zeigt. Die dafür notwendige Intensitätseinstufung der deutschen Tornados und Downbursts anhand der F- und T-Skala lag bis zur Gründung des TorDACH-Netzwerks 1997 nicht vor und stellt daher einen wichtigen Meilenstein der Arbeit von TorDACH seit dem Jahr 2000 dar.

Jedoch haben noch nicht alle Ereignisse eine F- oder T-Einstufung, weil nur dann eine Intensitätsbewertung vergeben wird, wenn die Schadenbeschreibungen aussagekräftig genug dafür sind. Derzeit ist 557 Tornados (ca. 65 %) ein Wert auf den F- und T-Skalen zugeordnet (Abb. 4a). Reine Wasserhosen gehen wiederum nicht in diese Darstellung ein. Bei Downbursts (Abb. 4b) haben 368 (ca. 76 %) eine Intensitätsangabe. Diese Einstufungen ab F1-Intensität erlauben eine sehr gute Anpassung durch Weibull-Verteilungen (DOTZEK et al. 2003, FEUERSTEIN et al. 2005), die auch für normale Windgeschwindigkeitsverteilungen sowie Tornado-Spurlängen und -breiten verwendet werden (z. B. BROOKS 2004).

DOTZEK et al. (2003) und FEUERSTEIN et al. (2005) fanden bei Tornados weltweit eine universelle Form der Intensitätsverteilung. Nach entsprechender Anpassung der deutschen Daten erhält man die beiden in Abb. 4a dargestellten Weibull-Verteilungen. Der Unterschied zwischen den Kurven ist, dass die schwarze erst bei F0-Intensität beginnt (bei der die ersten leichten Schäden auftreten), während die graue schon bei F-2, d. h. bei v=0 ms^{-1} Geschwindigkeit ansetzt. So ist auch eine qualitative Aussage über die kaum beobachtbaren unterkritischen Tornados mit negativer F-Skala möglich. Diese deutet insgesamt auf eine derzeitige Unterschätzung der Ereigniszahlen um einen Faktor 2 hin. Bei den Downbursts in Abb. 4b zeigt sich sehr klar deren Beschränkung auf maximal F3-Intensität.

Ähnliche Verteilungen findet man auch für die USA, und als Hauptunterschied bleibt die Gesamtzahl der Ereignisse pro Jahr: In den USA haben von ca. 1100 Tornados im Jahr etwa 0.1 % aller Fälle F5 Intensität. Also tritt dort im Mittel ungefähr ein F5 Tornado jährlich auf. In Deutschland werden dagegen etwa 10 bis 20 Tornados im Jahr beobachtet, so dass es hier bei ganz ähnlicher prozentualer Häufigkeit ein bis zwei Jahrhunderte dauern kann, bis erneut ein F5 Ereignis auftritt. F3 oder F4 Tornados können sich in Deutschland dagegen alle paar Jahre bzw. Jahrzehnte ereignen, wobei die möglichst genaue Bestimmung des Wiederkehrintervalls der F3-Tornados (wie z. B. in Micheln 2004) derzeit besonders relevant ist, denn Tornados dieser Intensität haben sowohl ein hohes Schadenpotential als auch eine relativ große Häufigkeit.

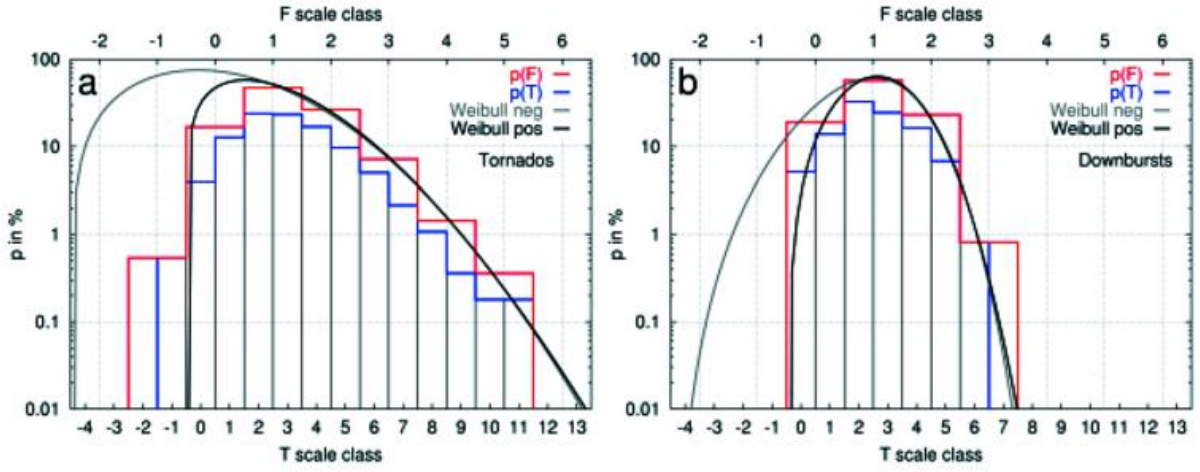


Abb. 4 Intensitätsverteilungen von (a) 557 Tornados, ohne reine Wasserhosen, und (b) 368 Downbursts als Stufenfunktionen über F- (rot) und T-Skala (blau). Anpassungen der Verteilungen mit Weibull-Funktionen ab F0 (schwarz) bzw. F-2 Intensität (grau).

Schlussbemerkung

Die TorDACH-Daten werden kontinuierlich ergänzt, und die nächste qualitätskontrollierte Datenbank Version 1.5 wird im Frühjahr 2005 erarbeitet und ausgewertet. Dieser Ausbau und die nachhaltige Sicherung der Datenbank sind wichtige Ziele, die durch Integration weiterer Daten (z. B. GUDD 2004), den Übergang zu einem europaweit standardisierten Datenformat (GROENEMEIJER et al. 2004) und verstärkte Zusammenarbeit mit dem Deutschen Wetterdienst erreichbar sind. Denn es ist entscheidend, neben anderen konvektiven Unwetterphänomenen wie Hagel und Sturzfluten auch die sich in ihren Schadenwirkungen oft ähnelnden Tornados und Downbursts korrekt zu erfassen. Nur so sind eine verlässliche klimatologische Einordnung dieser Unwetterarten, eine gezieltere regionale Prognose und Vorwarnung der Bevölkerung sowie eine Verifikation dieser Vorhersagen und Warnungen möglich.

Literatur

Brooks, H. E., 2004: On the relationship of tornado path length and width to intensity. Wea. Forecasting, 19, 310-319.

Brooks, H. E., und C. A. Doswell, 2001: Some aspects of the international climatology of tornadoes by damage classification. Atmos. Res., 56, 191-202.

Court, A., 1970: Tornado incidence maps. NSSL technical memorandum ERLTM-NSSL 49, U.S. Department of Commerce, Washington D.C., 76 S.

Doswell, C. A., und D. W. Burgess, 1988: On some issues of United States tornado climatology. Mon. Wea. Rev., 116, 495-501.

Dotzek, N., 2001: Tornadoes in Germany. Atmos. Res., 56, 233-251.

Dotzek, N., 2002a: Severe local storms and the insurance industry. J. Meteor., 26, 3-12.

Dotzek, N., 2002b: Tornados in Deutschland. In: Fiedler, F., K. Nestmann und M. Kohler (Hrsg.), 2002: Naturkatastrophen in Mittelgebirgsregionen, 31-53. Proc. zum Symposium am 11. und 12. Oktober 1999 in Karlsruhe. VWF Verlag für Wissenschaft und Forschung, Berlin, 272 S.

Dotzek, N., 2003: An updated estimate of tornado occurrence in Europe. Atmos. Res., 67-68, 153-161.

Dotzek, N., G. Berz, E. Rauch und R. E. Peterson, 2000: Die Bedeutung von Johannes P. Letzmanns "Richtlinien zur Erforschung von Tromben, Tornados, Wasserhosen und Kleintromben" für die heutige Tornadoforschung. Meteor. Z., 9, 165-174.

Dotzek, N., J. Grieser und H. E. Brooks, 2003: Statistical modeling of tornado intensity distributions. Atmos. Res., 67-68, 163-187.

Feuerstein, B., N. Dotzek, und J. Grieser, 2005: Assessing a tornado climatology from global tornado intensity distributions. J. Climate,18, 585-596.

Fuchs, D., 1981: Gefährdung des Tiefflugs durch Tornados. Promet, 81(4), 8-10.

Fuchs, H., und K.-H. Bock, 1989: Sturmschäden durch eine Groß-Trombe am 16. 3. 1989 im südlichen Düsseldorf. Meteor. Rdsch., 42, 17-24.

Fujita, T. T., 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. J. Atmos. Sci., 38, 1511-1534.

Fujita, T. T., 1985: The Downburst. Chicago University Press, Chicago, 122 S.

Fujita, T. T., 1992: Mystery of Severe Storms. Chicago University Press, Chicago, 298 S.

Gatzen, C., 2004: A derecho in Europe: Berlin, 10 July 2002. Wea. Forecasting, 19, 639-645.

Glickman, T. S. (Hrsg.), 2000: Glossary of Meteorology, 2. Aufl. Amer. Meteor. Soc., Boston, 855 S.

Groenemeijer, P., N. Dotzek, F. Stel, H. Brooks, C. Doswell, D. Elsom, D. Giaiotti, A. Gilbert, A. Holzer, T. Meaden, M. Salek, J. Teittinen, und J. Behrendt, 2004: ESWD – A standardized, flexible data format for severe weather reports. Preprints, 3rd European Conf. On Severe Storms, Léon, 9.-12. November 2004, 2 S. Online bei http://essl.org/projects/ESWD/.

Gudd, M., 2004: Gewitter und Gewitterschäden im südlichen hessischen Berg- und Beckenland und im Rhein-Main-Tiefland 1881 bis 1980 Eine Auswertung mit Hilfe von Schadensdaten. Dissertation, Universität Mainz, 514 S. mit Anh. Online bei http://archimed.uni-mainz.de/pub/2004/0061.

Hannesen, R., N. Dotzek, H. Gysi, und K. D. Beheng, 1998: Case study of a tornado in the Upper Rhine valley. Meteor. Z., 7, 163-170.

Hannesen, R., N. Dotzek, und J. Handwerker, 2000: Radar analysis of a tornado over hilly terrain on 23 July 1996. Phys. Chem. Earth, 25B, 1079-1084.

Hinrichs, G., 1888: Tornadoes and derechos. Amer. Meteor. J., 5, 306-317, 341-349.

Hubrig, M., 2002: Tornado- und Downburst-Schadensskala für Holzgewächse basierend auf der Skalierung nach TORRO, angepasst für Mitteleuropa (TorDACH). In: Tetzlaff, G., T. Trautmann, und K. S. Radtke (Hrsg.), 2002: Proc. Zweites Forum Katastrophenvorsorge. Extreme Naturereignisse Folgen, Vorsorge, Werkzeuge. Leipzig, 24.-26. September 2001

Hubrig, M., 2004: Analyse von Tornado- und Downburst-Windschäden an Bäumen. Forst und Holz, 59, 78-84.

Johns, R. H., und W. D. Hirt, 1987: Derechos: Widespread convectively induced windstorms. Wea. Forecasting, 2, 32-49.

Jurksch, G., und A. Cappel, 1976: Gefährdung von Kernkraftwerken durch Tromben. Ber. d. Deutschen Wetterdienstes, 6 S.

Kelly D L., J. T. Schaefer, R. P. McNulty, C. A. Doswell, und R. F. Abbey, Jr., 1978: An augmented tornado climatology. Mon. Wea. Rev., 106, 1172-1183.

Kelly, D L., J. T. Schaefer, und C. A. Doswell, 1985: Climatology of nontornadic severe thunderstorm events in the United States. Mon. Wea. Rev., 113, 1997-2014.

Köppen, W., 1896: Die Windhose vom 5. Juli 1890 bei Oldenburg und die Gewitterböe vom 10. Juli 1896 in Ostholstein. Ann. d. Hydrogr. u. Marit. Meteor., 24, 445-458, 493-508, 546-556.

Koschmieder, H., 1946: Über Böen und Tromben. Die Naturwissenschaften, 34, 203-211, 235-238.

Letzmann, J. P., 1923: Das Bewegungsfeld im Fuß einer fortschreitenden Wind- oder Wasserhose. Dissertation, Acta. Comm., Universität Dorpat, 1-136. Online bei http://tordach.org.

Letzmann, J. P., 1937: Richtlinien zur Erforschung von Tromben, Tornados, Wasserhosen und Kleintromben. Int. Meteor. Org., Klimatol. Komm., Publ. 38, Salzburg, 91-110. Online bei http://tordach.org.

Meaden, G. T., 1976: Tornadoes in Britain: Their intensities and distribution in space and time. J. Meteor., 1, 242-251.

Müller, G., 1979: Probleme der Umrechnung von Windstärkeangaben nach der Beaufortskala und Windgeschwindigkeitswerten. Meteorol. Rdsch., 32, 7-12

Peterson, R. E., 1992: Letzmann's and Koschmieder's "guidelines for research on funnels, tornadoes, waterspouts, and whirlwinds". Bull. Amer. Meteor. Soc., 73, 597-611.

Schmitz, M. E., 2004: Tornados in Deutschland. Eine Untersuchung zur Raum- und Zeitverteilung und des Risikos. Diplomarbeit, Fachbereich VI Geographie/Geowissenschaften, Universität Trier, 115 S. Online bei http://tordach.org.

Wegener, A., 1917: Wind- und Wasserhosen in Europa. Verlag Friedrich Vieweg und Sohn, Braunschweig, 301 S. Online bei http://tordach.org.

A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000

Ch. Beck, J. Grieser and Bruno Rudolf

1 INTRODUCTION

Globally gridded precipitation-data sets are an essential base for various applications in the geosciences and especially in climate research, as for instance global and regional studies on the hydrological cycle and on climate variability, verification and calibration of satellite based climate data or the evaluation of global circulation models (GCMs). As all applications require reliable high quality precipitation fields the underlying station data have to meet high demands concerning the quality of the observed precipitation data as well as the correctness of station meta data and also with respect to sufficient spatial station density and distribution. Concerning the use of globally gridded climate data for analyses of long-term climate variability it has to be ensured that station data used for gridding are as continous and homogeneous as possible.

In recent years various globally gridded data-sets of monthly terrestrial precipitation observations have been developed for example by Dai et al. (1997) and New et al. (2000). Several gridded datasets utilising gauge data arose from the global precipitation climatology project (GPCP) (Rudolf et al. 1994, Xie et al. 1996, Huffman et al. 1997, Chen et al. 2002, Adler et al., 2003).

Within the framework of the DEKLIM (German Climate Research Programme)-funded research project VASClimO (Variability Analysis of Surface Climate Observations) a new gridded monthly precipitation dataset for the period 1951 to 2000 covering the global land areas with a spatial resolution of 0.5° x 0.5° is developed on the basis of the most comprehensive data-base of monthly observed precipitation data world-wide that resides with the GPCC (Global Precipitation Climatology Centre).

Prior to gridding, all available station-data are subjected to a multi-stage quality control of observed values as well as of station-meta data. Only station time series with a minimum of 90% data availability during the analysed period (1951 – 2000) are used for interpolation to a regular 0.5° x 0.5° grid in order to minimise the risk of generating temporal inhomogeneities in the gridded data due to varying station densities. The interpolation is done by Ordinary Kriging (Krige, 1962) which proved to result in the least interpolation error of several methods tested. Thus, the resulting gridded dataset is highly suitable for the application in studies concerning long-term aspects of climate variability.

2 DATA SOURCES AND THEIR AVAILABILITY

The creation of gridded monthly precipitation data is based on station data from a number of data-sources available at the GPCC. Differences between these data-

sources have to be considered. They can be attributed to varying methods used for aggregation and compilation of the data and for their transfer to the GPCC.

Three essential data-sources are the historical data-bases of the Food and Agriculture Organization of the UN (FAO, 13,500 stations) of the Climatic Research Unit (CRU, 9,500 stations) and of the Global Historical Climatology Network (GHCN, 22,600 stations). Unfortunately many of the time series originating from these sources and often starting early in the past do not last into most recent years.

Another three data-sources comprise data transferred via the Global Telecommunication System (GTS). GPCC-Synop and CPC-Synop include monthly data that have been aggregated on the basis of near-real time transferred data with high temporal resolution by the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) and the Climate Prediction Centre (CPC) respectively. These two sources exhibit significant differences because the near-real time transferred synoptic data contain numerous missing values and are not quality controlled. Processing of these data differs between GPCC and CPC. Also transferred via GTS the Climat-network contains quality controlled monthly precipitation for currently around 2000 stations.

In addition to these six data-sources the GPCC disposes of supplementary data derived directly from the various national meteorological and hydrological services (National) as well as from other research institutions or from research projects (Regional). Data from these sources cover varying subperiods of the analysed period and are updated irregularly.

The current availability of monthly precipitation data for the period 1951 to 2000 differentiated between the various data-sources is depicted in Fig. 1.

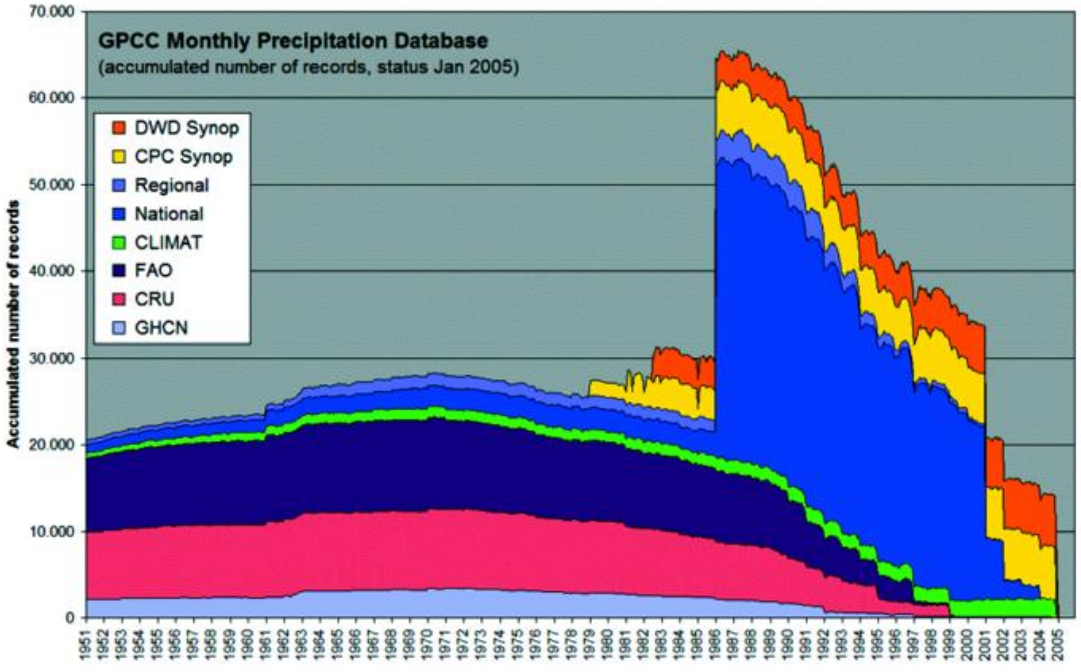


Figure 1 Temporal evolution of the availability of monthly precipitation data since 1951 at the GPCC (Global Precipitation Climatology Centre) differentiated between various data sources.

Most striking is the maximum of the data availability around 1986. This corresponds with the beginning of the GPCC's primary analysing period. However, several historical data sources (CRU, FAO, GHCN) allow for an extension of the analysed period further into the past. As data from the GHCN at the time are only partially integrated into the data-base of the GPCC the availability of historical data is currently restricted to FAO and CRU. The decline in data availability in the most recent period that may be attributed to the delayed update of most data sources can be partially compensated through the use of near real-time transferred GTS-data (Climat, GPCC-Synop, CPC-Synop).

3 QUALITY CONTROL OF STATION META DATA

Different data sources contain partially concurrent data for the same stations. In order to avoid duplicates and false assignment of data records it is necessary to conduct a thorough quality control of station-meta data. This is a substantial step towards the compilation of long station time series from different data sources.

The geographical position, station height, station name and additional parameters like WMO code are used to identify stations. Additionally, precipitation data for overlapping periods are compared in order to correctly assign stations.

A mostly automated procedure succeeds in roughly half of all station assignments. The remaining cases exhibit specific problems that require further often time consuming examination.

The relevance of this quality control step with respect to subsequent analyses is illustrated in Fig. 2. Errors in station meta-data may cause the assignment of stations to wrong climate regions. It is essential for the reliability of the gridded climatology that such errors are detected and if possible corrected by quality control mechanisms.

4 COMPILATION OF LONG TIME SERIES FOR THE PERIOD 1951 TO 2000

Long time series of monthly precipitation totals for the period 1951 to 2000 are compiled on the basis of the various available data sources. For each month of each series with concurrent availability of data from more than one data source it has to be decided which observation from which data source to use for constructing the series.

This decision turns out to be delicate because as it is shown in Table 1 there are partially striking differences between data for the same station for the same month that originate from different sources. Whereas the historical data sources (FAO, GHCN, CRU) correspond well with each other and also with data from national suppliers (National) especially the two data sources originating from aggregated synoptic observations (GPCC-Synop, CPC-Synop) show only limited agreement with each other but also with all other data sources.

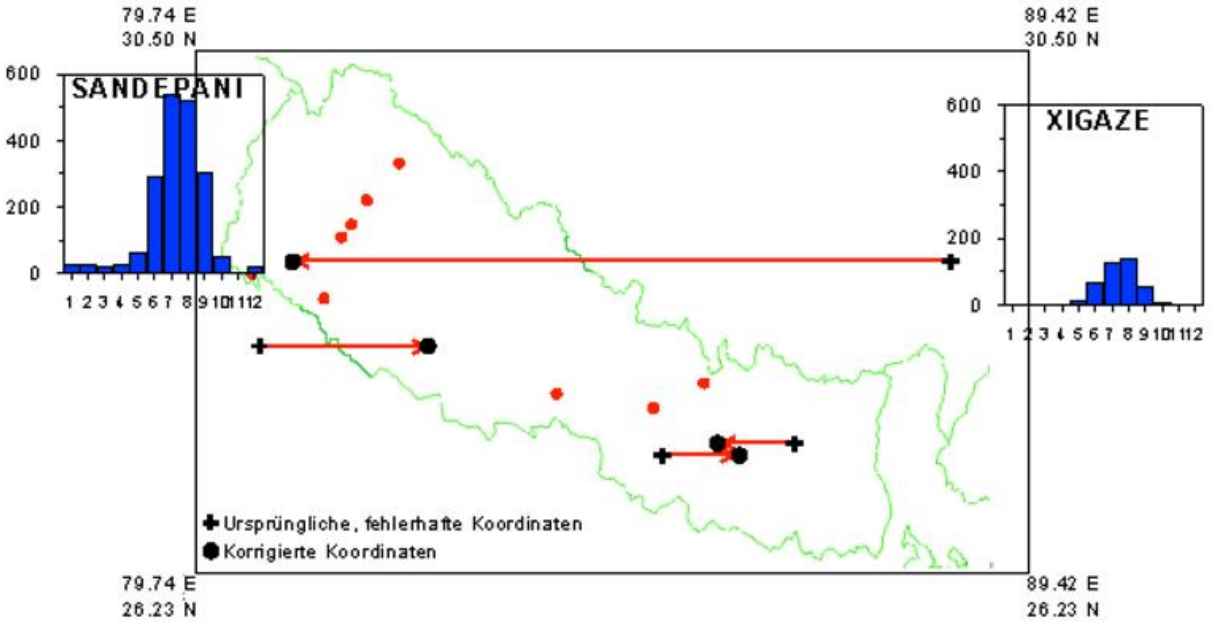


Figure 2 Originally wrong and during quality control corrected geographical coordinates of several Nepalesian stations. The seasonal variation of precipitation for Sandepani is shown for its correct and its originally wrong location (neighbouring station Xigaze) illustrating the climatological relevance of quality control of station-metadata.

In order to minimise the risk of generating temporal inhomogeneities due to changes between data from different sources a strategy for the compilation of long time series is developed that ensures that the minimum possible number of different data sources is used to construct each series. Additionally if possible only data from sources that exhibit a high degree of similarity are combined into one series. And finally data from GPCC-Synop and CPC-Synop - the two data sources that show the most distinct differences to all other sources - are only incorporated if all other sources have no data for the specific month.

Table 1 Mean number (in %) of equal monthly data (±1mm) available for corresponding months and stations from different data-sources. Averaged over 9343 Stations for the period 1951-2000.

	National	FAO	GHCN	CRU	Climat	Regional	GPCC	CPC
National	-	**91.3**	**88.4**	**93.1**	**85.4**	**85.6**	**40.2**	**45.2**
FAO	**91.3**	-	**94.7**	**90.5**	**83.6**	**89.7**	**38.0**	**56.2**
GHCN	**88.4**	**94.7**	-	**98.8**	**84.3**	**74.2**	**43.1**	**56.9**
CRU	**93.1**	**90.5**	**98.8**	-	**87.3**	**87.7**	**39.0**	**53.6**
Climat	**85.4**	**83.6**	**84.3**	**87.3**	-	**74.6**	**42.2**	**56.3**
Regional	**85.6**	**89.7**	**74.2**	**87.7**	**74.6**	-	**41.6**	**39.8**
GPCC	**40.2**	**38.0**	**43.1**	**39.0**	**42.2**	**41.6**	-	**38.6**
CPC	**45.2**	**56.2**	**56.9**	**53.6**	**56.3**	**39.8**	**38.6**	-

According to this strategy finally 9343 long station time series with a minimum data availability of 90% during the period 1951 to 2000 are compiled. The spatial distribution of these time series is depicted in Fig. 3.

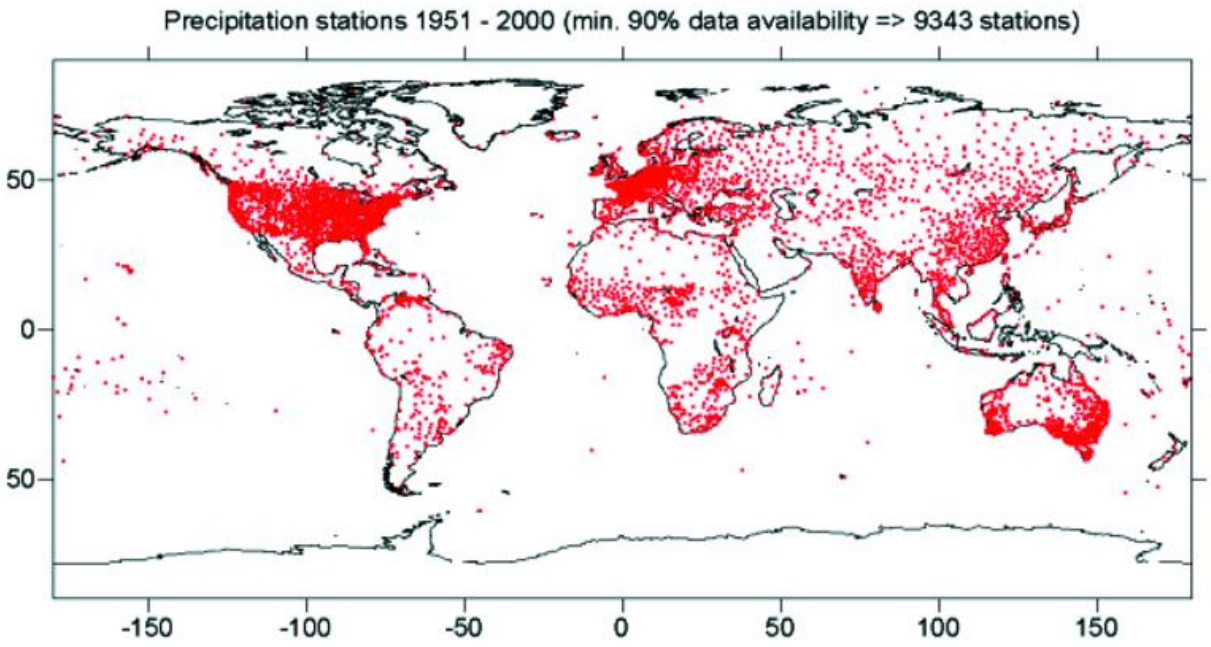


Figure 3 Spatial distribution of 9343 compiled monthly precipitation time series with a minimum of 90% data availability during the period 1951 to 2000.

Fig. 4 depicts the temporal variations of the contributions of each data source to the compiled series in the period 1951 to 2000.

The largest fraction of all compiled time series accounting for about 49% of all monthly data originates from national data sources. Another 47% stem from the three historical data sources (CRU, FAO, GHCN). The data sources Regional and Climat together account for roughly 2% and less than 2% of all data are derived from GPCC-Synop and CPC-Synop respectively. However it becomes clear from Fig. 4 that the latter two data sources are indispensable for the compilation of long time series as they are the only available data source for a number of stations during the two most recent decades. Since the beginning of the 1990's there is also an increase of missing data - reaching its absolute maximum of roughly 15% in 2000 - to be registered that may be attributed to the delay concerning the update of data sources.

The majority (about 55%) of all station time series comprise data of more than one data source but only about one fifth of all stations incorporate data from GPCC-Synop and CPC-Synop, the two data sources with greatest deviations from all other sources. Therefore it can be assumed that the number of temporal inhomogeneities generated by the compilation process is minimized.

5 QUALITY CONTROL OF LONG TIME SERIES

With respect to planned climate-variation studies based on the gridded data it is of great importance to detect and if necessary eliminate temporal as well as spatial outliers in the compiled station time series and – in a subsequent step - to detect temporal inhomogeneities within the series.

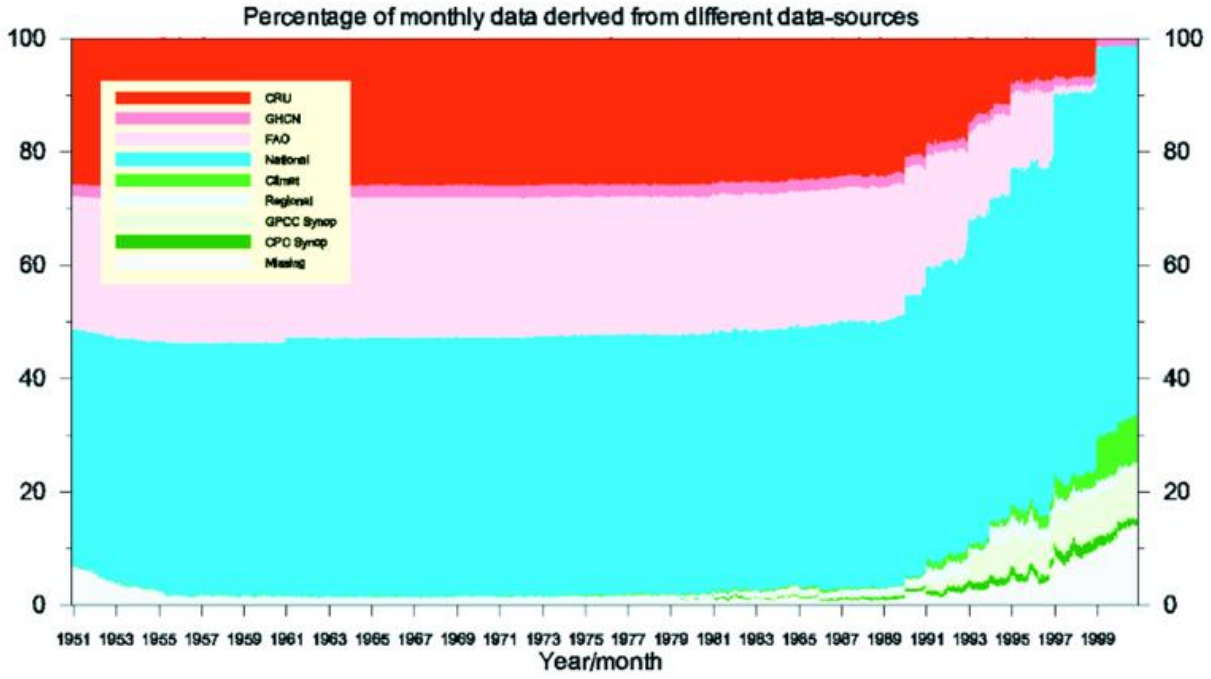


Figure 4 Temporal variations of the contributions of different data-sources to the compiled series in the period 1951 to 2000.

Temporal checks for outliers are performed utilising the sample distribution of each calendar month for each station. Values are flagged as potential outliers if

$$X_i - q50 > f\ IR$$

where *Xi* is the monthly value of year *i*, q^{50} is the 50th percentile, *IR* is the interquartile range (75th percentile minus the 25th percentile) and *f* is the multiplication factor. We used a value of 4.00 as multiplication factor. This factor turned out to be adequate for the detection of temporal outliers in monthly precipitation data (Eischeid et al. 1995).

Checks for spatial outliers use nearby stations to estimate a monthly value for a specific time series in a specific month (Eischeid et al. 1995, Peterson and Vose 1997). Several methods may be used to interpolate from surrounding stations to a target station (see for example Eischeid et al. 1995). We used a simple averaging algorithm that estimates each monthly value of each station from its surrounding stations as

$$X_i = \left[\sum_{j=1}^{k} p_j^2 R_{ji} \overline{X} / \overline{R_j}\right] / \sum_{j=1}^{k} p_j^2$$

where X_i is the target stations estimated monthly value of year *i*, p_j is the pearson correlation coefficient between the target station and surrounding station *j*, R_{ji} is the monthly value of surrounding station *j* of year *i*, $\overline{X}$ is the long-term monthly mean of the target station and $\overline{R}_{ij}$ is the long-term monthly mean of surrounding station *j*. Only data from surrounding series that have a pearson correlation of 0.7 or greater with the target station time-series are used for this estimate.

By analysing the difference series between the target stations observed and estimated monthly series (reference series) it is determined for each potential temporal outlier if the observed value is also an outlier in a regional context. Although for the estimation of reference series a much more comprehensive data-base as shown in Fig. 3 (additionally containing time series with up to 70% missing data in the period 1951 to 2000) is used, the creation of reference series wasn't possible for all stations. Thus the spatial outlier check could not be performed for all temporal outliers. Finally all data points that failed both outlier tests were removed prior to interpolation.

The reference series that are determined as described above according to Peterson and Easterling (1994) are also the basis of the relative homogeneity test according to Alexandersson (1986) which is applied to the time series of ratios between compiled station time series and reference series. In order to ensure that only time series without significant inhomogeneities are incorporated into the reference series used for homogeneity testing the following test strategy according to Rapp and Schönwiese (1995) is applied. In a first step all time series are used to create reference series and the homogeneity of all available time series is tested. In a second step only time series that can be assumed as homogenous according to the results of the first application of the homogeneity test are used to create reference series for the second and final run of the homogeneity test. As the Alexandersson test only detects one, the most significant inhomogeneity in one run each time series is homogenized if a significant inhomogeneity was detected and is tested again. This procedure continues until no further significant inhomogeneity is detected. Finally all detected significant inhomogeneities are homogenized (starting with the most recent one) by utilizing the mean quotients between target series and reference series calculated for homogeneous subintervals before and after each break year. In order to avoid unreasonable monthly precipitation adjustments the annual course of the monthly calculated adjustment factors is smoothed by a 7-point Gaussian low-pass filter.

6 INTERPOLATION AND GRIDDING

Many methods are known for the interpolation of climate data. Therefore a jackknifing procedure is used in order to compare a variety of these methods with respect to monthly precipitation sums and the station density given.

The Jackknife Error is the difference between the interpolated and the observed value at a station, leaving the station observation out for the interpolation. It therefore measures how different the interpolation result would be at a given station location if there was no station. The higher the Jackknife Error the larger is the spatial variability compared to the station density. Reasons may either be erroneous values, or rather local information as it is the case with high mountain stations. Thus, a high Jackknife Error may indicate sparse or erroneous data as well as specific climate characteristics of the station under consideration.

With respect to different errors (relative, absolute, root-mean-square error) the interpolation method by Krige (1962) applied to relative deviations reveals to be the best with respect to the underlying data, closely followed however by the method of Shepard (Shepard, 1968). Though Shepards Method is standard with the Global Precipitation Climatology Centre we used Kriging in this application.

Monthly precipitation totals reveal pronounced spatial structures. Within Germany about 50% of the long term spatial variability can be attributed to altitude. Despite this knowledge no deterministic spatial structures are used for the interpolation. The low station density in some areas of the world does not allow to reliably utilise this information worldwide. Experiments revealed that though the results could be optimised for some regions of the world the incorporation of deterministic structures with respect to the given data would lead to worse results for other regions.

The observations of the 9343 stations are interpolated on a 0.5° x 0.5° global land surface grid. Greenland and Antarctica are left out because of lack of data. This led to about 71.000 grid points, i.e. 8 times the number of stations. According to the inhomogeneous station distribution the reliability of the results varies from region to region. This should be kept in mind when interpreting the results. In order to estimate grid averages of the total precipitation the interpolated values at the four corner points of a 0.5° x 0.5° grid cell are averaged. Global maps with 1° and 2.5° resolution are produced by area-weighted averaging of the 0.5° grids.

7 TREND INVESTIGATIONS

The gridded precipitation climatology offers a basis for climate trend investigations. From the variety of properties that may be analysed (e.g. absolute and relative linear trends, trend-to-noise ratios) only two examples are provided here. Firstly, this is the temporal variability of the annually averaged mean monthly precipitation total averaged over the global land surface (Fig. 5). No significant trend may be detected thus indicating that no evidence of a globally enhanced hydrological cycle can be concluded from the data.

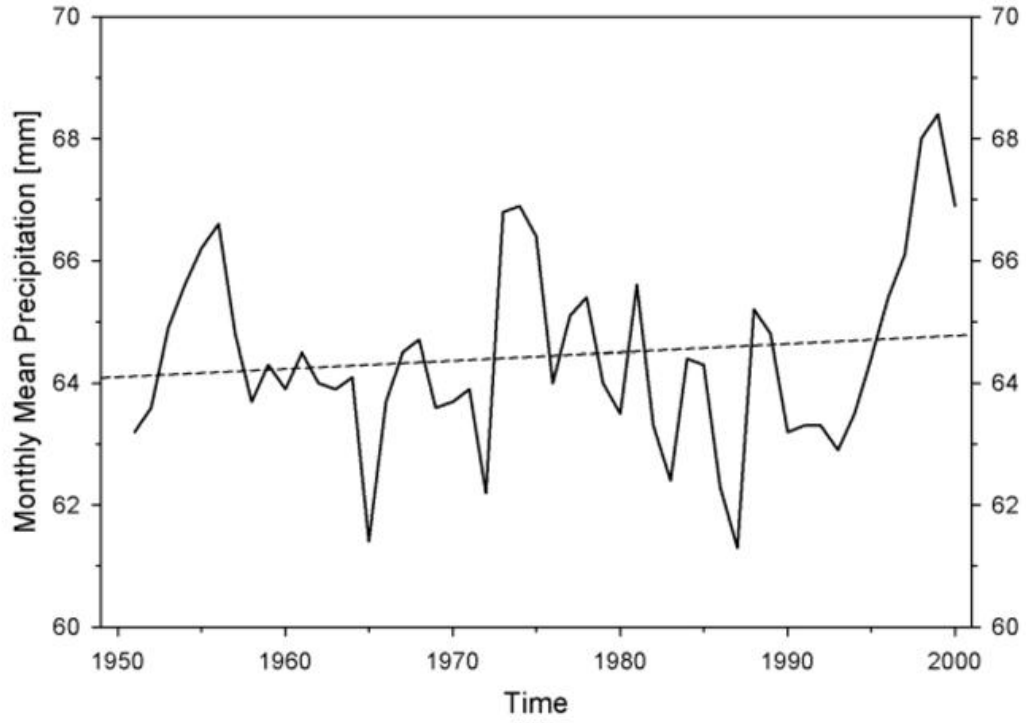


Figure 5 Time series of the annual mean of monthly precipitation totals averaged over the global land surface together with the linear trend from 1951 to 2000.

Additionally the Mann-Kendall-trend test is applied to each of the grid points and for each calendar month. This allows to distinguish regions where no non-random trends are visible from those with significant positive or negative ones. As an example Fig. 6 shows the local trend significance of annual precipitation totals.

8 OUTLOOK

A first version of a globally gridded homogeneous monthly precipitation climatology from 1951 to 2000 is produced and available at http://www.dwd.de/vasclimo

With an increasing amount of available information it is going to be updated irregularly. Different versions will be produced in order to optimally meet different needs, i.e. for trend investigations extreme precipitation should be removed, whereas they are crucial for the investigation of temporal variability.

The interpolated data are going to be compared to the products of other groups (i.e. New et al. 2000). Finally the grid data will be used for climate variability investigation within the project VASClimO.

ACKNOWLEDGEMENTS

The joint project VASClimO (Variability Analyses of Surface Climate Observations) is part of the German climate research programme (DEKLIM) and is supported financially by the Bundesministerium für Bildung und Forschung under DEKLIM project-No. 33 11 0307.

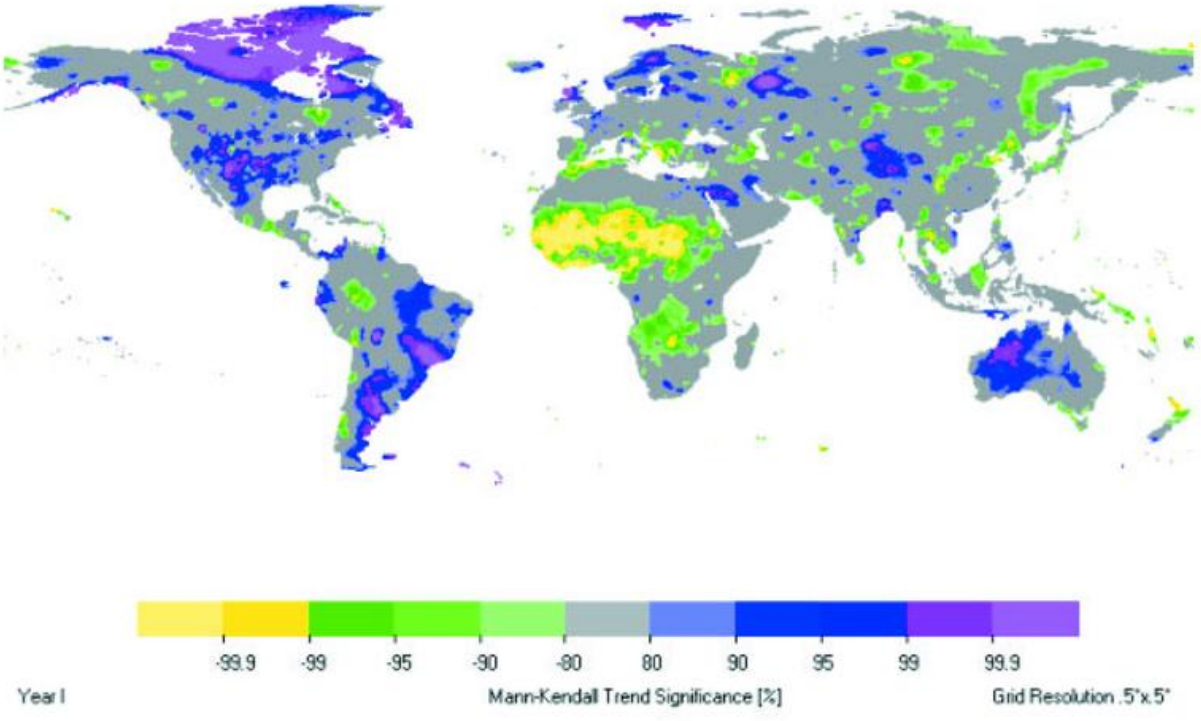


Figure 6 Significance of local trends in annual precipitation totals within the period from 1951 to 2000 according to the Mann-Kendall-Trend test. Significance of regions with negative trends are given in green and yellow, for positive trends the regions are given in blue and red.

References

Adler, R.F., G.J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Suesskind, P. Arkin und E. Nelkin (2003). The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation data analysis (1979-present), Journal of Hydrometeorology, 4, 1147-1167.

Alexandersson, H. (1986). A homogeneity test applied to precipitation data, J. Climatol., 6, 661-675.

Chen, M., P.Xie, J. E. Janowiak und P. A. Arkin (2002). Global Land Precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations. Journal of Hydrometeorology, 3, 249-266.

Dai, A. und A. D. Del Genio (1997). Surface observed global land precipitation variations during 1900-1988, J. Climate, 10, 2943-2962.

Eischeid, J. K., C. B. Baker, T. R. Karl and H. F. Diaz (1995): The quality control of long-term climatological data using objective data analysis, J. Appl. Met. 34: 2787-2795.

Huffman, G. J., R. F. Adler, P. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, A. McNab, B. Rudolf und U. Schneider (1997). The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset, Bulletin of the American Meteorological Society, 78, 5-20.

Krige, D.G. (1962). Statistical applications in mine valuation. J. Inst. Min. Survey. S. Afr., 12(2), 45-84, 12(3), 95-136.

New, M. G., M. Hulme und P. D. Jones (2000). Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: development of 1901–1996 monthly grids of terrestrial surface climate, Journal of Climate, 13, 2217-2238.

Peterson, T. C. and D. R. Easterling (1994): Creation of homogeneous composite climatological reference series, Int. J. Climatol. 14: 671-679.

Peterson, T. C. and R. S. Vose (1997): An overview of the global historical climatology network temperature database, Bull. Of the American Met. Soc. 78/12: 2837-2849.

Peterson, T. C., R. S. Vose, R. Schmoyer and R. Razuvaev (1998): Global historical climatology network (GHCN) quality control of monthly temperature data, Int. J. Climatol. 18: 1169-1179.

Rapp, J. and C.-D. Schönwiese (1995): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990.- Frankfurter Geowiss. Arb., Serie B, Band 5.

Rudolf, B., H. Hauschild, W. Rueth und U. Schneider (1994). Terrestrial precipitation analysis: Operational method and required density of point measurements, in Global Precipitation and Climate Change, Desbois, M. und F. Desalmand (eds.) (Springer, Berlin), 173-186.

Shepard, D. (1968). A two-dimensional interpolation function for irregularly spaced data. 23rd ACM National Conference. Brandon Syst. Press: Princeton, USA, 517-524.

Xie, P., B. Rudolf, U. Schneider und P.A. Arkin (1996). Gauge-based monthly analysis of global land precipitation from 1971 to 1994. Journal of Geophys. Research, 101, 19023-19034.

Das Marine Climatological Summaries Scheme

R. Zöllner

Einführung

In der Seeschifffahrt, die besonders von Wetter und Seegang auf den Weltmeeren abhängig ist, war man seit jeher bemüht, durch entsprechende Beobachtungen während der Reisen Informationen zu gewinnen, um daraus die zu erwartende Wetterentwicklung und die klimatischen Verhältnisse in den Fahrtgebieten abschätzen zu können. Waren es früher die Segler, die nach den günstigsten Winden und Strömungen für ihre Reisen suchten und andererseits aber bestrebt waren, Gebiete mit gefährlichen Stürmen und hohem Seegang zu meiden, so sind es heute die modernen Hochseeschiffe, die ebenfalls durch schweres Wetter und hohe See gefährdet sind und Nutzen aus angepasster meteorologisch-klimatologischer Routenwahl ziehen.

Ein wichtiger Meilenstein auf dem Wege zu einem System der international koordinierten Sammlung, Auswertung und Anwendung der Wetterbeobachtungen von den Weltmeeren war die berühmte Brüsseler Maritime Konferenz von 1853, auf der der amerikanische Seeoffizier Matthew Fontaine Maury den Grundstein für unsere heutigen weltumspannenden internationalen maritimen Beobachtungsprogramme legte. Die heute angewandten international vereinbarten Beobachtungsmethoden, die Ausrüstung der Schiffe mit verlässlichen Instrumenten und die Dokumentation der Beobachtungen in standardisierten meteorologischen Tagebüchern gehen auf seine Initiative zurück.

In den Folgejahren bauten die meteorologischen Dienste einer Reihe seefahrender Nationen Zentren auf, die die Beobachtungstagebücher der Schiffe nach deren Rückkehr sammelten, auswerteten und die Daten zur Herstellung von maritimen Klimaatlanten und Beratungsunterlagen nutzten. Die daraus abgeleiteten Informationen kamen wiederum der Schifffahrt zugute, die sie zur Verkürzung der Reisezeiten und zur Verbesserung der Sicherheit auf See nutzte. In Deutschland waren es ab 1868 die Norddeutsche Seewarte, ab 1875 die Deutsche Seewarte, die sich durch ihre Leistungen auf diesen Gebieten große internationale Anerkennung erwarben.

Allgemeines

Auf ihrer dritten Sitzung, im Jahre 1960, machte die CMM, die Technische Kommission für Maritime Meteorologie der WMO, den Vorschlag, ein Programm zum internationalen Austausch der maritimen Daten und zur standardisierten Erstellung maritimer Klimatologien zu entwickeln. Auf dem vierten Kongress der WMO, im Jahre 1963, wurde diese Empfehlung als Resolution 35 (Cg-IV) formal gutgeheißen und angenommen. So entstand das Marine Climatological Summaries Scheme, MCSS, das in den grundlegenden WMO-Dokumenten beschrieben ist. Im Laufe der Zeit wurde das ursprüngliche Programm verschiedentlich leicht verändert und angepasst. So wurden ab 1994 zwei globale Zentren zur Sammlung der maritimen Daten, die Global

Collecting Centres, GCCs, eingerichtet, um die Effizienz der Datenströme zu erhöhen. Die Koordinierung des MCSS erfolgt im Rahmen der Joint WMO/IOC Technical Commission for Oceanography and Marine Meteorology, JCOMM.

Im Gegensatz zum Programm der World Weather Watch der WMO, in dem der Austausch der Wettermeldungen über das Global Telecommunication System, GTS, in Echtzeit erfolgt, handelt es sich bei den Datenströmen im MCSS um Nicht-Echtzeit-, also um Klimadaten, die besonderen standardisierten Qualitätsprüfungen unterliegen.

Das Programm und seine Komponenten

Responsible Members und Zuständigkeitsgebiete

Im Marine Climatological Summaries Scheme sind die Weltmeere in acht Zuständigkeitsgebiete, sog. Areas of Responsibility, aufgeteilt.

Für jedes dieser Gebiete hat ein WMO-Mitglied als Responsible Member (RM) die Verpflichtung übernommen, alle Schiffswettermeldungen aus diesem Bereich zu sammeln, aufzubereiten, zu prüfen, zu archivieren und daraus regelmäßig standardisierte klimatologische Auswertungen anzufertigen. In diesem Zusammenhang erstellt der Deutsche Wetterdienst als Responsible Member in seinem Zuständigkeitsgebiet von 20° N bis 50° S die Klimatologien und sorgt für dieses Gebiet und den südlich angrenzenden Teil für das Datenmanagement.

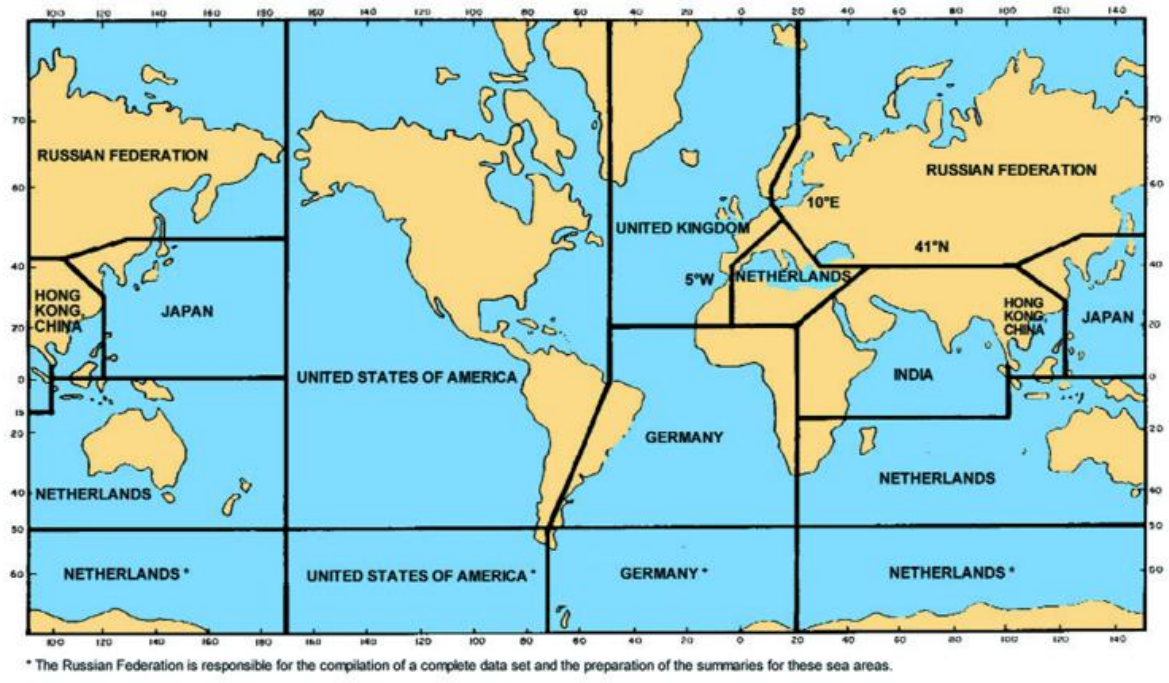


Abb. 1 Verteilung der Areas of Responsibility

Die meteorologischen Dienste der Länder, deren Hochseeflotten am Programm der Voluntary Observing Ships (VOS), also an der freiwilligen Wetterbeobachtung auf See, teilnehmen, unterziehen ihre eingesammelten maritimen Daten einer standardisierten Minimum-Qualitätsprüfung und leiten sie anschließend in Kontingenten zusammengefasst regelmäßig den beiden Global Collecting Centres zu. Damit nehmen sie die Funktion als Contributing Member (CM) wahr.

Global Collecting Centres

Beim Deutschen Wetterdienst in Hamburg und beim Wetterdienst des Vereinigten Königreichs ist je eines der beiden Global Collecting Centres eingerichtet. Hier laufen die weltweiten Schiffswettermeldungen von den Contributing Members zusammen. Der Datentransfer geschieht im international vereinbarten IMMT-Format (International Maritime Meteorological Tape Format).

Die GCCs stellen sicher, dass die von den Contributing Members an sie übermittelten Daten nach den Grundsätzen der Minimum Quality Control (MQC) geprüft sind.

Die beiden GCCs arbeiten aus Gründen der Datensicherheit redundant, das heißt, die Aktualisierungen des globalen Datensatzes werden untereinander ausgetauscht, so dass beide Zentren über identische Datensätze verfügen.

Von den Global Collecting Centres werden die Daten in standardisiertem Qualitätsniveau den Responsible Members zur Wahrnehmung ihrer Aufgaben zugeleitet, zu denen Hochqualitätsprüfung (HQC), Archivierung und die anschließende Auswertung gehören. In Abb. 2 sind die Datenwege dargestellt.

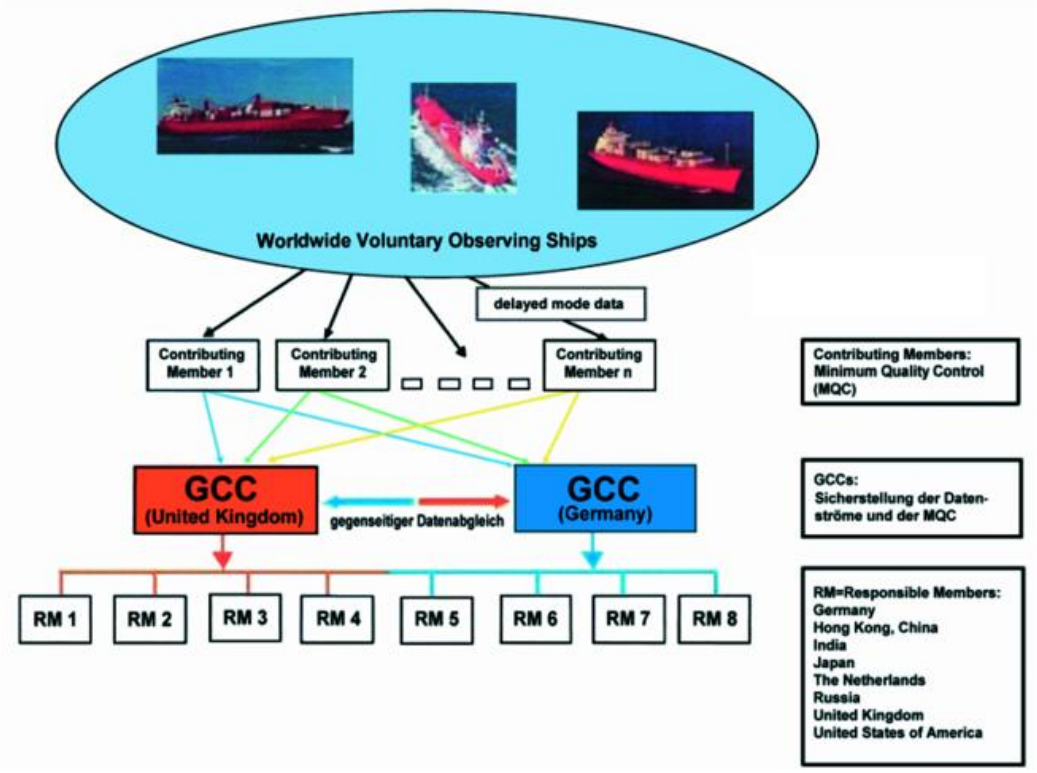


Abb. 2 Die Einbindung der GCCs in das Marine Climatological Summaries Scheme

Über ihre Tätigkeit legen die GCCs in jährlichen Berichten Rechenschaft ab und veröffentlichen Statistiken über die Beiträge der Contributing Members, die behandelten Datenmengen, die gemeldeten Elemente etc. Abb. 3 gibt ein Beispiel, wie es in ähnlicher Form im GCC-Bericht für das Jahr 2004 zu finden ist.

Im Rahmen des internationalen Projektes VOSClim, Voluntary Observing Ships Climatological Subset, haben die GCCs eine zusätzliche Aufgabe übernommen. Ziel dieses Projektes, an dem auch der DWD aktiv teilnimmt, ist die Herstellung maritimer Beobachtungsdatensätze von hoher Qualität, die an Bord speziell ausgesuchter Beobachterschiffe gewonnen werden. Zusätzlich zu den meteorologischen Daten werden auch Metadaten erfasst, also Informationen über den Beladungszustand, zusätzliche Angaben über Kurs und Fahrt des Schiffes, über den scheinbaren Wind etc. Die VOSClim-Datensätze werden als Referenz in der Klimaforschung, für die Validierung von Satellitendaten sowie von Wettervorhersage- und Klimamodellen verwendet. Sie dienen aber auch der Verbesserung der Qualität der übrigen Schiffswettermeldungen. Das Projekt VOSClim nutzt das MCSS Datenmanagement. Da die im Projekt zusätzlich erfassten Metadaten der Schiffsmeldungen nicht mit dem zugelassenen GTS-Format vereinbar sind, werden die vollständigen Datensätze auf dem non real time Weg über das deutsche GCC an das VOSClim Data Acquisition Centre, DAC, in Asheville, North Carolina, USA, geleitet.

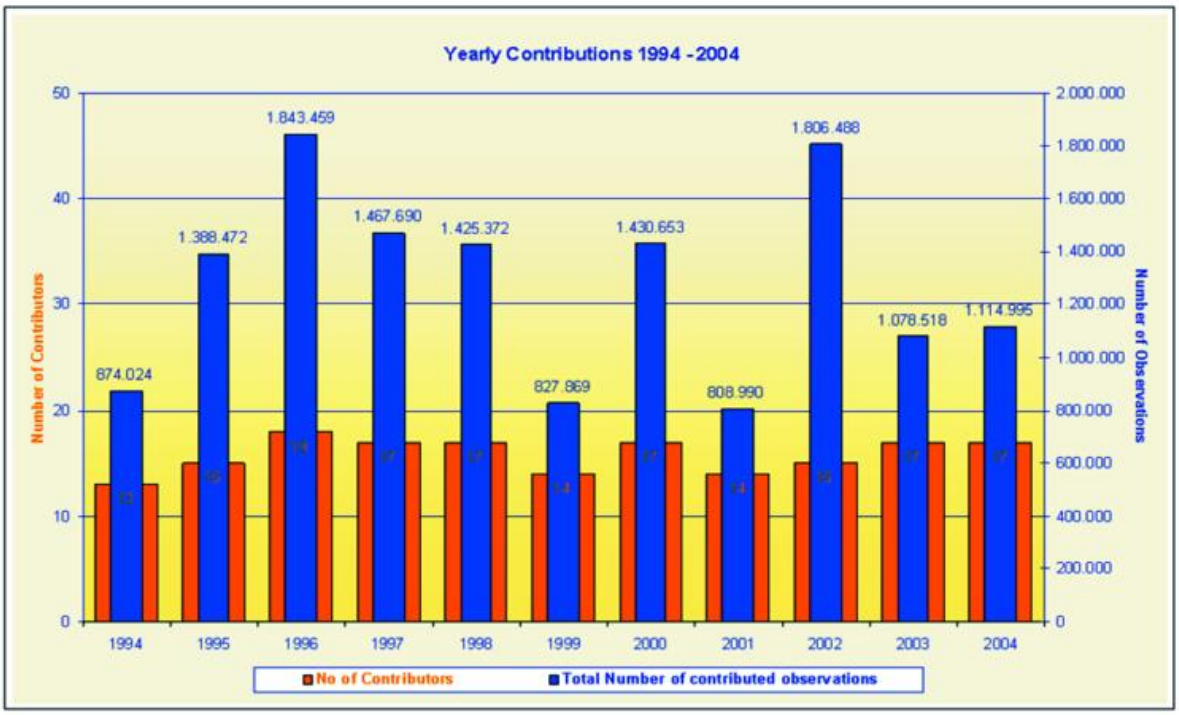


Abb. 3 Jährliche Beiträge an das GCC, Datenmengen und Anzahl der Beitragsländer (CM)

Schema des Datenmanagements im MCSS

In Abb. 4 ist das Datenmanagement der maritimen Wettermeldungen zusammenfassend dargestellt. Deutlich erkennbar ist das MCSS, auf der rechten Seite der Abbildung (grün), das den Nicht-Echtzeit-Zweig darstellt, sowie der World Weather Watch (WWW) -Teil, links in der Abbildung (blau), bei dem die Daten in Echtzeit über das Globale Telekommunikationssystem (GTS) geleitet werden.

Wie erläutert, werden die Daten, die auf See in meteorologische Tagebücher eingetragen oder auf Disketten gespeichert worden sind, im MCSS von den Hafendiensten, den Port Meteorological Officers (PMOs), nach Rückkehr der Schiffe an Bord abgeholt und in den weiteren Verarbeitungsablauf gegeben. Es folgen die Aufbereitungs- und Prüfprozesse bei den CMs, GCCs und RMs, bis die Daten in einem definierten Qualitätsniveau in die maritimen Archive aufgenommen und den Nutzern zur Verfügung gestellt werden. Die RMs wenden sie für die Erarbeitung der Summaries und weitere klimatologische Aufgabenstellungen an.

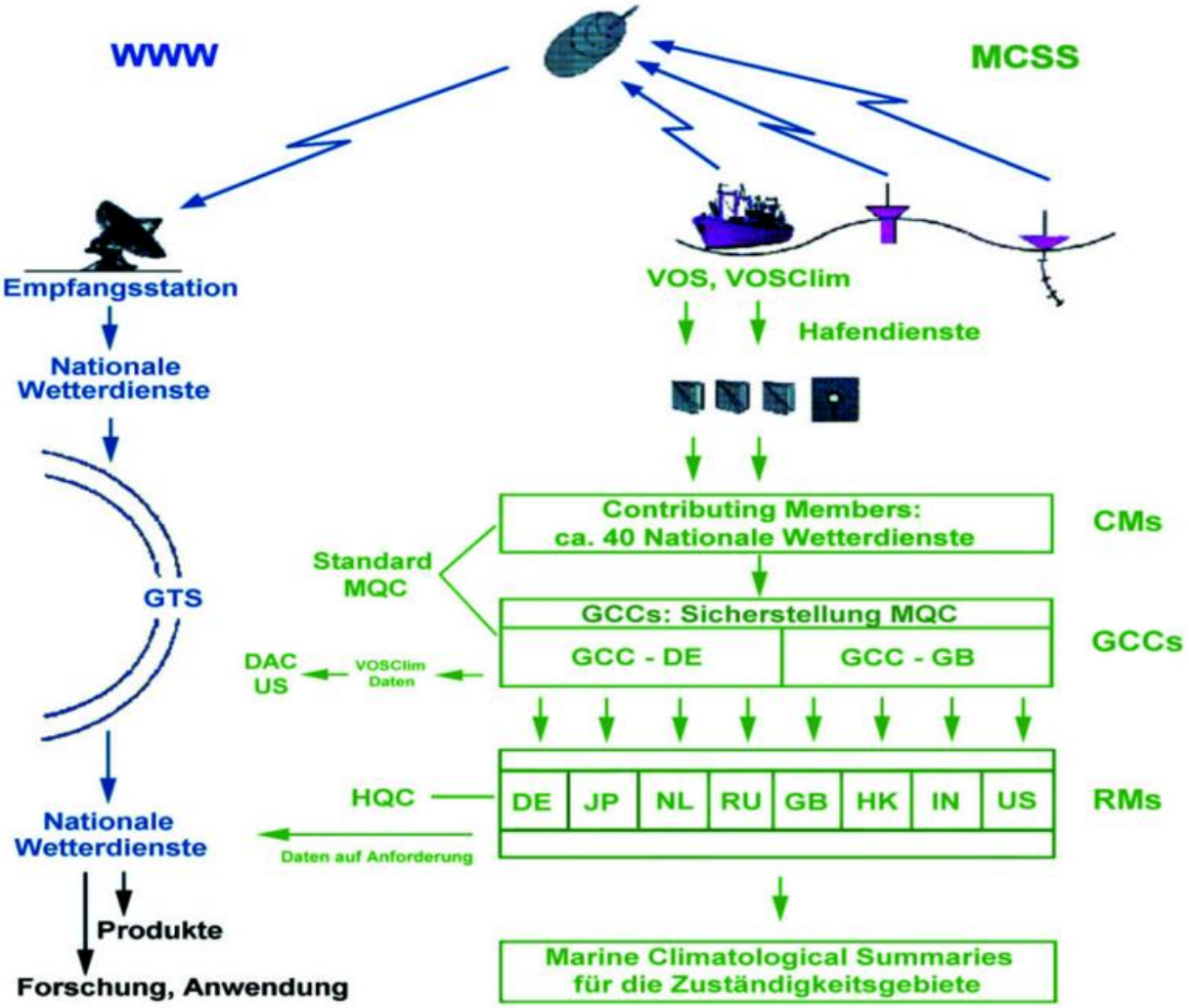


Abb. 4 Datenmanagement in MCSS und WWW

Erstellung maritimer Klimatologien im MCSS

Neben ihrem Beitrag zum Datenmanagement erarbeiten die Responsible Members im Rahmen des Marine Climatological Summaries Scheme maritime Klimatologien in international vereinbarter Form für ihre jeweiligen Zuständigkeitsgebiete und stellen sie den Diensten, vor allem den Contributing Members, zur Verfügung.

Die Form, in der diese Climatological Summaries zu erarbeiten und zu präsentieren sind, ist in den entsprechenden Richtlinien und Grundsatzdokumenten detailliert beschrieben.

Abb. 5 zeigt die Unterteilung des deutschen Zuständigkeitsgebiets in insgesamt 80 Felder, sog. Representative Areas. In Gebieten mit ausreichendem Datenaufkommen finden sich 5°x5° Felder; in den datenärmeren Gebieten des Südatlantiks wächst die Feldgröße hingegen bis auf 10°x20° an.

Während die Responsible Members anfangs sowohl jährliche als auch zehnjährliche Summaries erstellten, wurde der Standard später auf den Zehnjahresrhythmus festgelegt.

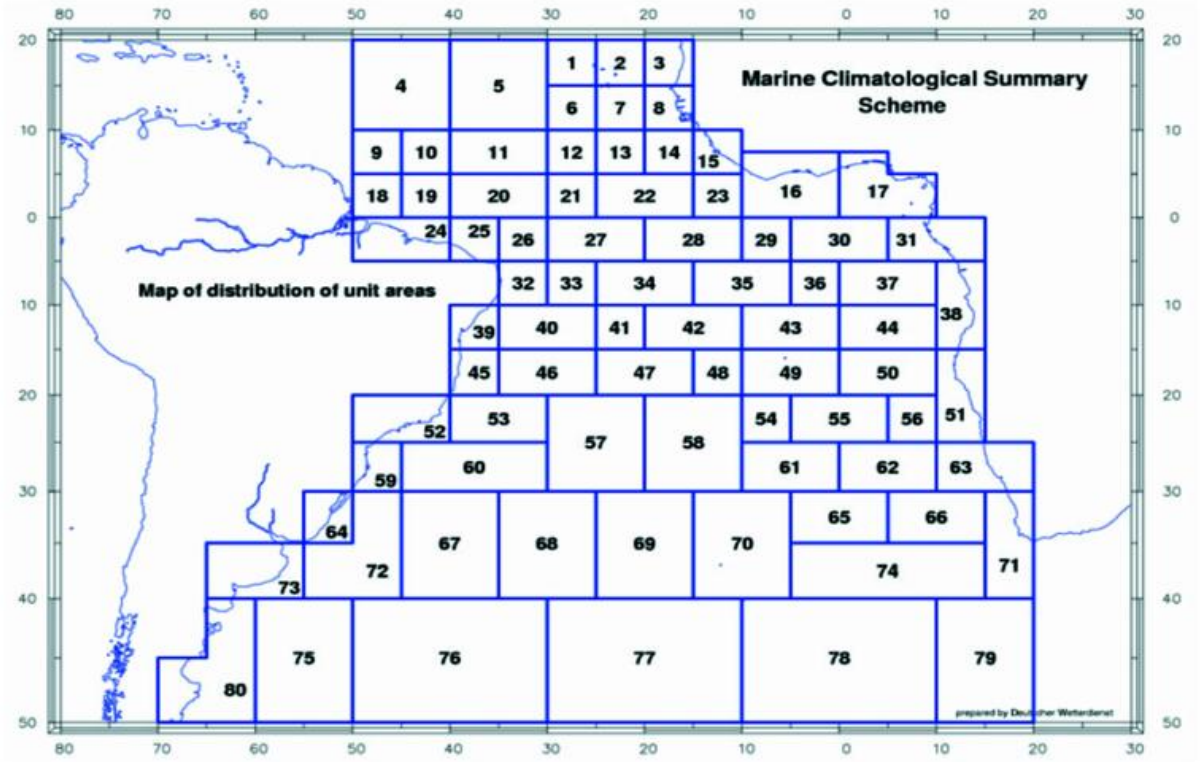


Abb. 5 Unterteilung des deutschen Zuständigkeitsgebiets in Representative Areas

Die Klimatologien umfassen über 20 meteorologische und ozeanographische Parameter. Dazu zählen: Wasser- und Lufttemperatur, Temperaturdifferenz Luft-Wasser, Taupunkt, Äquivalenttemperatur, Luftdruck, Windrichtung und -geschwindigkeit, Windsee und Dünung, Bewölkung, Wettererscheinungen während der Beobachtung etc. Es ist vereinbart worden, dass die Kartendarstellungen in der Merkatorprojektion erfolgen sollen. Ein Beispiel aus den Summaries 1991 - 2000 für das deutsche Zuständigkeitsgebiet ist in Abb. 6 gegeben.

Hier handelt es sich um die Karte der mittleren Wassertemperaturen im deutschen Zuständigkeitsgebiet im Januar, Bezugsperiode 1991 - 2000. In den Wertetripeln steht an oberster Stelle die jeweilige Anzahl der verwendeten Meldungen; in der Mitte der Mittelwert der Temperatur, unten befindet sich die Angabe der Standardabweichung.

In der Verteilung der Beobachtungsanzahlen der Representative Areas deuten sich grob die Hauptschifffahrtswege im deutschen Zuständigkeitsgebiet an.

Während bisher die Summaries in gedruckter Form herausgegeben wurden, stellt der Deutsche Wetterdienst mit der neuen Serie 1991 – 2000 den Vertriebsweg um und wird die Veröffentlichung künftig auf CD-ROM herausbringen. Dadurch wird den Nutzern ein wesentlich effizienteres Arbeiten mit den Informationen ermöglicht.

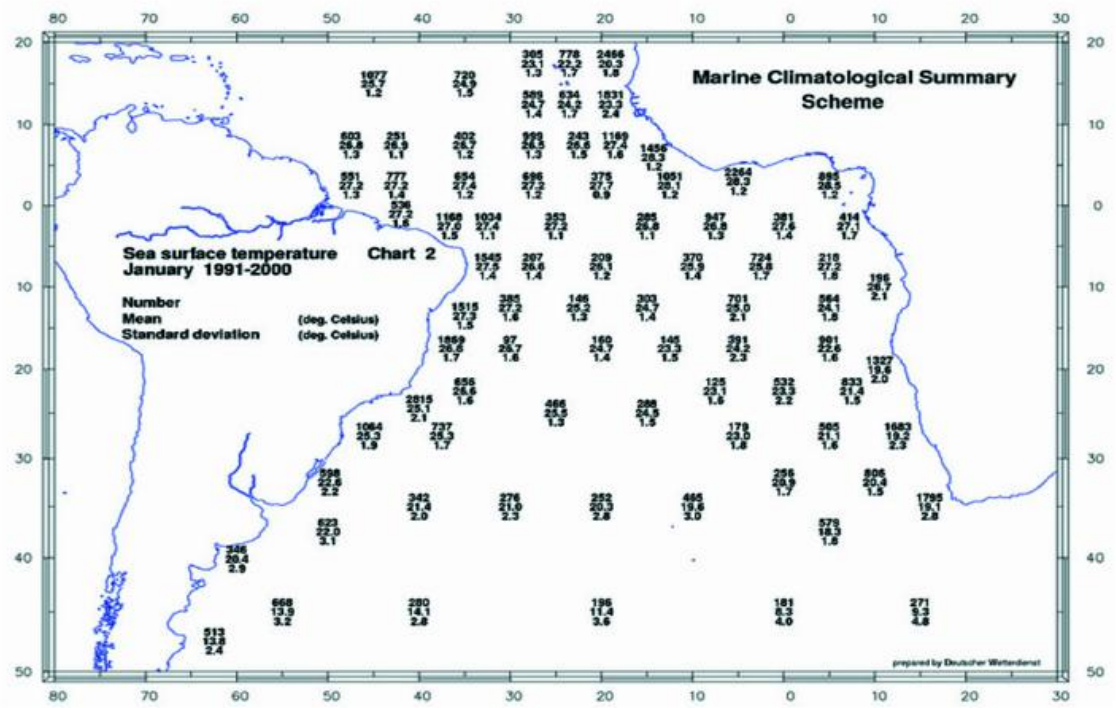


Abb. 6 Karte der Gesamtzahl der Beobachtungen, der mittleren Wassertemperaturen und Standardabweichungen in den Teilfeldern im Januar 1991 - 2000.

Zusammenfassung und Ausblick

Das Marine Climatological Summaries Scheme stellt ein System dar, in dem die seefahrenden Nationen in solidarischer Arbeitsteilung ein effizientes Management der maritimen Beobachtungsdaten organisieren, das, wie gezeigt, von der Erfassung an Bord über die Aufbereitung, Prüfung, Verteilung und Archivierung bis hin zur Bereitstellung in definiertem Qualitätsstandard reicht. Diese in situ beobachteten und gemessenen Daten bilden, vor allem in Verbindung mit den zugehörigen Metadaten, wie sie besonders im Zuge des Projektes VOSClim erhoben werden, eine wichtige Grundlage für eine Vielfalt von Anwendungen. Durch ein robustes und bereits über viele Jahrzehnte gleichbleibendes, auf Dauer angelegtes, nachvollziehbares Beobachtungs- und Managementsystem ist dieses Datenmaterial für die klimatologische Forschung und für die Klimaüberwachung von unschätzbarem Wert, wenn auch die Abdeckung der Ozeangebiete infolge der Konzentration auf den Bereich der Schifffahrtswege nicht gleichmäßig ist und an der Qualitätsverbesserung noch weiterhin gearbeitet wird.

Neben dem Datenmanagement ist die Erstellung der Summaries, also der standardisierten klimatologischen Auswertungen, ein wichtiger Aspekt im MCSS. Durch die regelmäßige Abfolge der Bearbeitungszeiträume lassen sich im Zusammenhang mit weiteren Informationsquellen nicht nur Statusbeschreibungen des Klimas herstellen, sondern es wird auch Material für die maritime Klimaüberwachung und -forschung bereit gestellt. Dazu plant der Deutsche Wetterdienst, seine MCSS-Ergebnisse, also die entsprechenden Klimaprodukte, Daten und statistischen Resultate, künftig auf elektronischen Datenträgern verfügbar zu machen. Über Art und Inhalt dieser Produkte sowie mögliche Anpassungen an die Bedürfnisse der Nutzer wird zur Zeit in den zuständigen internationalen Gremien, wie der JCOMM-Expertengruppe für Maritime Klimatologie, beraten. Damit ist sichergestellt, dass die breit gefächerten Kunden- und Nutzerbedürfnisse auch künftig im Fokus der Entwicklung des Marine Climatological Summaries Scheme stehen.

Literatur

WMO, CMM, Abridged Final Report of the Third Session, Utrecht, 1960
WMO, Fourth World Meteorological Congress, Geneva, 1963
WMO, Technical Regulations, WMO – No. 49, Volume I
WMO, Guide to Marine Meteorological Services, WMO – No. 471
WMO, Manual on Marine Meteorological Services, WMO – No. 558, Volume I

Testreferenzjahre von Deutschland für mittlere und extreme Witterungsverhältnisse TRY

M. Webs, T. Deutschländer, J. Christoffer

Für Deutschland sind neue Testreferenzjahre erstellt worden. Sie lösen die alten Testreferenzjahre aus dem Jahr 1985 ab.



Abb. 1 Titelbild der DWD-Vertöffentlichung "Testreferenzjahre von Deutschland für mittlere und extreme Witterungsverhältnisse TRY"

Bei den Testreferenzjahren handelt es sich um Datensätze ausgewählter meteorologischer Elemente für jede Stunde eines Jahres für verschiedene Regionen Deutschlands. Die Testreferenzjahre beinhalten den charakteristischen Witterungsverlauf eines kompletten Jahres. Sie basieren auf verschiedenen realen Witterungsabschnitten, die für alle Testreferenzjahre bzw. für jede Region identisch sind. Die Witterungsabschnitte wurden so ausgewählt, dass die Jahreszeitenmittelwerte der einzelnen Wetterelemente (insbesondere Lufttemperatur und Luftfeuchte) an den Repräsentanzstationen möglichst gut mit den dreißigjährigen Mittelwerten übereinstimmen. Mit Glättungs- und Interpolationsverfahren wurden die Daten aus den verschiedenen Witterungsabschnitten geeignet aneinander angepasst. Für diese jahreszeitenmittelwerttreuen Testreferenzjahre wurde das Bundesgebiet in 15 Regionen unterteilt, d.h. es existieren 15 verschiedene Datensätze als Testreferenzjahre für Deutschland.

Diese zyklischen Datensätze für ein komplettes Jahr wurden primär für die Heizungs-, Lüftungs- und Klimatechnik entwickelt.

Sie liefern die klimatologische Randbedingung zur Simulation von heiz- und raumlufttechnischen Anlagen und des thermischen Verhaltens von Gebäuden und haben sich in den letzten 15 Jahren als Grundlage für entsprechende Simulationsrechnungen bewährt. Die TRY-Daten können darüber hinaus für die Simulation anderer technischer und nichttechnischer Systeme verwendet werden, die in vergleichbarer Weise von meteorologischen Elementen abhängen, z.B. für Fragen zur Anwendung der Solarenergie.

In der neuen DIN 4710 (Januar 2003) werden die Testreferenzjahre als eine Grundlage zur Berechnung des Energiebedarfs von heiz- und raumlufttechnischen Anlagen aufgeführt. Auch in der DIN 2078 (Kühllastregel) wird auf diese Datensätze hingewiesen. Wie die Erfahrung mit den alten Testreferenzjahren gezeigt hat, verführt die Existenz eines repräsentativen stündlichen Wetterdatensatzes aber dazu, diese Daten auch für Fragestellungen zu verwenden, für die sie nicht geeignet sind.

So wurden die alten Testreferenzjahre u.a. benutzt für Untersuchungen zum sauren Regen und zum Schlagregen an Bauwerken, zur Bestimmung des Regeneintrags an Deponiestandorten oder zur Berechnung von Windenergiepotentialen. Auch für Untersuchungen zum kombinierten Einsatz von Solar- und Windenergie an einem Standort sind die Testreferenzjahre ungeeignet. Mit ihnen kann auch keine verlässliche Statistik zur Flautendauer hergeleitet werden. Ebenso wenig können die Testreferenzjahre für Simulationsrechnungen von Schadstofftransporten oder zur Ausbreitung von Kühlturmschwaden verwendet werden. Da die Testreferenzjahre für solche Anwendungszwecke ungeeignet sind, wären die aus diesen Daten gewonnenen Ergebnisse zweifelhaft. Jeder Anwender, der die TRY-Daten für andere Zwecke als für die eingangs beschriebenen Simulationsrechnungen verwendet, sollte daher zunächst die Verwendungsfähigkeit der Testreferenzjahre für sein Problem überprüfen.

Bis zur deutschen Vereinigung im Jahre 1990 war nur das Altbundesgebiet durch Testreferenzjahre abgedeckt. Schon kurz nach der Vereinigung wurde zwischen dem Deutschen Wetterdienst (DWD) und dem Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin ein Projekt zur Erstellung neuer Testreferenzjahre abgeschlossen.

Es wurde bewusst darauf verzichtet, die alten Testreferenzjahre lediglich auf die neuen Bundesländer auszudehnen. Stattdessen wurden die Testreferenzjahre für das gesamte Bundesgebiet nach dem aktuellen Stand von Wissenschaft und Technik neu erstellt. So wurde die der Auswahl von einzelnen Witterungsabschnitten zugrunde liegende Großwetterlagenklassifikation für die aktuellere Periode von 1961 bis 1990 (Klimanormalperiode der World Meteorological Organisation, WMO) durchgeführt. Eine bedeutsamere Neuerung stellt aber die Bestimmung der Strahlungsgrößen in den neuen Testreferenzjahren dar.

Da für die Bestrahlungsstärken der direkten Sonnenstrahlung, der diffusen Sonnenstrahlung, der terrestrischen Wärmestrahlung und der atmosphärischen Wärmestrahlung bei der Erstellung der alten Testreferenzjahre keine verwendbaren Messdaten vorlagen, wurden diese Größen seinerzeit mit einem empirischen Verfahren berechnet. Zwischenzeitlich ist das Strahlungsmessnetz des Deutschen Wetterdienstes auf 42 Stationen ausgebaut worden, so dass für die neuen Testreferenzjahre an vielen Repräsentanz- oder geeigneten Nachbarstationen für die meisten verwendeten Witterungsabschnitte Messdaten der direkten und diffusen Sonnenstrahlung vorliegen. Für die verbleibenden Lücken in den kurzwelligen Strahlungsmessdaten sowie für die Wärmestrahlung konnten nunmehr geeignetere Berechnungsverfahren verwendet werden als für die alten Testreferenzjahre. Dadurch ist die Qualität der Strahlungsdaten in den neuen Testreferenzjahren wesentlich besser geworden.

Gegenüber dem bisherigen Testreferenzjahr wurde im neuen Testreferenzjahr bei der Auswahl der Klimaelemente auf die stündlichen Daten der Niederschlagshöhe, der Beleuchtungsstärke und des vektoriellen Zehnminutenmittels der Windgeschwindigkeit verzichtet. Diese drei Elemente sind für die eingangs beschriebenen Anwendungszwecke der Heizungs- und Klimatechnik von vernachlässigbarer Bedeutung. Anwender, die dennoch an Daten der Beleuchtungsstärke interessiert sind, können diese Daten mit dem in der Veröffentlichung zu den Testreferenzjahren vorgestellten Verfahren selbst abschätzen. Durch den Verzicht dieser Elemente wird zudem die oben aufgeführte nicht sachgerechte Verwendung der Testreferenzjahre eingeschränkt. Andererseits enthalten die neuen Testreferenzjahre zusätzlich zur relativen

Feuchte auch den Wasserdampfgehalt der Luft, der in der Meteorologie als Mischungsverhältnis bezeichnet wird.

Um die räumliche Variabilität der meteorologischen Elemente in Deutschland hinreichend genau zu erfassen, betreibt der Deutsche Wetterdienst ein Klimamessnetz mit ca. 600 über das ganze Bundesgebiet verteilten Stationen. Eine derart große Anzahl von TRY-Datensätzen wäre für die Anwender unübersichtlich und würde einen erheblichen Kostenfaktor darstellen. Aus diesen Gründen gab es bei den alten Testreferenzjahren vereinzelt Kundenwünsche nach nur einem einzigen für das ganze Bundesgebiet repräsentativen Testreferenzjahr. Tatsächlich war das Altbundesgebiet in 12 TRY-Regionen eingeteilt. Durch die Einbeziehung der neuen Bundesländer ist der kontinentale Einfluss vom Osten her zu allen Jahreszeiten bei fast allen meteorologischen Elementen verstärkt festzustellen und in einer entsprechenden Regionalisierung zu berücksichtigen. Als Kompromiss zwischen einer optimalen Darstellung der Klimavariabilität in Deutschland und einer angestrebten Kostenminimierung für die Anwender wurde das Bundesgebiet in 15 TRY-Regionen aufgeteilt.

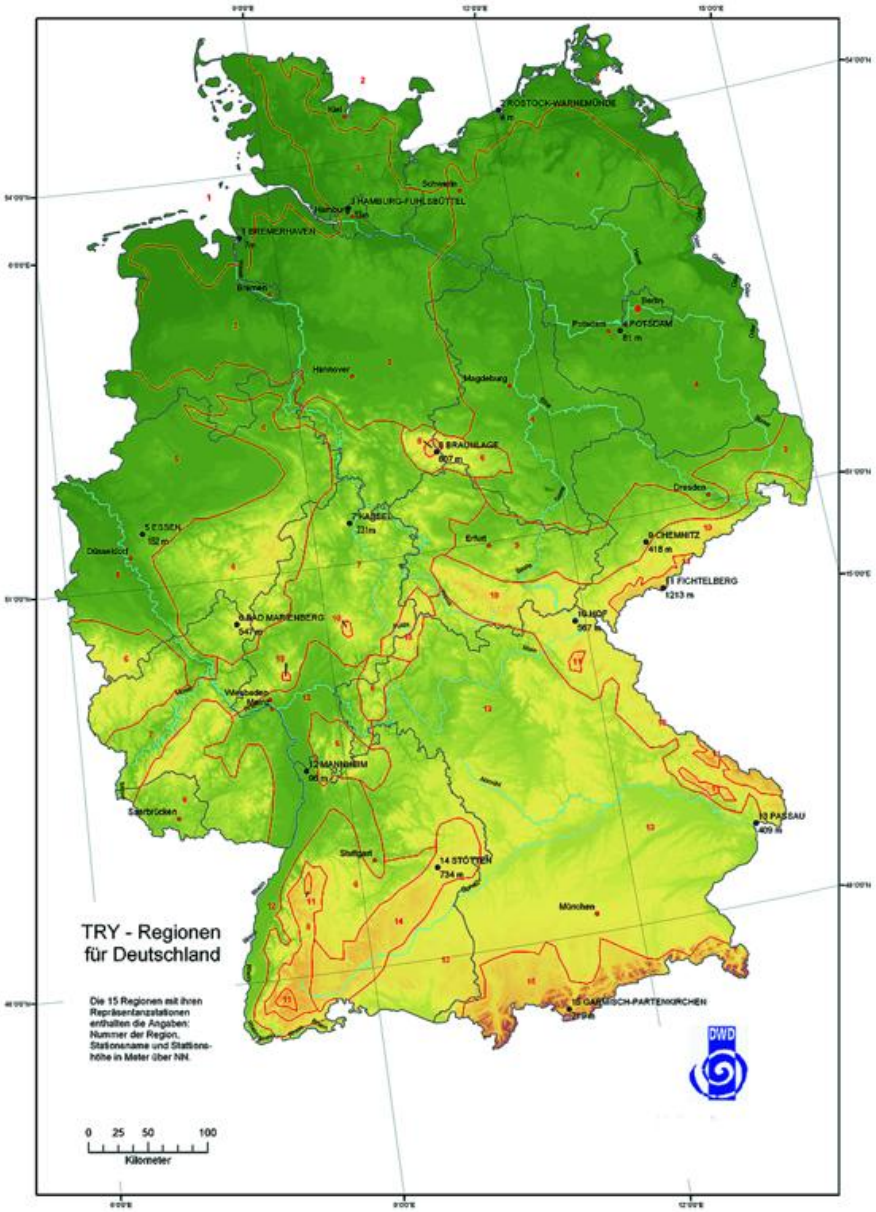


Abb. 2 Karte der 15 Referenzregionen der TRY

Die räumliche Variabilität der Gesamtheit aller monatlichen und jahreszeitlichen Mittelwerte der wichtigsten Klimaelemente aus dem Zeitraum von 1961 bis 1990 wird mit mathematischen Methoden wie der Faktoren- und Clusteranalyse untersucht. Aus den Ergebnissen erfolgt die Einteilung des Bundesgebietes in TRY-Regionen. Hierbei ist die Temperatur mit Mittelwert, Maximum und Minimum dreimal vertreten, was auch im Sinne einer besonderen Berücksichtigung erwünscht ist. Mit den sonst gebräuchlichen Karten für jeweils ein Klimaelement ist die hier gefundene Gebietseinteilung nicht zu vergleichen. In Detailfragen jedoch können alle Karten, wie sie der Deutsche Wetterdienst anbietet, ergänzend verwendet werden (MÜLLER-WESTERMEIER et al., 1999).

Bei der Anwendung der Testreferenzjahre ist zu beachten, dass einzelne Klimaelemente in den Regionen, die große Höhenunterschiede aufweisen, mit höhenabhängigen Korrekturfaktoren zu versehen sind. Es handelt sich um die Temperatur und den Wasserdampfgehalt. Andere Parameter wie z.B. der gesamte Strahlungskomplex werden nicht korrigiert, obgleich die Höhenlage und die unmittelbare Umgebung (Tallage oder Hanglage und Geländeorientierung) erheblichen Einfluss haben können. Da die lokalen Windverhältnisse entscheidend durch die Oberflächenbeschaffenheit und das Relief vor Ort beeinflusst werden, sind der Übertragbarkeit von Winddaten von einer Repräsentanzstation auf andere Standorte enge Grenzen gesetzt. Außerdem hängt die Windgeschwindigkeit entscheidend von der Höhe über Grund ab. Ein allgemein gültiger Korrekturansatz für die Winddaten aus dem Testreferenzjahr ist daher nicht möglich. Den örtlichen Gegebenheiten angepasste meteorologische Daten könnten im Einzelfall aus kleinskaligen Modellrechnungen oder regionalen Feldmessungen gewonnen werden.

Die Auswahl realer Witterungsabschnitte für den Jahresablauf in den TRY-Datensätzen soll das natürliche Verhalten der meteorologischen Elemente möglichst unverändert lassen. Die auf einer Großwetterlagenanalyse basierende Auswahl der häufigsten Wetterlagen mit typischen Vorgängern und Nachfolgern liefert repräsentative Witterungsabschnitte, die als externe Bedingung für die mehrtägige Anpassung von Heizungs-, Lüftungs- und Klimaanlagen und von Gebäuden verwendet werden können. Jedoch kann ein so zusammengesetzter, individueller Jahresablauf nicht die vollständige Variationsbreite der ausgewählten Klimaelemente von 30 Jahren (hier von 1961 bis 1990) repräsentieren. Extreme Wetterlagen, die für besondere Auslegungsfragen verwendet werden müssen, sind hier nicht berücksichtigt. Die Zeitabschnitte für die Testreferenzjahre wurden so ausgewählt, dass die TRY-Daten in Bezug auf die meteorologischen Jahreszeiten mittelwerttreu sind (und nicht unbedingt in Bezug auf die Quartale). Der meteorologische Frühling umfasst die Monate März, April und Mai, der meteorologische Sommer den Juni, Juli und August, der Herbst den September, Oktober und November und der meteorologische Winter den Dezember, Januar und Februar. Das heißt, dass die auf die Jahreszeiten bezogenen Mittelwerte der einzelnen Klimaelemente aus dem Testreferenzjahr - mit Ausnahme des Windes - möglichst gut mit den 30jährigen Jahreszeitenmittelwerten übereinstimmen.

Für die Auslegung raumlufttechnischer Anlagen für extreme Belastungen werden ebenfalls stündliche Wetterdaten benötigt. Für die Extremwertbetrachtungen wurden in Absprache mit den Bearbeitern der DIN 4710 (2003) keine neuen synthetischen

Wetterzyklen definiert, die u.a. die Gefahr von Verwechslungen in sich bergen. Es wurde auch bewusst kein Datensatz mit einem kompletten Jahr erzeugt, das aus einem extremen Sommer- und einem extremen Winterhalbjahr besteht. Stattdessen wurden aus realen Jahren sowohl eine extreme Winterperiode über 3 Monate (Dezember, Januar, Februar) und eine extreme Sommerperiode über 3 Monate (Juni, Juli, August) ausgewählt.

Da in der ersten Hälfte der 90er Jahre einige sehr heiße Sommer und 1995/96 ein sehr kalter Winter aufgetreten sind, wurde die Untersuchungsperiode für die Auswahl eines extremen Sommer- bzw. Winterdatensatzes gegenüber der sonst üblichen Periode von 1961 bis 1990 auf 1961 bis 1995 bzw. bis zum Winter 1995/96 ausgedehnt. Es wurde darauf verzichtet, den heißesten Sommer bzw. den kältesten Winter aus dieser Periode auszusuchen. Ferner sollten die Daten für jede der 15 Repräsentanzstationen aus demselben Sommer und demselben Winter mit allen real aufgetretenen Originalsituationen stammen. Zwar ist die Rangfolge der ausgewählten Sommer und Winter nicht an allen Stationen gleich, dafür ist durch die Datenauswahl aus identischen Jahren aber der räumliche Vergleich möglich.

Tabelle 11: Mittlere Lufttemperatur (°C) für die Monate, meteorologischen Jahreszeiten und das Jahr an den Repräsentanzstationen:
1.) aus den TRY-Daten, t (TRY)
2.) aus den Messdaten der 30jährigen Periode von 1961 bis 1990, t (30)
3.) Abweichungen voneinander, Δ t = t (TRY)-t (30)
(Die Abweichungen wurden aus den Daten selbst berechnet. In den Jahreszeiten zum Teil auftretende Diskrepanzen ergeben sich aus Rundungseffekten der ausgewiesenen Zahlen.)

	Bremerhaven			Rostock-Warnemünde			Hamburg-Fuhlsbüttel			Potsdam		
	t (TRY)	t (30)	Δ t	t (TRY)	t (30)	Δ t	t (TRY)	t (30)	Δ t	t (TRY)	t (30)	Δ t
JAN	3,3	1,1	2,2	2,4	0,2	2,2	2,6	0,5	2,1	1,8	-0,9	2,7
FEB	2,5	1,6	0,9	1,4	0,7	0,7	1,8	1,1	0,7	0,4	0,2	0,2
MRZ	3,7	4,1	-0,4	2,7	3,1	-0,4	2,7	3,7	-1,0	2,3	3,7	-1,4
APR	6,4	7,5	-1,1	4,6	6,3	-1,7	6,1	7,3	-1,2	6,9	8,0	-1,1
MAI	13,8	12,3	1,5	13,2	11,3	1,9	13,4	12,2	1,2	14,5	13,2	1,3
JUN	15,1	15,4	-0,3	15,8	15,0	0,8	15,0	15,5	-0,5	16,2	16,6	-0,4
JUL	16,7	16,8	-0,1	17,4	16,8	0,6	16,6	16,8	-0,2	17,9	17,9	0,0
AUG	16,5	16,9	-0,4	16,6	16,7	-0,1	16,3	16,6	-0,3	17,5	17,5	0,0
SEP	13,9	14,2	-0,3	13,9	13,9	0,0	13,0	13,5	-0,5	13,2	13,9	-0,7
OKT	10,2	10,3	-0,1	9,8	9,9	-0,1	9,6	9,7	-0,1	9,1	9,4	-0,3
NOV	5,9	5,6	0,3	5,5	5,3	0,2	5,1	5,1	0,0	4,8	4,2	0,6
DEZ	3,4	2,5	0,9	2,5	1,9	0,6	2,4	1,9	0,5	0,6	0,7	-0,1
Frühling	8,0	8,0	0,0	6,8	6,9	-0,1	7,4	7,7	-0,3	7,9	8,3	-0,4
Sommer	16,1	16,4	-0,3	16,6	16,2	0,4	16,0	16,3	-0,3	17,2	17,3	-0,1
Herbst	10,0	10,0	0,0	9,7	9,7	0,0	9,2	9,4	-0,2	9,0	9,2	-0,2
Winter	3,1	1,7	1,4	2,1	0,9	1,2	2,2	1,2	1,0	0,9	0,0	0,9
Jahr	9,3	9,0	0,3	8,8	8,4	0,4	8,7	8,6	0,1	8,8	8,7	0,1

	Essen			Bad Marienberg			Kassel			Braunlage		
	t (TRY)	t (30)	Δ t	t (TRY)	t (30)	Δ t	t (TRY)	t (30)	Δ t	t (TRY)	t (30)	Δ t
JAN	3,6	1,9	1,7	0,3	-1,6	1,9	1,9	0,2	1,7	-0,8	-2,2	1,4
FEB	3,1	2,5	0,6	-0,5	-0,9	0,4	0,8	1,2	-0,4	-0,8	-1,8	1
MRZ	4	5,1	-1,1	0,7	2,2	-1,5	2,8	4,4	-1,6	-0,7	0,7	-1,4
APR	6,2	8,5	-2,3	3,8	5,8	-2	6	8,3	-2,3	3	4,6	-1,6
MAI	14,5	12,9	1,6	12,6	10,6	2	13,9	12,9	1	11,1	9,6	1,5
JUN	15,2	15,7	-0,5	13,1	13,4	-0,3	15,2	16	-0,8	12,3	12,8	-0,5
JUL	16,3	17,4	-1,1	14,3	15,3	-1	16,9	17,5	-0,6	14	14,2	-0,2
AUG	17,1	17,2	-0,1	15,6	15	0,6	17,4	17,2	0,2	14,1	14,1	0
SEP	13,3	14,4	-1,1	10,9	11,9	-1	12,9	13,9	-1	10,2	11	-0,8
OKT	11,1	10,7	0,4	7,7	7,8	-0,1	9,4	9,6	-0,2	7,3	7,2	0,1
NOV	5,8	5,7	0,1	2,9	2,6	0,3	4,8	4,5	0,3	2,2	2	0,2
DEZ	2,7	2,9	-0,2	-0,9	-0,3	-0,6	1	1,4	-0,4	-1,4	-1,1	-0,3
Frühling	8,2	8,8	-0,6	5,7	6,2	-0,5	7,6	8,5	-0,9	4,5	5	-0,5
Sommer	16,2	16,8	-0,6	14,3	14,6	-0,3	16,5	16,9	-0,4	13,4	13,7	-0,3
Herbst	10,1	10,3	-0,2	7,1	7,4	-0,3	9,1	9,3	-0,2	6,6	6,7	-0,1
Winter	3,1	2,4	0,7	-0,4	-0,9	0,5	1,2	0,9	0,3	-1	-1,7	0,7
Jahr	9,4	9,6	-0,2	6,7	6,8	-0,1	8,6	8,9	-0,3	5,9	5,9	0

Abb. 3 Auszug aus der DWD-Veröffentlichung Testreferenzjahre (Tabelle 11: Vergleich der langjährigen Mittelwerte der mittleren Lufttemperatur mit den mittleren Lufttemperaturen aus den TRY-Datensätzen an den Repräsentanzstationen)

Als Bezugszeitraum für den extremen Winterdatensatz wurde der Dezember 1984 bis Februar 1985 bestimmt, der an den meisten Stationen am zweit- bzw. drittkältesten war. Nur an den hochgelegenen Repräsentanzstationen nimmt dieser Winter eine hintere Position ein (5. bis 7. Rang). Für den Sommerdatensatz wurde der Juni bis August 1983 bestimmt, der an den meisten Stationen den zweiten, dritten oder vierten Rang einnimmt.

Im Laufe des letzten Jahres ist bei Gesprächen zwischen Anwendern und den Meteorologen im Deutschen Wetterdienst ist festgelegt worden, dass die TRY ergänzt werden. Diese Ergänzung besteht aus einem Datensatz eines mittleren extremen Sommerhalbjahres (April bis September) und eines mittleren extremen Winterhalbjahres (Oktober bis März).

Der Deutsche Wetterdienst wird diese Datensätze so bald wie möglich bereitstellen.

Nähere Informationen finden Sie unter www.dwd.de/TRY. Hier sind auch die Ansprechpartner genannt, wenn Sie die TRY erwerben wollen.

Literatur

Christoffer, J., Deutschländer, T., Webs, M. 2004 Testreferenzjahre von Deutschland für mittlere und extreme Witterungsverhältnisse TRY, Selbstverlag Deutscher Wetterdienst, Offenbach

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

AATSR	Advanced Along Track Scanning Radiometer
ADM	Angular Distribution Models
AIRS	Advanced Infrared Sensor
AMBETI	Agrarmeteorologisches Modell zur Berechnung von Evaporation, Transpiration und Interzeption
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit
APOLLO	AVHRR Processing scheme over Clouds, Land and Ocean
ASOS	Automated Surface Observing System
ATOVS	Advanced TIROS Operational Vertical Sounder
ATSR	Along Track Scanning Radiometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BALTEX	Baltic Sea Experiment
BRDF	Bi-directional Reflectance Distribution Function
BSRN	Baseline Surface Radiation Network
BUFR	Binary Universal Form for the Representation of Meteorological Data
CCSP	Climate Change Science Program
CDR	Climate Data Record
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CFC	Cloud Fraction Cover
CHAMP	Challenging Minisatellite Payload for Geophysical Application
CLASS	Comprehensive Large Array-data Stewardship System
CLIVAR	Climate and Variability and Prediction Project
CM	Cloud Mask / Contributing Member
CM SAF	SAF on Climate Monitoring
CMAP	CPC Merged Analysis of Precipitation
CMIS	Conical Microwave Imager Sounder
CMM	Commission for Maritime Meteorology, WMO
COT	Cloud Optical Thickness
CPC	Climate Prediction Centre
CPH	Cloud Phase
CRU	Climate Research Unit (University of East Anglia)
CTH	Cloud Top Height
CTT	Cloud Top Temperature
CTY	Cloud Type
Cu cong	Cumulus congestus
CWP	Cloud Water Path
DAK	Doubling-Adding KNMI
DEKLIM	Deutsches Klimaforschungsprogramm/German Climate Research Programme
DIARAD	Differential Absolute Radiometer
DLR	German Aerospace Centre
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
DWD	Deutscher Wetterdienst (German MetService)
ECC	European Cloud Climatology
ECMWF	European Centre for midrange weather forecast
ECV	Essential Climate Variable
EGPM	European contribution to GPM
ENVISAT	Environmental Satellite
EOS	Earth Observing System
EPS	European Polar System
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
ERS	Earth Research Satellite
EUMETCast	EUMETSAT´s Data Distribution System
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
FAO	Food and Agriculture Organization (UN)
FCDR	Fundamental CDR
FMI	Finnish Meteorological Institute

FOP	Full Operations Phase
FTP	File Transfer Protocol
GADS	Global Aerosol Data Set
GCC	Global Collecting Centres
GCOS	Global Climate Observing System
GDP	GOME Data Processor
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
GHCN	Global Historical Climatology Network
GME	Global Model Extended
GMES	Global Monitoring of the Environment and Security
GOES	Global Observation Earth Satellite
GOE-SS	Group of Earth Observation – System of Systems
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GPM	Global Precipitation Mission
GPS	Global Positioning System
GRAS	GPS Receiver for Atmospheric Sounding
GRM SAF	SAF on GRAS Meteorology
GTOPO	Global Topographic Data Set
GTS	Global Telecommunication System
GUAN	GCOS Upper Air Network
HCP	Humidity Composite Product
HDF5	Hierarchical Data Format
HIRS	High Resolution Infrared Sounder
HLW	Layered water vapour
HQC	High Quality Check
HRPT	High Resolution Picture Transmission
HSH	Specific humidity and temperature at pressure levels
HTW	Vertical Integrated water vapour information
IASI	Infrared Atmospheric Sounder Interferometer
ICSU	International Council for Science
IGBP	International Geosphere-Biosphere Programme
IMMT	International Maritime Meteorological Tape Format
IOP	Initial Operations Phase
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IRW	Infrared Window
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
IT	Information Technology
JMA	Japan Meteorological Agency
KNMI	Konijklik Netherland Meteorological Institute
LibRadTran	Library for Radiative Transfer
LSA SAF	SAF on Land Surface Analysis
LPW	Layered Precipitable Water Vapour
LUT	Look-up table
MCSS	Marine Climatological Summaries Scheme
MeteoSwiss	National Weather Service of Switzerland
METOP/ EUMETSAT	Meteorological Operational Satellite Program
MHS	Microwave Humidity Sensor
MIPAS	The Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding (ENVISAT)
MLB	Modified Lambert-Beer
MODIS	Moderate-resolution Imaging Spectrometer
MSG	Meteosat Second Generation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NDVI	Normalised Differential Vegetation Index
NESDIS	National Environmental Satellite Data and Information Service (USA)
NEXRAD	NOAA Next Generation Weather Radar

NILU	Norwegian Institute for Air Research
NIMBUS	Meteorological Research Satellites Series
NMHS	National Meteorological and Hydrological Service
NOAA	National Oceanic & Atmospheric Administration
NPOESS	National Polar-Orbiting Operational Environmental Satellite System
NPP	NPOESS Preparatory Program
NVAP	NASA Water Vapor Project
NVAP - NG	NASA Water Vapor Project New Generation
NWC SAF	SAF on Support to Nowcasting and Very Short Range Forecasting
NWP	Numerical Weather Prediction
NWP SAF	SAF on Numerical Weather Prediction
O3M SAF	SAF on Ozone Monitoring
OLE	Operations Leading Entity
OPAC	Optical Properties of Aerosols and Clouds
OSI SAF	SAF on Ocean and Sea Ice
PAR	Photosynthetic Active Radiation
PATMOS	Pathfinder Atmosphere
PMO	Port Meteorological Officers
POES	Polar Orbiting Environmental Satellites
POLDER	Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances
ppbv	parts per billion volume
pptv	parts per trillion volume
PSC	Polar Stratospheric Cloud
QBO	Quasi Biennial Oscillation
QC	Quality Control
RA VI	Regional Association VI of WMO
RCC	Regional Climate Centre
RDCC	Regional Dobson Calibration Centre
RM	Responsible Member
RMDCN	Regional Meteorological Data Communication Network
RMIB	The Royal Meteorological Institute Of Belgium
RMS	Root mean square
ROSE	Global 3D-Chemistry-Transport Model
RS90	Radiosonde Type
RTM	Radiative Transfer Model
RTTOV	Radiative Transfer for TOVS
SAF	Satellite Application Facility
SAGE	Stratospheric Aerosol and Gas Experiment
SAL	Surface Albedo
SBUV	Solar Backscatter Ultraviolet
ScaRaB	The Scanner for Radiation Budget
SCIAMACHY	Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography
SDL	Surface downward long-wave radiation
SDS	Scientific Data Stewardship
SEVIRI	Scanning Enhanced Visible and Infrared Imager
SHDOM	Spherical Harmonics Discrete Ordinate Model
SIS	Surface incoming short-wave radiation
SMAC	Simplified Method for Atmospheric Correction
SMHI	Swedish Meteorological Institute
SNL	Surface net long-wave radiation
SNS	Surface net short-wave radiation
SOL	Surface outgoing long-wave radiation
SRB	Surface radiation budget
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
TCDR	Thematic CDR
TET	Emitter thermal radiative flux at the top of the atmosphere
TIS	Incoming solar radiative flux at the top of the atmosphere
TMI	The Tropical Rainfall Measuring Mission´s (TRMM) Microwave Imager
TOMS	Total Ozone Mapping Sensor

TOVS	TIROS Operational Vertical Sounding
TPW	Total Precipitable Water Vapour
TRS	Reflected solar radiative flux at the top of the atmosphere
TRY	Test Reference Year
UARS	Upper Atmosphere Research Satellite
UMARF	Unified Meteorological Archive and Retrieval Facility
UNEP	United Nations Environment Programme
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
UNFCCC	United Nation Framework Convention on Climate Change
URL	Universal Resource Locator
UTC	Universal Time Co-ordinated
VAPIC	Water Vapor Profiling Inter-Comparison Campaign at SIRTA
VASClimO	Variability Analysis of Surface Climate Observations
VIRGO	Variability of Solar Irradiance and Gravity Oscillations
VOS	Voluntary Observing Ship
VOSClim	Voluntary Observing Ship Climate Subset Project
VTT	Technical Research Centre of Finland
WCRP	World Climate Research Program of WMO
WDC	World Data Centre
WDC-RSAT	World Data Centre for Remote Sensing of the Atmosphere
WMO	World Meteorological Organisation
WWW	World Wide Web

Autorenverzeichnis

Name	Anschrift	E-Mail
Dr. Bates, John J.	NCDC Asheville, NC 28801 – 5001 USA	john.j.bates@noaa.gov
Dr. Beck, Christoph	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	christoph.beck@dwd.de
Dr. Bissolli, Peter	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	peter.bissolli@dwd.de
Dr. Bittner, Michael	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt Oberpfaffenhofen 82234 Weßling	michael.bittner@dlr.de
Claude, Hans-Jürgen	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	hans.claude@dwd.de
Dr. Dewitte, Steven	Royal Meteorological Institute Belgium 3, bav: Circulaire B - 1180 Bruxelles/ Belgium	steven.dewitte@oma.be
Dr. Dittmann, Ernst	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	ernst.dittmann@dwd.de
Dr. Dotzek, Nikolai	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt Oberpfaffenhofen 82234 Weßling	nikolai.dotzek@dlr.de
Hechler, Peer	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	peer.hechler@dwd.de
Dr. Hollmann, Rainer	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	rainer.hollmann@dwd.de
Karlsson, Karl-Göran	Swedish Meteorological and Hydrological Institute Folksborgsvaegen 1 S - 60176 Norrköping/ Sweden	karl-goran.karlsson@smhi.se
Köhler, Ulf	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	ulf.koehler@dwd.de
Lefebvre, Christiana	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 76 20359 Hamburg	christiana.lefebvre@dwd.de

Löpmeier, Franz Josef	Deutscher Wetterdienst Bundesallee 50 38116 Braunschweig	franz-josef.loepmeier@dwd.de
Dr. Meerkötter, Ralf	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt Oberpfaffenhofen 82234 Weßling	ralf.meerkoetter@dlr.de
Meyer-Christoffer, Anja	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	anja.meyer-christoffer@dwd.de
Müller-Westermeier, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	gerhard.mueller-westermeier@dwd.de
Nitsche, Helga	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	helga.nitsche@dwd.de
Dr. Rudolf, Bruno	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	bruno.rudolf@dwd.de
Dr. Schüller, Lothar	EUMETSAT Am Kavalleriesand 31 64295 Darmstadt/ Germany	schueller@eumetsat.de
Dr. Schulz, Jörg	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	joerg.schulz@dwd.de
Ullrich, Rolf	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	rolf.ullrich@dwd.de
Webs, Monika	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	monika.webs@dwd.de
Werscheck, Martin	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	martin.werscheck@dwd.de
Zöllner, Reinhard	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 76 20359 Hamburg	reinhard.zoellner@dwd.de

Impressum

Deutscher Wetterdienst
Referat „Satellitengestütztes Klimamonitoring“
Kaiserleistr. 29/35
Postfach 10 04 65
63004 Offenbach
Stand Mai 2005

Redaktion:

Martin Werscheck
e-mail: martin.werscheck@dwd.de

Patricia Willing
e-mail: patricia.willing@dwd.de

Index

A

Abstrahlung 15
thermische 15
aerosol climatology 58
Aerosole 17
Albedo 15, 22, 44, 56, 58, 64, 65
broadband 56, 57
broadband TOA 58
kurzwellige 15
land surface 64
narrowband 57
planetary 44
sea ice 65
single scattering 58
surface 56
Altweibersommer 107
archive 82
common 82

B

Baseline Area 45
Bodenfeuchte 110
Bodentemperatur 106
Bow Echo 173

C

calibration 12, 74
calibrations coefficients 83
centre 82
operational 82
Chlor 119
climate data record 74
thematic 74
climate data records 11, 89
thematic 89
Climate Variables 87, 89
Essential 87, 89
Cloud Cover 46
cloud droplet effective 51
Cloud Liquid Water Path 53
Cloud Mask 46
Cloud Optical Thickness 51
Cloud Phase 50
Cloud Top Temperature 49
Cloud Type 47
Comprehensive Large Array-data Stewardship System 7

D

data records 37
data stewardship program 7
Derecho 173
Dobson-Absorptionskoeffizient 156
Downburst 171, 173

E

Eisbildung 105
Eisheilige 101, 106, 107
Energiebilanz 15, 143
Energiehaushalt 143
der Atmosphäre 143
energy budget at the Top Of the earth's Atmosphere (TOA) 67
environmental data 9
Erwärmungstrend 160
Evapotranspiration 22
Extremniederschläge 137
Extremwertkarte 100

F

Frostschäden 106
F-Skala 171
Full Operations Phase 54

G

gauge-measuring error 168
GCOS principles 87
Gesamtozonmessungen 155
Gesamtozon-Spektrophotometer 154
Gewitter 101
sommerliche 101
Gewitterfallböen 171
Globalstrahlung 93
greenhouse gas 44, 73
Großtrombe 172

H

Hagel 109, 137
Hagelschlag 107, 137
historical data sets 88
Hitzewelle 23
Hundstage 107
hydrological cycle 73, 188

I

inter-calibration 12, 74

J

Jetstream 120

K

Kalibriersystem 154
globales 154
Kondensationskeime 17
Kulisseneffekte 29

M

Mesozyklone 173
Messnetz Dobson 154

N

Naturkatastrophen 98
neural network algorithms 76
Niederschlag 93
Niederschlagshöhe 94
Tornado 95
unterdurchschnittliche 94
Nowcasting 32
Nullschicht 120

O

optimum interpolation 77
Orkanböe 109
Ostwindperiode 129
sommerliche 129
Ostwindperioden 129
sommerliche 129
Ostwindzirkulation 131
Ozon 16, 20
stratosphärische 20
Ozonabbau 16
Ozon-Höhenverteilung 118
Ozonloch 16, 121
antarktische 121
Ozonmessnetz 155
Ozonopause 119
Ozonschichtdicke 118
mittlere 118
Ozonschicht-Temperatur 156
Ozontrend 21

P

Photosmog 16
Pilzinfektion 109
precipitable water 75
Layered 75
Total 75
Precipitation Normals 164
Monthly 164
precipitation total 188
mean monthly 188
precipitation-data 181
Globally gridded 181

R

radiation 67
radiosonde 79
Radiosondendaten 150
relative humidity 75
reprocessing 9
re-processing 88

S

Satellitenwetter 149
Schneedecke 101
Scientific Data Stewardship 8, 10
solar incoming radiation 56
solar radiation 67
incoming 67
reflected 67
Sommertag 101
Sommertage 159
Sonnenschein 93
Sonnenscheindauer 93
Sonnenstrahlung 200
diffuse 200
direkte 200
split-window 23
Starkregen 109
Stickoxide 16
Strahlungsantrieb 20
Strahlungsbilanz 17, 147
Strahlungshaushalt 24
Strahlungsmessnetz 200
Stratosphärenwolken 16
Sturmflut 104
Sturmtief 104
Südpolarwirbel 121
sunglint 47
Superzelle 173
Superzellentornados 173
surface albedo 56
surface outgoing longwave 56
surface downwelling longwave radiation 56
surface radiation budget 55
Surface radiation fluxes 58
Surface Radiation Network 60

T

Tagesniederschlag 159
Testreferenz- jahre 199
Thermopluviogramm 93
thresholding technique 46
multi-spectral 46
Tornado 104, 107, 171
Tornado-Häufigkeit 174
Total Precipitable Water 150
Treibhauseffekt 19, 20, 22
Tromben 171
Tropopause 119, 120
thermische 119, 120
Tropopausenbrüche 119
Tropopausenhöhe 118, 120
T-Skala 171

U

Unwetterereignisse 98, 137

V

Vegetationsindex 23
Vegetationsperiode 106
Vegetationsruhe 109
Voluntary Observing Ships 193

W

Wärmestrahlung 200
terrestrische 200
Wasserdampf 19
Wasserhosen 172
Wassertemperatur 105
Water vapour 73
web user interface 82
Weltdatenzentrums für Fernerkundung 14
Westwindzirkulation 129
Wetterlagenklassen 122
Wetterlagenklassifikation 122
objektive 122
Windhosen 172
Witterungsverlauf 94, 199
charakteristischen 199
Wolkenfelder 29
synthetischer 29
Wolkenklimatologie 24
Europäische 24

Z

Zirkulationsmuster 20
großräumige 20
Zyklus 119
solar 119

Gesamtübersicht der Artikel in den Klimastatusberichten 1997 - 2003

KSB 1997

Klimaüberwachung beim DWD -aktuelle Aktivitäten und Tendenzen-
P. Hechler

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland
P. Fuchs, G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Die Witterung in Deutschland im Jahre 1997
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Deutsche Küstengebiete
A. Lefebvre

Zwei außergewöhnlich starke Regenepisoden als Ursache des Oderhochwasers im Juli 1997
T. Fuchs, J. Rapp

Hydrometeorologische Aspekte des Sommerhochwassers der Oder 1997
G. Malitz, T. Schmidt

Niederschlagsmonitoring des Weltzentrums für Niederschlags-klimatologie im DWD
B. Rudolf

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Entwicklung des atmosphärischen Ozons
H. Claude, U. Köhler

Objektive Wetterlagenklassifikation
E. Dittmann

Phänologie
W. Trampf, W. Janssen

Klima aus erster Hand
S. Rösner

Aufbereitung langer meteorologischer Meßreihen für klimatologische Zwecke
J. Herzog, G. Müller-Westermeier

The Use of Satellite Data for Climatological Applications:The Satellite Application Facility on Climate Monitoring
P. Hechler, M. Werscheck

KSB 1998

Einwirkungen von Klimaänderungen auf die Ge-sundheit des Menschen in Mitteleuropa
G. Jendritzky

Beobachtete Trends der Lufttemperatur und der Niederschlagshöhe in Deutschland
J. Rapp

Ursachen der Lufttemperaturvariationen in Deutschland 1865 - 1997
A. Walter, C.-D. Schönwiese

Die mittleren klimatologischen Bedingun-gen in Deutschland (Teil II, Grasreferenzverdunstung)
G. Müller-Westermeier

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Die Witterung in deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Die phänologische Entwicklung
W. Trampf, W.Jansen

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude, W. Steinbrecht

Objektive Wetterlagenklassifikation
P, Bissolli, E. Dittmann

Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Auswertung von Gebietsniederschlägen für die Gesamt-Einzugsgebiete großer Fluss- systeme
B. Rudolf, J. Rapp

Starkniederschläge im Oktober
T. Fuchs J. Rapp, B. Rudolf, E. Dittmann, G. Müller-Westermeier

Niederschlagsanalysen des WZN am Bei-spiel des El Nino Ereignisses 1997/98
T. Fuchs, B. Rudolf, U. Schneider

Numerical Production of Climatic Maps for Parameters with Significant Correlation to Topography
G. Müller-Westermeier

Das Bioklima in Deutschland
G. Jendritzky

KSB 1999

Orkantief „Anatol" vom 3./4. Dezember 1999
Ch. Lefebvre

Orkantief Lothar vom 26.12.1999
G. Müller-Westermeier

Häufigkeit von Sturmböen in den letzten Jahren
U. Otte

Niederschlagsanalyse zum Pfingsthochwasser 1999 im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee
T. Fuchs, J. Rapp , B. Rudolf

Starkniederschlag in Deutschland - Messergebnisse, statistische Auswertungen, Schätzungen
G. Malitz

Kommen Westwetterlagen häufiger vor als früher ?
P. Bissolli

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil III)
G. Müller-Westermeier

Thermopluviogramm
E. Dittmann

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, G.Czeplak

Die Witterung in den deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Die agrarmeteorologische Situation
F.-J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung
W. Trampf

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude

Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E.Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Veränderungen der phänologischen Jahreszeiten
A. Menzel

Eine erweiterte Definition des Begriffes ‚Trend' in der Klimadiagnose
J. Rapp

Wie erkennt man signifikante Klimaänderungssignale?
F.-W. Gerstengarbe, H. Österle , P. C. Werner

Naturkatastrophen und Klimaänderung - Befürchtungen und Handlungsoptionen der Versicherungswirtschaft
G. Berz

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland
E. Dittmann

The GCOS Surface Network Monitoring Centre with special emphasis on Pre-cipitation at the Deutscher Wetterdienst (DWD)
S. Rösner

Training Workshop of the Satellite Application Facility on Climate Monitoring
P. Hechler

KSB 2000

Aerologischer Schichtaufbau der Atmosphäre und Trends über Lindenberg
U. Leiterer, H. Dier, W. Adam

Bodengebundene Fernerkundungssysteme zur Vertikalsondierung aerologischer Parameter für operationelle Anwendungen
H. Steinhagen

Routinemäßige aeroklimatologische Produkte des Deutschen Wetterdienstes
H. Nitsche

Geschichte der Aerologie in Deutschland
H. Nitsche, A. Jaeger

Trenduntersuchungen der Temperatur in 500 und 50 hPa für verschiedene Zeiträume ab 1961
H. Nitsche

Beobachtungen dynamischer und thermodynamischer Variablen in der Atmosphäre auf Basis von Radiosondenaufstiegen
A. Hense, R. Hagenbrock, M. Göber, F. Ament

Austausch von Luftmassen durch die Tropopause
Ebel, J. Kowol-Santen

Die Rolle der Stratosphäre für das Klimasystem
K. Labitzke

Trends in der Meso- und Thermosphäre
J. Bremer

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, A. Kreis

Die Witterung in den deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Monatliche Temperaturabweichungen vom Referenzzeitraum 1961-1990
R. Ullrich, J. Rapp

Die agrarmeteorologische Situation
F.-J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung
W. Trampf

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude

Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E. Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Extreme Niederschlagsdargebote aus Regen und Schneeschmelze für Deutschland
Th. Günther, H. Matthäus

Starkniederschläge im Herbst 2000 in Europa
T. Fuchs

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil IV)
Das Andauerverhalten der Schneedecke
M. Rachner, G. Schneider, H. Matthäus

Langzeitänderungen der Wassertemperatur an der deutschen Ostseeküste
P. Hupfer, B. Tinz

Langfristige Abnahme der Globalstrahlung
S. Trepte, P. Winkler

Vulkanismus und Klima
P. Bissolli

Probleme bei der Analyse von Klimatrends auf der Basis von Stationszeitreihen
J. Rapp

Projekt für freiwillig wetterbeobachtende Schiffe (VOS) Projekt: Klima Auswahl (VOS-CLIM)
V. Wagner

The GCOS Surface Network Monitoring Centre (GSNMC) - results for WMO RA VI - Europe
S. Rösner, T. Fuchs, Ch. Lefebvre

CM-SAF Training Workshop in Dresden
P. Hechler

Klimaaatlas Bundesrepublik Deutschland Teil 2
G. Müller - Westermeier

KSB 2001

Das Klima in Deutschland
G. Müller-Westermeier

Die bodennahe Lufttemperatur und der Niederschlag im 20. Jahrhundert dargestellt anhand von Karten
G. Müller-Westermeier, A.Kreis

Extreme Wetter- und Witterungsereignisse im 20. Jahrhundert
P. Bissolli, L. Göring, Ch. Lefebvre

Wetterlagen und Großwetterlagen im 20. Jahrhundert
P. Bissolli

Aerologische Auswertungen: Darstellungen und Interpretationen der Daten ausgewählter deutscher Radiosondenstationen der letzten 50 Jahre
H. Nitsche

Zum Gletscherverhalten in den Alpen im zwanzigsten Jahrhundert
H. Escher-Vetter

Beispiele phänologischer Reihen des 20. Jahrhunderts
A. Menzel, A.-J. Testka

Langzeitverhalten hydrometeorologischer Größen
B. Dietzer, Th. Günther, A. Klämt, H. Matthäus, T. Reich

Verteilung der mittleren Niederschlags-höhen in Europa im letzten Jahrzehnt des 20. Jahrhunderts im Vergleich zur Normalperiode 1961 bis 1990
B. Rudolf, J. Grieser, U. Schneider

Extremwertstatistische Auswertungen von Tageswerten der Niederschlagshöhe
G. Malitz, H. Ertel

Simulationen des Winterklimas des 20. Jahrhunderts mit dem Modell ECHAM4
A. Hense, H. Paeth, S. Klink

Klimatrends in Deutschland
G. Müller-Westermeier

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak, A. Kreis

Das Klima in den deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Monatliche Temperaturabweichungen vom Referenzzeitraum 1961-1990
R. Ullrich

Die agrarmeteorologische Situation im Jahr
F. - J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung im Jahr
G. Müller-Westermeier

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude, W. Steinbrecht, U. Köhler, B. Haßler

Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E. Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Regionale Klimatrends in Deutschland im 20. Jahrhundert
J. Rapp

Klimatypänderungen in Deutschland im 20. Jahrhundert
P.C. Werner, F.-W. Gerstengarbe, H. Österle

Die mittleren klimatischen Bedingungen Teil (V) Phänologie und ihre Bedeutung für die Klimaüberwachung
G. Müller-Westermeier

Die Entwicklung der Sturmhäufigkeit in der Deutschen Bucht zwischen 1879 und 2000
H. Schmidt

Langzeitänderungen im ufernahen Bereich der deutschen Ostseeküste
P. Hupfer, B. Tinz

Extremwertkarte des 20. Jahrhundert

Lufttemperaturen über der Deutschen Bucht im 20. Jahrhundert
Ch. Lefebvre

Die Säkulare Klimareihe von Potsdam
A. Lehmann

Das Klima der Stadt Halle (Saale) nach den Wetterbeobachtungen 1901 bis 2000
U. Wendling

Betrachtungen zum Klimawandel am Hohenpeißenberg
W. Fricke, M. Kronier

Evapotranspirations- und Versickerungs-verhalten sowie Häufigkeit von Boden- dürren im Mitteldeutschen Trockengebiet unter Berüksichtigung von Substrat und Bewuchs.
J. Müller, P. Jörn, A. Schumann, H. Schellin

Niederschlagsanalyse zum Weichsel-hochwasser im Juli 2001 mit Vergleich zum Oderhochwasser 1997
T. Fuchs, B. Rudolf

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland Teil 3
E. Dittmann

The European Climate Support Network (ECSN): A framework for future European cooperation
P. Hechler, V. Vent-Schmidt

KSB 2002

Perspektiven der Klimamodellierung
U. Cubasch

Jahreszeitenvorhersagen im Deutschen Wetterdienst
P. Becker

Empirisches Downscaling - Überblick und zwei Beispiele
Ch. Matulla, E. K. Penlap, H. von Storch

Die Nordatlantische Oszillation und ihr Einfluss auf die europäischen Lufttemperaturen
B. Tinz

Zirkulationsänderungen wirken auch auf die Ozonschicht
W. Steinbrecht, H. Claude, P. Winkler

Die Anwendung der objektiven Wetterlagenklassifikation des DWD für ein empirisches Downscaling zur Erstellung von Klimakarten
P. Bissolli, E. Dittmann

Climate Information and Prediction Services (CLIPS): WMO's programme to strengthen climate services
P. Hechler

Überwachung der Radioaktivität in der Atmosphäre durch den Deutschen Wetterdienst
T. Steinkopff

Historische Daten als Beitrag zur Klimavorhersage
V. Wagner

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, W. Riecke

Das Klima in den deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Die agrarmeteorologische Situation
F. - J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung
G. Müller-Westermeier

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude, W. Steinbrecht, U. Köhler, B. Haßler

Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E. Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Orkan 'Anna' vom 26.02.2002 über Norddeutschland
Ch. Lefebvre

Jeanett, das erste Orkantief des Herbstes 2002
Ch. Lefebvre, G. Müller- Westermeier

Extremniederschläge in Deutschland Zufall oder Zeichen?
J. Grieser, C. Beck

Langzeitverhalten von Starkniederschlägen in Süddeutschland
L. Zimmermann, H. Barteis, B. Dietzer, F.M. Albrecht

Hängen vermehrte Starkniederschläge am Hohenpeißenberg mit veränderten Wetterlagen zusammen?
W. Fricke

Das Jahrhunderthochwasser der Eibe: Synoptische Wetterentwicklung und klimatologische Aspekte
B. Rudolf, J. Rapp

DEKLIM Deutsches Klimaforschungsprogramm
L. Schanz

DEKLIM - Bereich "Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit"
R. Sausen, W. Lucht, C. Fichter

DEKLIM - Bereich "Regionale Prozessstudien im Ostsseeraum"
D.Jacob

DEKLIM - Bereich "Paläoklima"
R. Schneider

DEKLIM- Bereich " Klimawirkungsforschung"
B. Schuchardt, R. Birner

Der Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland
E. Dittmann

Die Bioklimakarte von Deutschland
A. Grätz

Über die Verfügbarkeit von bodennahen Klimadaten - das GCOS Basismessnetz für Bodenstationen
S. Rösner

KSB 2003

Vier Milliarden Jahre Klimageschichte im Überblick
W. Oschmann

Klimaentwicklung in Europa während der letzten Warmzeit (126.000 – 115.000 Jahre vor heute)
T. Litt

Das Klima der letzten 11.000 Jahre
R. Schneider, G. Lohmann

Zur Temperatur- und Hochwasserentwicklung der letzten 1000 Jahre in Deutschland
R. Glaser, Ch. Beck, H. Stangl

Die Historische Phänologische Datenbank des Deutschen Wetterdienstes
Ch. Polte-Rudolf

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, W. Riecke

Das Klima in den deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Die agrarmeteorologische Situation
F. - J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung
G. Müller-Westermeier

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude, W. Steinbrecht und U. Köhler

Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E. Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Statistisch-klimatologische Analyse des Hitzesommers 2003 in Deutschland
C.-D. Schönwiese, T. Staeger, S. Trömel, M. Jonas

Hydroklimatologische Einordnung der in Europa extremen Jahre 2002 und 2003
B. Rudolf

Die Trockenperiode des Jahres 2003 in Deutschland im Kontext langzeitlicher Niederschlagsvariabilität
Ch. Beck, J. Grieser, S. Trömel

Die Auswirkungen der Hitzewelle 2003 auf die Gesundheit
Ch. Koppe, G. Jendritzky, G. Pfaff

Das Trockenjahr 2003 aus agrarmeteorologischer Sicht
F. J. Löpmeier

RA VI CLIPS Workshop and Regional Climate Centres:Further steps to improve climate services
P. Hechler

CM-SAF Initial Operations started
P. Hechler, M. Werscheck

The GSNMC – an update
S. Rösner

Deutscher Wetterdienst

Klimastatusbericht 2005



Klimawandel in Deutschland

Hurrikane im Nordatlantik

Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings

Herausgeber und Verlag
Deutscher Wetterdienst
Kaiserleistr. 29/35
63067 Offenbach

Postfach 10 04 65
63004 Offenbach

Redaktion:

Martin Werscheck
e-mail:martin.werscheck@dwd.de

Patricia Willing
e-mail:patricia.willing@dwd.de

Der Klimastatusbericht im Internet:
http://www.ksb.dwd.de

ISSN 1437 - 7691
ISSN 1616 - 5063 (Internet)
ISBN 3-88148-413-2

Urheberrecht
Alle Rechte an den hier präsentierten Informationen liegen, soweit nicht anders vermerkt, beim DWD.
Die Nutzung der nachfolgenden Informationen bzw. Teilen davon ist nur unter Nennung des Quellenhinweises „Deutscher Wetterdienst“ gestattet.
Eine kommerzielle Nutzung ohne ausdrückliche Genehmigung ist untersagt.

Zum Titelbild

Frankfurt a. M. in der nahen oder fernen Zukunft?

Liebe Leserin, lieber Leser

Zugegeben, das Titelbild stellt eine Fotomontage dar. Ob sich der Klimawandel so in einer deutschen Großstadt auswirken wird, ist wissenschaftlich nicht belegt.

Sicher ist: der Klimawandel findet statt und wir Menschen haben einen wesentlichen, ursächlichen Anteil an diesem Wandel. Wie sich die globale Erwärmung in den einzelnen Regionen der Erde und hinsichtlich der verschiedenen meteorologischen Parametern wie Temperatur, Niederschlag, Wind etc. auswirken wird, ist eine sehr vielschichtige Frage, die nicht mit einfachen, plakativen Aussagen beantwortet werden kann. Beispielsweise muss eine gleichzeitige Zunahme von Dürren und Überschwemmungen in einem Gebiet keinen Widerspruch darstellen, betrachtet man den jahreszeitlichen Verlauf von Temperatur- und Niederschlagsverteilung genauer.

Es gilt also sehr differenziert die Ausprägung der Änderung einzelner meteorologischer Größen in den Regionen und im (jahres-)zeitlichen Verlauf zu erfassen und mit Modellen vorherzusagen. Mit diesem Wissen können dann die sozio - ökonomischen Auswirkungen des Klimawandels abgeschätzt werden; daraus wiederum können Handlungsstrategien und –direktiven zur Anpassung an den Wandel ausgearbeitet werden.

Während früher das Hauptaugenmerk eher auf der Vermeidung bzw. Abschwächung des anthropogenen Klimawandels, vorwiegend durch Reduktion von Treibhausgasen, lag („Mitigation“) wird zunehmend erörtert, wie eine Anpassung an den beobachteten und erwarteten Wandel erfolgen kann („Adaptation“). Die geplante Einrichtung eines Kompetenzzentrums „Klimafolgen und Anpassung“ (KomPass) beim Umweltbundesamt zeigt, dass auch in Deutschland der Aspekt der „Anpassung“ an Bedeutung gewinnt.

Bleibt zu hoffen, dass beide Aspekte, nämlich „Vermeidung“ und „Anpassung“, nachhaltig weiter verfolgt werden. Die Kosten für „Vermeidung“ und „Anpassung“ werden sehr viel Geld kosten und müssen den eingetretenen und erwarteten Schäden gegenübergestellt werden.

Die reichen Industriestaaten sind der Hauptemittent von Treibhausgasen und diese haben – eher als die Entwicklungsländern – die Option, Mittel in die Anpassung und/oder die Vermeidung zu investieren. Wird in die Vermeidung investiert und greift diese, so profitieren davon Entwicklungs- und Industrieländer. Eine Investition nur in die Anpassung hingegen lässt die Entwicklungsländer möglicherweise auf der Strecke.

Das Thema „Klimawandel“ und die möglichen Antworten darauf sind damit längst nicht mehr rein naturwissenschaftliche Themen sondern in hohem Maße politische. Vielleicht können die Beiträge in diesem Klimastatusbericht dazu beitragen auch die politisch/gesellschaftliche Dimension zu erhellen.

Viel Spaß und Wissensgewinn beim Lesen
wünscht Ihnen Ihr



Martin Werscheck
Referat “Satellitengestütztes Klimamonitoring”

Inhaltsverzeichnis

7 **Klimawandel und Extremereignisse in Deutschland**
C.-D. Schönwiese, T. Staeger, S. Trömel

18 **Nachweis und Zuordnung von Klimaänderungssignalen im 20. Jahrhundert unter Berücksichtigung der Modellunsicherheiten**
S-K Min, A. Hense

33 **Klimaentwicklung und Hochwasserschutz**
H. Bartels, V. Kolokotronis, L. Zimmermann

44 **Climate Change in Germany - Vulnerability and Adaptation of Climate-Sensitive Sectors**
D. Schröter, M. Zebisch, T. Grothmann

57 **Klimafolgen und Anpassung an den Klimawandel in Deutschland: Was wir in Deutschland darüber wissen und was wir tun müssen**
P. Mahrenholz, N. Munz, C. Haße

62 **Klimapolitik und das Förderkonzept „Forschung für den Klimaschutz und Schutz vor Klimawirkungen“**
K. Korn-Riedlinger

65 **World Data Center for Climate - Produkte und Services für die Klimaforschung**
F. Toussaint, M. Lautenschlager

70 **Das Nationale Klimadatenzentrum des Deutschen Wetterdienstes**
J. Behrendt

75 **Die Witterung in Deutschland**
G. Müller-Westermeier, W. Riecke

87 **Das Klima in den deutschen Küstengebieten**
C. Lefebvre

92 **Die agrarmeteorologische Situation**
F. - J. Löpmeier

102 **Die phänologische Entwicklung**
G. Müller-Westermeier

105 **Entwicklung der Ozonschicht**
H. Claude, W. Steinbrecht und U. Köhler

109 **Objektive Wetterlagenklassen**
P. Bissolli, G. Müller-Westermeier

116 **Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre**
H. Nitsche , K. Zimmermann

123 **Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa**
B. Rudolf

131 **Variability and Triggering Factors of Observed Global Mean Land-Surface Precipitation since 1951**
J. Grieser , C. Beck

139 **Characterizing Global Climate Change by means of Köppen Climate Classification**
C. Beck, J. Grieser, M. Kottek, F. Rubel, B. Rudolf

150 **Klimatologische Auswertung von Zeitreihen der Monatsmittel von Temperaturminima und Temperaturmaxima im 20. Jahrhundert**
U. Maier, C. Drohm, G. Müller-Westermeier

155 **Ein digitaler Windatlas für deutsche Küstenseegebiete der Nordsee**
A. Ganske, G. Rosenhagen, H. Schmidt

158 **Der Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland**
E. Dittmann, G. Müller-Westermeier

160 **Ambrosia artemisiifolia, eine Pflanze mit hochallergenen Pollen erobert Europa - Neue Messtechnik soll bei Überwachung, Prognose und Bekämpfung helfen**
S. Scharring, P. Becker

163 **Das Münsterländer Schneechaos am 1. Adventswochenende 2005**
T. Deutschländer, B. Wichura

168 **The Summer Flooding 2005 in Southern Bavaria – A Climatological Review**
J. Grieser, C. Beck, B. Rudolf

174 **Das Hurrikanaufkommen im Nordatlantik**
J. Jansen, C. Lefebvre

181 **WMO Regional Climate Centres – Concept and DWD's potential role**
P. Bissolli, P. Hechler, H. Nitsche

186 Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

188 Autorenverzeichnis

190 Index

1 Titelbild

2 Zum Titelbild

3 Vorwort

4 Inhaltsverzeichnis

Klimawandel und Extremereignisse in Deutschland

C.-D. Schönwiese, T. Staeger, S. Trömel

Einführung

Der im Industriezeitalter eingetretene globale Klimawandel steht mit Recht nicht nur im Blickpunkt des wissenschaftlichen, sondern auch öffentlichen Interesses, weil er sich auf den gesamten ökologischen sowie ökonomisch-sozialen Bereich auswirkt und zumindest in den letzten Jahrzehnten hinsichtlich der Temperatur („Global Warming") dabei der Klimafaktor Mensch eine nicht zu übersehende Rolle spielt (IPCC, 2001; Schönwiese, 2003; Grieser et al., 2000). Je nach Klimaelement und Jahreszeit bzw. Monat weist dieser Klimawandel jedoch sehr unterschiedliche zeitlich-räumliche Strukturen auf, so dass neben der globalen Übersicht auch detaillierte regionale Studien auf der Grundlage von Beobachtungen notwendig sind.

Zudem sind die sehr häufig anzutreffenden linearen Trendanalysen nur ein Aspekt des Klimawandels, auch wenn sie – bei vieljähriger Datengrundlage – wichtige Indizien für die Langzeitsystematik des Klimawandels sind. Lineare bzw. nicht-lineare Trends sind jedoch stets von vielfältigen Fluktuationen und Anomalien überlagert und deren Zusammenspiel entscheidet darüber, was sich im Extremwertbereich der Klimadaten tut. Und gerade hinsichtlich der Auswirkungen sind Extremereignisse von ganz besonders großer Bedeutung. Beispiele dafür sind – mit Blick auf Deutschland – der Hitzesommer 2003 (Schönwiese et al., 2004; Schär et al., 2004) oder die Überschwemmungen in den Wintern 1993/94 und 1994/95 (Rhein/Mosel) sowie in den Sommern 2002 (Donau/Elbe) und 2005 (Bayern); siehe dazu auch Klimastatusberichte 2002, 2003 sowie Beitrag Grieser et al. in diesem Band.

Temperatur- und Niederschlagstrends

Zunächst soll nun kurz, anhand der Tab. 1, ein Überblick der in Deutschland im Flächenmittel beobachteten linearen Trends der bodennahen Lufttemperatur und des Niederschlags gegeben werden (siehe auch Beitrag Müller-Westermeier und Riecke in diesem Band). Wie aus dieser Tabelle ersichtlich ist, haben säkular (1901-2000) in allen Jahreszeiten ziemlich gleichmäßig Erwärmungen in der Größenordnung von 1 °C stattgefunden (global gemittelter jährlicher Vergleichswert: + 0,7 °C). Diese wie alle Klimatrends sind zeitlich nicht stabil und so zeigt sich in den letzten beiden Jahrzehnten (1981-2000) ein deutliches Erwärmungsmaximum im Winter bei gleichzeitig annährend Stillstand im Herbst (letzteres auch schon 1961-1990).

Die winterliche Erwärmung ist mit einem sich ebenfalls intensivierenden Niederschlagsanstieg verknüpft, der 1971-2000 einen Wert von 34 % erreicht hat. Dagegen weist der Sommer (1961-1990 auch der Frühling) überwiegend eine abnehmende Niederschlagstendenz auf. Während dank der guten Repräsentanzeigenschaften der Temperatur (Rapp, 2000; Rapp und Schönwiese, 1996) das räumlich differenzierte Trendbild mit einem Minimum im Nordwesten und einem Maximum im Süden bzw. Südwesten recht „glatt" erscheint, weisen die Niederschlagtrends eine komplizierte kleinräumige Struktur auf, wie die Beispiele in Abb. 1 zeigen (weitere Details hierzu siehe Rapp, 2000; Schönwiese und Janoschitz, 2005).

Tab. 1 Übersicht der linearen Klimatrends für das Flächenmittel Deutschland (nach Schönwiese und Janoschitz, 2005; Datenquellen: Rapp, 2000; Deut. Wetterdienst (DWD)).

Klimaelement, Zeitintervall	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
Temperatur, 1901 – 2000	+ 0,8 °C	+ 1,0 °C	+ 1,1 °C	+ 0,8 °C	+ 1,0 °C
1951 – 2000	+ 1,4 °C	+ 0,9 °C	+ 0,2 °C	+ 1,6 °C	+ 1,0 °C
1961 – 1990	+ 0,8 °C	+ 0,4 °C	0	+ 1,7 °C	+ 0,7 °C
1971 – 2000	+ 1,7 °C	+ 0,9 °C	+ 0,7 °C	+ 0,7 °C	+ 1,0 °C
1981 – 2000	+ 1,3 °C	+ 0,7 °C	- 0,1 °C	+ 2,3 °C	+ 1,1 °C
Niederschlag, 1901 – 2000	+ 13 %	- 3 %	+ 9 %	+ 19 %	+ 9 %
1951 – 2000	+ 14 %	- 16 %	+ 18 %	+ 19 %	+ 6 %
1961 – 1990	- 9 %	- 8 %	+ 10 %	+ 20 %	+ 3 %
1971 – 2000	+ 13 %	+ 4 %	+ 14 %	+ 34 %	+ 16 %

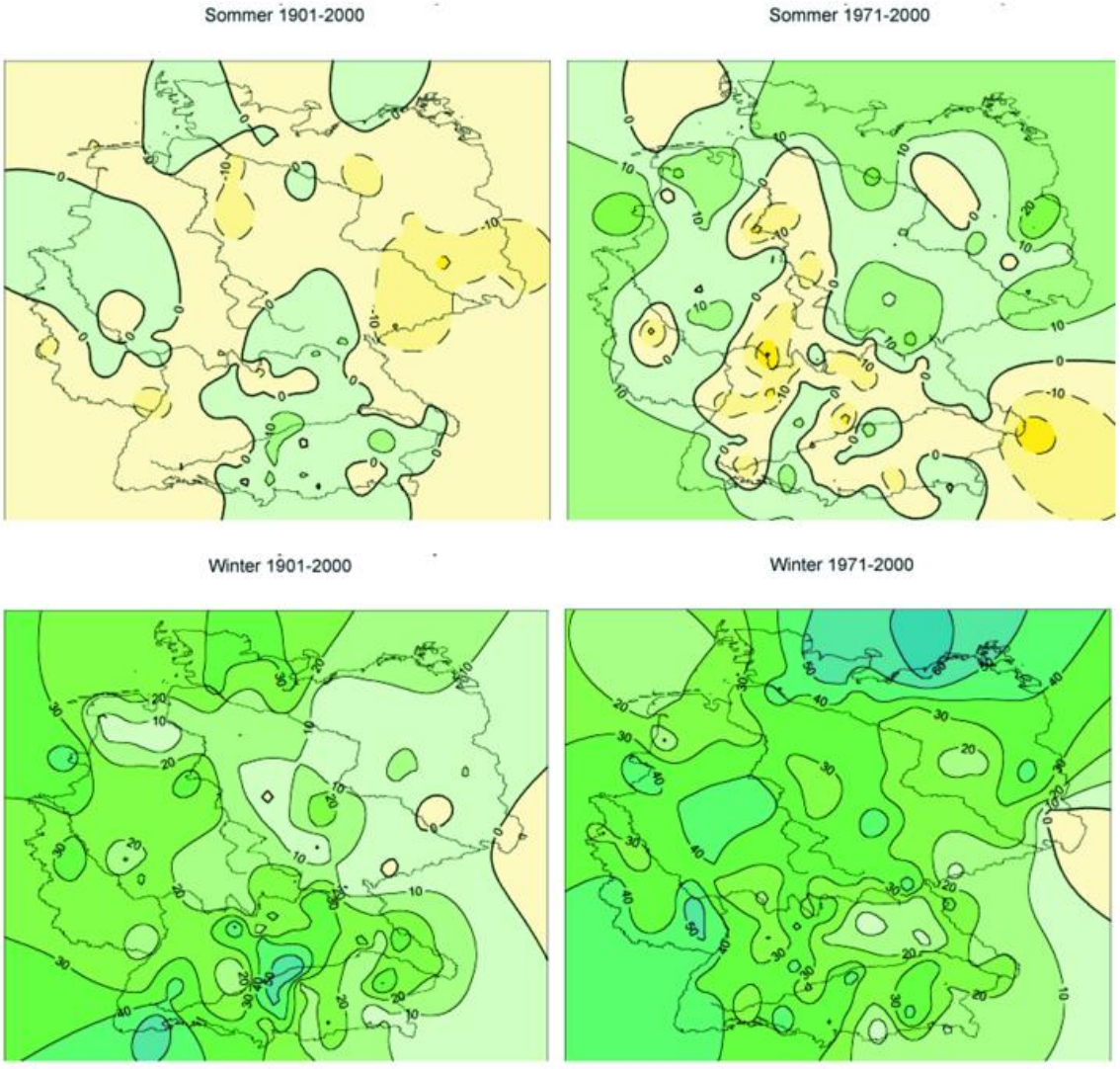


Abb. 1 Lineare Niederschlagtrends in Prozent, oben Sommer, unten Winter, links 1901-2000, rechts 1971-2000 (nach Schönwiese und Janoschitz, 2005).

Extremereignisse und Extremwerte

Spiegeln sich solche Trends auch im Verhalten der Extremereignisse wider? Diese Frage wird im folgenden kurz aufgrund einiger ausgewählter Ergebnisse beantwortet, die auf drei Projekte zurückgehen: ein vom Umweltbundesamt gefördertes Vorhaben (Extremwertanalyse mit Schwerpunkt Deutschland; Jonas et al., 2005), ein Projekt ähnlicher Zielsetzung im Rahmen des Integrierten Klimaschutzprogramms (INKLIM) Hessen (Schönwiese et al., 2006); schließlich ist diese Fragestellung auch ein Teilaspekt im Deutschen Klimaforschungsprogramm (DEKLIM; Trömel, 2005).

Dabei sollen im folgenden unter „Extremereignissen" solche (i.a. synoptische) Konstellationen verstanden werden, die in den Zeitreihen der Beobachtungsdaten zum Auftreten von extremen Werten führen. Und konventionsgemäß gelten solche Werte als extrem, die relativ weit vom Mittelwert bzw. Modus (häufigsten Wert) entfernt auftreten. Insbesondere ist nach möglichen Änderungen der Häufigkeit und Intensität (als Abstandsmaß vom Mittelwert bzw. Modus) von Extremwerten gefragt. Und wie bereits gesagt, entscheiden darüber nicht nur Trends, sondern auch die überlagerten weiteren Variationsanteile.

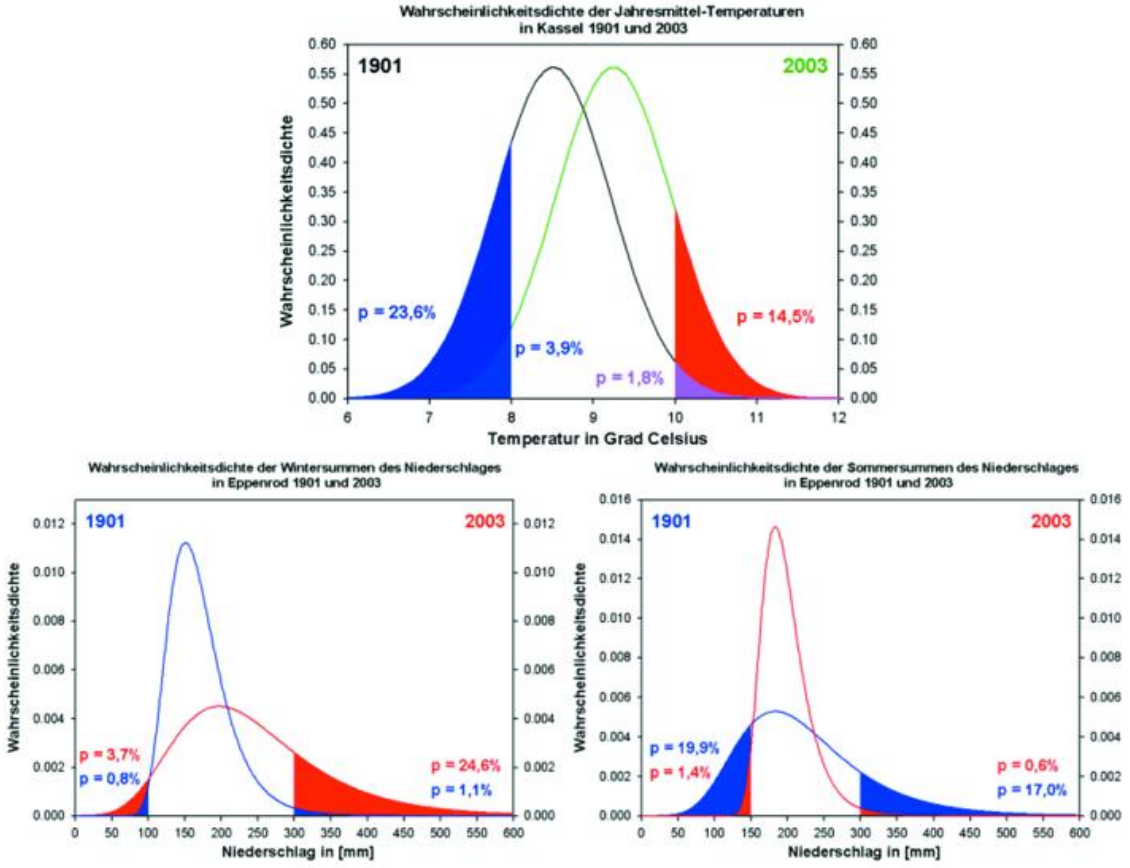


Abb. 2 Veränderung der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF) 2003 (grün bzw. rot) gegenüber 1901 (schwarz bzw. blau) mit Angabe der entsprechenden Änderungen der Über- sowie Unterschreitungswahrscheinlichkeit für bestimmte obere und untere Schwellenwerte; oben Temperatur-Jahresdaten Kassel, unten Niederschlagssummen Eppenrod (bei Limburg), links Winter und rechts Sommer (Analyse Staeger, nach Schönwiese et al., 2006).

Den Schlüssel zur Klärung solcher Probleme liefern nun die Häufigkeitsverteilungen der jeweiligen Zeitreihen, die in normierter Form Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen (engl. Probability Density Functions, PDF) heißen. Dabei hilft bei der Analyse eine neue Methodik, die aufbauend auf der Zeitreihenzerlegung (Grieser et al., 2002) die zeitabhängige Berechnung beliebiger Verteilungsparameter gestattet (Trömel, 2005; Trömel und Schönwiese, 2005). Drei Beispiele sollen dies veranschaulichen, siehe Abb. 2. Dabei ist jeweils die PDF zu Beginn (1901) und zum Ende (2003) des betrachteten Zeitintervalls angegeben.

Bei der Temperatur (Abb. 2, oben; Station Kassel) ist ein Jahresmittelwert von weniger als 8 °C als extrem kalt und von mehr als 10 °C als extrem warm definiert. Die farbig markierten Flächen sind ein Maß für die betreffenden Eintrittswahrscheinlichkeiten. Die Daten folgen in guter Näherung einer Normalverteilung, die sich ohne signifikante Veränderung der Varianz zu höheren Werten hin verschoben hat. Die Folge ist im Lauf der Jahre 1901-2003 eine Abnahme der Unterschreitungswahrscheinlichkeit der Schwelle 8 °C von jeweils rund 24 % auf 4 % und eine Zunahme der Überschreitungswahrscheinlichkeit der Schwelle 10 °C von rund 2 % auf 14,5 %.

Anders beim Niederschlag (Abb. 2, unten; Station Eppenrod bei Limburg), der häufig einer Gumbelverteilung folgt: Hier ist im Winter nicht nur eine Verschiebung des Modus zu höheren Werten hin feststellbar (Trend); gleichzeitig ist auch die Varianz angestiegen, und dies ganz erheblich. Folglich hat sowohl die Eintrittswahrscheinlichkeit extrem geringer Niederschläge (Schwellendefinition 100 mm) als auch extrem hoher Niederschläge (Schwellendefinition 300 mm) zugenommen, und zwar von jeweils rund 1 % auf 4 % bzw. 1 % auf 25 %. Gerade dieses letztgenannte Beispiel zeigt, wie enorm sich die Eintrittswahrscheinlichkeiten von Extremwerten im Zuge des Klimawandels verändern können. Da jedoch im Sommer an der gleichen Station die Varianz nicht zu-, sondern abgenommen hat, ist in dieser Jahreszeit die Extremwert-Eintrittswahrscheinlichkeit geringer geworden, und zwar für extrem geringe Niederschläge (Schwellenwertdefinitionen wie im Winter) von jeweils rund 20 % auf 1 % (trotz Trend zu geringerem Niederschlag) und für extrem hohe Niederschläge von 17 % auf 1 %.

Zeitabhängige Extremwertanalyse

Daraus lässt sich nun auch der zeitliche Verlauf der Eintrittswahrscheinlichkeit für das Überschreiten beliebiger oberer bzw. Unterschreiten beliebiger unterer Schwellenwerte berechnen. Dies ist in Abb. 3 für die Temperatur in Kassel und Frankfurt/Main dargestellt, allerdings nicht in Orientierung an Jahresmittel- sondern jahreszeitliche Mittelwerte. Die jeweiligen Schwellenwertdefinitionen sind in dieser Abbildung mit angegeben. Man erkennt in Frankfurt in allen Jahreszeiten einen Anstieg der Überschreitungswahrscheinlichkeit, am stärksten im Sommer und sehr gering im Herbst. Gerade der Herbst fällt in Kassel aus dem Rahmen: starker Anstieg dieser Wahrscheinlichkeit bis etwa 1960 und anschließend Rückgang. Ungefähr spiegelbildlich dazu verhält sich an der gleichen Station die herbstliche Unterschreitungswahrscheinlichkeit. Ansonsten ist diese Wahrscheinlichkeit mit Ausnahme des Winters in Kassel – dem Erwärmungstrend entsprechend – abgefallen.

Abb. 4 enthält die dazu analoge Analyse für den Niederschlag in Eppenrod. Entsprechend Abb. 2 ist wiederum der starke Anstieg der Überschreitungswahrscheinlichkeit im Winter ersichtlich. Im Herbst konzentriert sich der Anstieg auf die jüngere Zeit, im Frühling ist er insgesamt schwach ausgeprägt und im Sommer ist ein ungefähr ab 1960 stark beschleunigter Rückgang eingetreten. Die Unterschreitungswahrscheinlichkeit (im Gegensatz zu Abb. 2 ist in Abb. 4 ein einheitlicher unterer Schwellenwert definiert) ist an dieser Station in allen Jahreszeiten, wenn auch mit unterschiedlichem zeitlichen Verlauf, zurückgegangen.

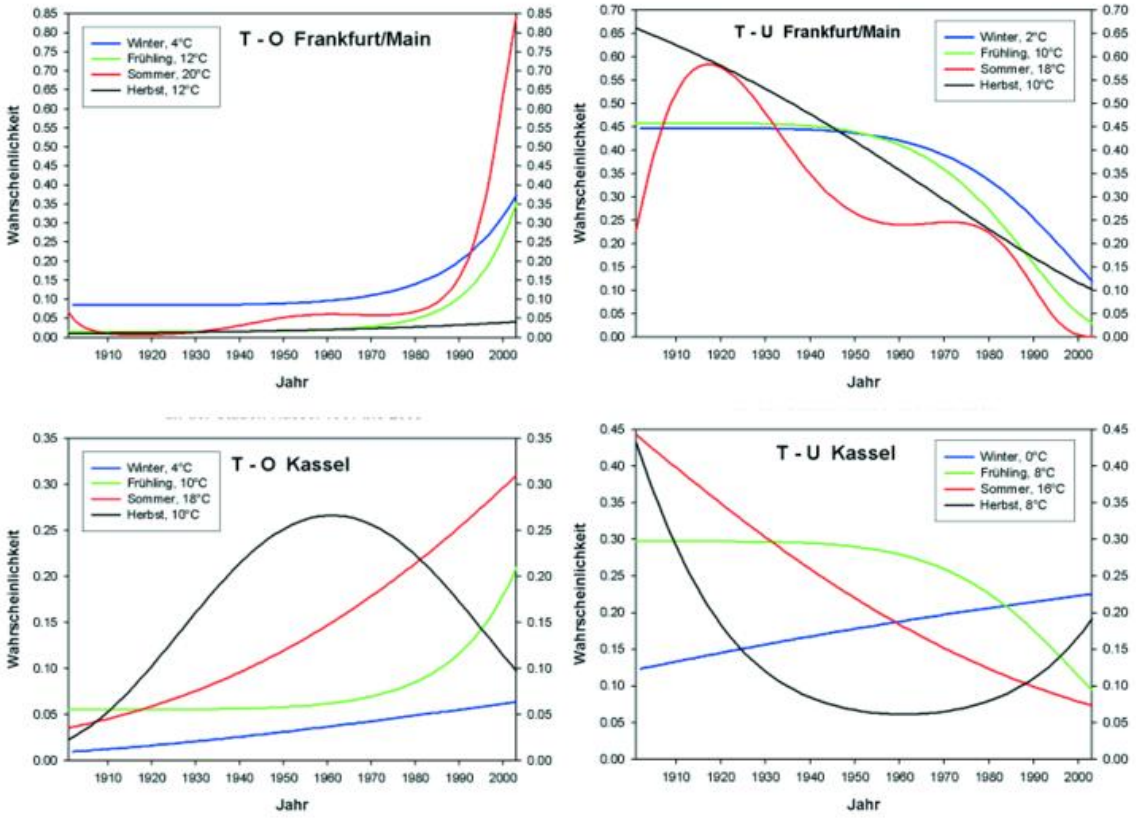


Abb. 3 Zeitlicher Verlauf 1901-2003 der Überschreitungs- (O, links) und Unterschreitungswahrscheinlichkeit (U, rechts) der angegebenen saisonalen Temperatur(T)-Schwellenwerte an den Stationen Frankfurt/Main, oben, und Kassel, unten (Analyse Staeger, nach Schönwiese et al., 2006).

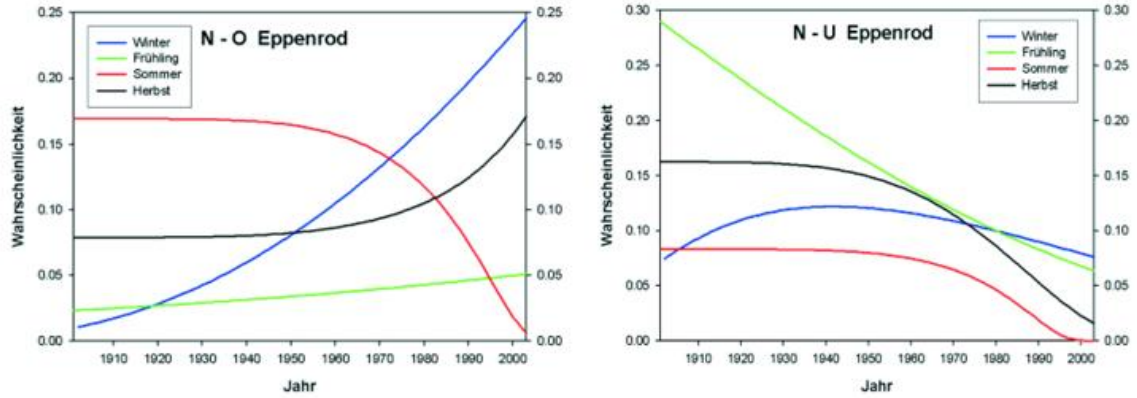


Abb. 4 Ähnlich Abb. 3, jedoch Niederschlag Eppenrod; obere Schwelle 300 mm, untere Schwelle 120 mm für alle Jahreszeiten.

Regionale Strukturen

Diese Analysen lassen sich noch weitergehend differenzieren. Zum einen können für jede betrachtete Station die zeitlichen Verläufe der Extremwertwahrscheinlichkeiten in den einzelnen Monaten berechnet werden (Ergebnisse hier nicht gezeigt, siehe dazu Jonas et al., 2005; Schönwiese et al., 2006; Trömel, 2005). Zum anderen können die räumlichen Strukturen der Trends dieser Wahrscheinlichkeiten erfasst werden. Dazu sollen nun einige Beispiele folgen, und zwar in Kartenform und zunächst jahreszeitlich. Wegen der im einzelnen, je nach Klimaelement, Station und Schwellenwertdefinition sehr unterschiedlichen Verläufe der Extremwert-Eintrittswahrscheinlichkeiten kann dies allerdings nur in grober Übersicht geschehen.

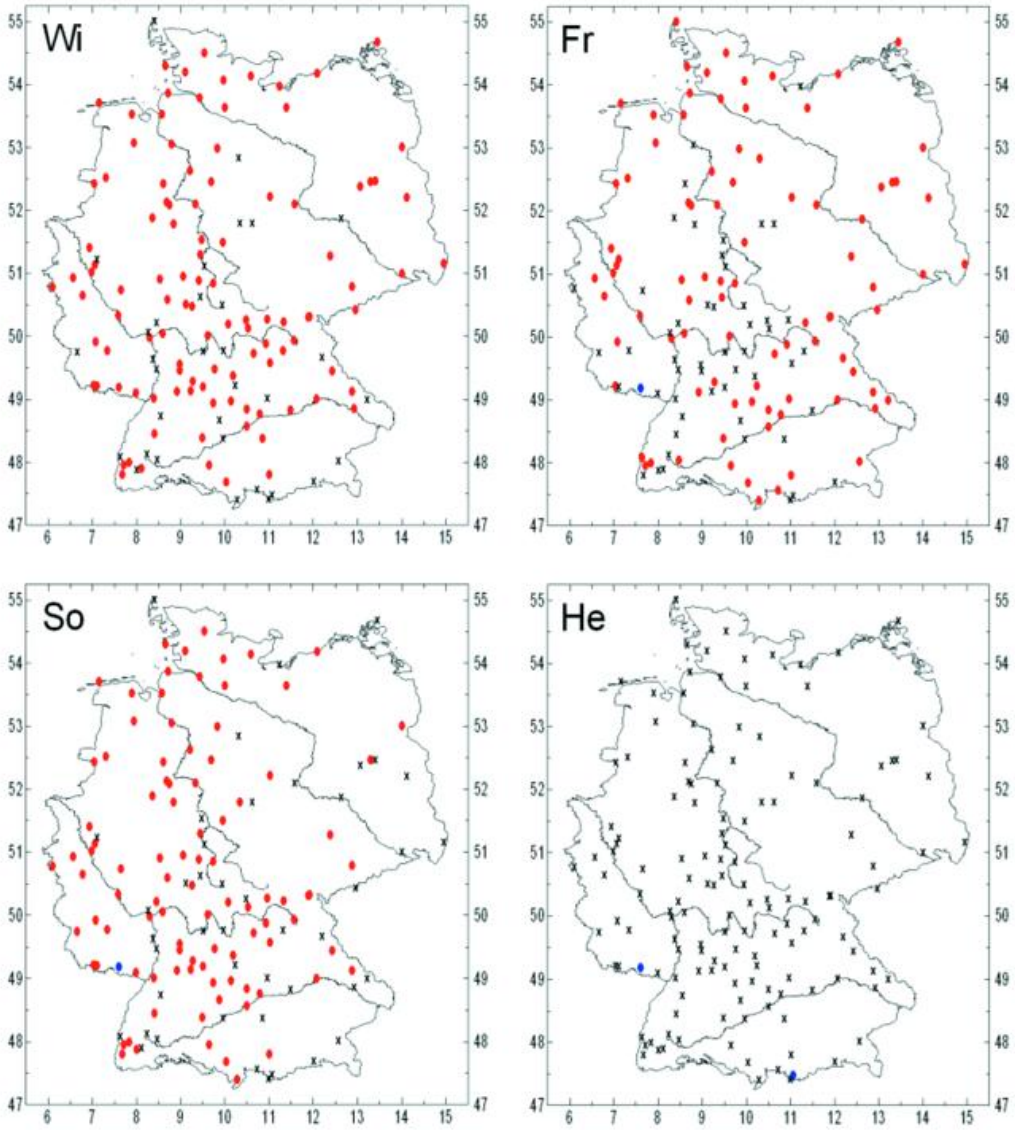


Abb. 5 Saisonale Trends 1951-2000 der Überschreitungswahrscheinlichkeit der 90 %-Perzentilschwelle (obere 10 %) der Temperatur an den erfassten 141 Stationen; rot: Zunahme; blau: Abnahme; schwarz (x): keine signifikante Änderung (Berechnung Staeger, nach Jonas et al., 2005).

Begonnen werden soll wiederum mit der Temperatur, und zwar den Tagesdaten 1951-2000 an 141 Stationen, siehe Abb. 5. Dort sind lediglich die Trends der Überschreitungswahrscheinlichkeit des 90 %-Perzentils (gleichbedeutend mit dem oberen 10 %-Perzentil) gezeigt. Diese Perzentilbetrachtung ist deswegen sinnvoll, weil die Temperaturen bzw. Niederschlagsmengen an den einzelnen Stationen und auch in den einzelnen Jahreszeiten unterschiedlich sind und man sich deshalb immer am gleichen Prozentsatz der Daten mit relativ hohen bzw. relativ niedrigen Werten orientieren sollte. Wird dieser Prozentsatz durch die Perzentilwahl festgehalten, ergeben sich je nach Zeitreihe unterschiedliche Schwellenwerte.

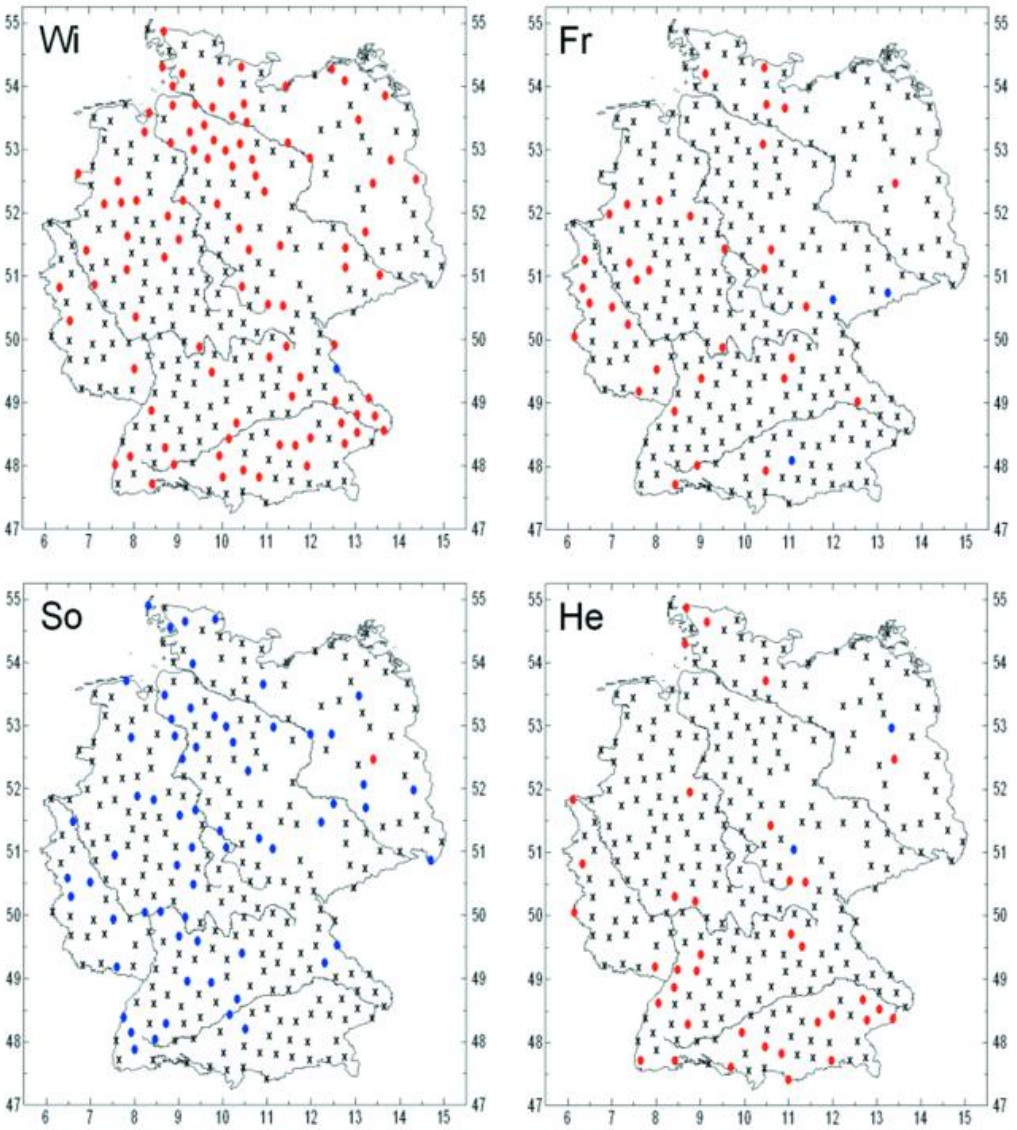


Abb. 6. Ähnlich Abb. 5, jedoch Niederschlag (301 Stationen).

Die auf diese Weise erfassten Trends der Überschreitungswahrscheinlichkeit extrem hoher Werte (Signifikanz jeweils nach dem Mann-Kendall-Test geprüft) sind (vgl. Abb. 5) in allen Jahreszeiten außer dem Herbst zum weitaus größten Teil positiv und spiegeln somit die Erwärmung wider. Die entsprechenden Unterschreitungswahrscheinlichkeiten (hier nicht gezeigt) weisen außer im Frühjahr, wo sie abnehmen, nur selten signifikante Trends auf. Dabei ist anzumerken, dass die hier betrachteten Tagesdaten im Gegensatz zu Monats- bzw. jahreszeitlichen bzw. Jahresdaten der Temperatur keinesfalls immer der Normalverteilung folgen, sondern vielfach andere Verteilungen (z.B. Weibullverteilung) angebrachter sind und dabei auch Varianzänderungen in Erscheinung treten.

In Abb. 6 ist analog zu Abb. 5 die regionale Struktur der Überschreitungswahrscheinlichkeiten für die Niederschlagstagessummen 1951-2000 (301 Stationen) wiedergegeben. Diese Wahrscheinlichkeitstrends sind offenbar im Winter verbreitet positiv, im Sommer überwiegend negativ und in den Übergangsjahreszeiten meist insignifikant, gelegentlich positiv und sehr selten negativ.

Schließlich sollen noch für Niederschlagsmonatsdaten 1901-2000 die Trends sowohl der Über- als auch Unterschreitungswahrscheinlichkeiten betrachtet werden. Diese Daten folgen in guter Näherung einer Gumbelverteilung. Dabei ist als Repräsentant des Winters der Januar und des Sommers der August ausgewählt; siehe Abb. 7 und 8. Die Perzentilschranken sind hier 5 % (Unterschreitung) und 95 % (entsprechend den oberen 5 %, Überschreitung). Die roten Farbsymbole weisen wieder auf zunehmende, die blauen auf abnehmende Wahrscheinlichkeit hin, sind aber nun zusätzlich je nach Ausmaß der Wahrscheinlichkeitstrends unterschiedlich groß.

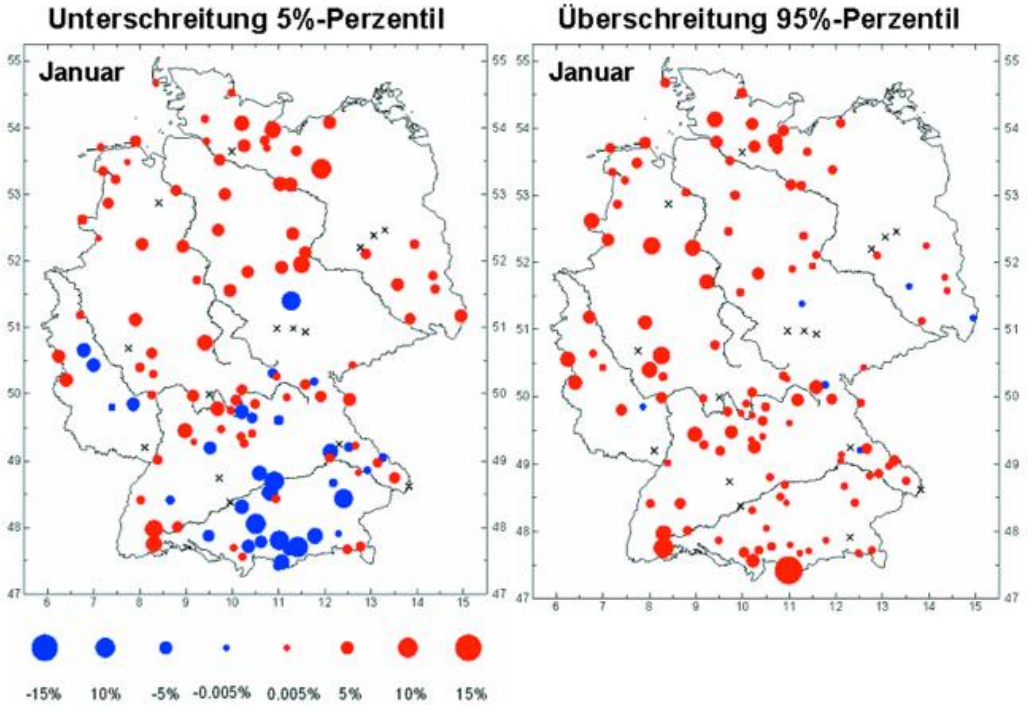


Abb. 7 Trends 1901-2000 der Unter- (links) und Überschreitungswahrscheinlichkeit (rechts) der angegebenen Perzentilwerte des Niederschlags im Januar an 132 Stationen; rot: Zunahme; blau: Abnahme, siehe dazu jeweils auch Farblegende; schwarz (x): keine signifikante Änderung (nach Trömel, 2005).

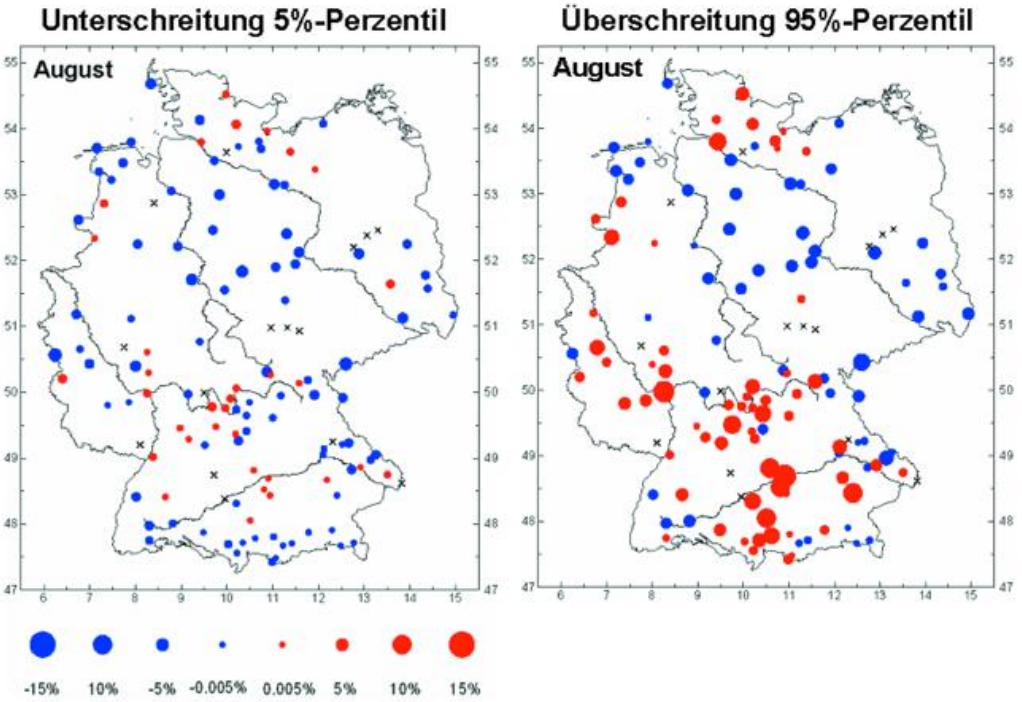


Abb. 8 Ähnlich Abb. 7, jedoch August.

Im Januar erkennt man verbreitet eine Zunahme der Eintrittswahrscheinlichkeit extrem hoher Niederschläge (Abb. 7, rechts), ausgenommen in den südlichen neuen Bundesländern (Brandenburg, Thüringen und zum Teil auch Sachsen). Gleichzeitig hat ähnlich verbreitet auch die Eintrittswahrscheinlichkeit extrem geringer Niederschläge zugenommen, ausgenommen Thüringen und – sehr markant – Bayern; uneinheitlich sind diese Trends entlang des Mains und Mittel- bis Unterrheins. Überall, wo die Eintrittswahrscheinlichkeit sowohl oberer als auch unterer Perzentile zugenommen hat (Abb. 7, rote Symbole sowohl im linken als auch rechten Teilbild), weist dies auf Varianzzunahmen hin und somit auf eine (ggf. den Mittelwerttrends überlagerte) Tendenz zu einem „echt“ extremeren Verhalten hin.

Im August (Abb. 8) sind die Tendenzen noch wesentlich uneinheitlicher. Die Wahrscheinlichkeit extrem geringer Niederschläge nimmt in diesem Monat überwiegend ab, jedoch nicht bzw. nur leicht zu unter anderem im äußersten Norden und teilweise entlang von Main, Donau und Rhein. Die Wahrscheinlichkeit für extrem hohe Niederschläge nimmt im August in Bayern ganz markant und verbreitet zu (nicht jedoch im äußersten Südosten und im Bayerischen Wald), weiterhin entlang des Rheins, in Schleswig-Holstein und im äußersten Südwesten von Niedersachsen. Im Gegensatz zum Januar gibt es größere Bereiche, vor allem in der Nordhälfte (ausgenommen Schleswig-Holstein und einige Teilregionen im äußersten Westen), wo sowohl die Unter- als auch Überschreitungswahrscheinlichkeiten abnehmen (Abb. 8, blaue Symbole im linken und rechten Teilbild), was auf abnehmende Varianz und somit weniger extreme Gegebenheiten hinweist. (Weitere Details, auch zu den anderen Monaten, siehe Trömel, 2005).

Schlussbemerkungen

Auch Deutschland nimmt am globalen Klimawandel teil, wie die hier skizzierten Temperatur- und Niederschlagtrends zeigen. Allerdings gibt es sowohl jahreszeitlich als auch regional erhebliche Unterschiede. Zudem sind die Klimatrends zeitlich nicht stabil. Am auffälligsten ist die enorme Verstärkung der winterlichen Erwärmung in den letzten Jahrzehnten, die von einer sich ebenfalls verstärkenden winterlichen Niederschlagszunahme begleitet ist (vor allem in den westlichen und südwestlichen Landesteilen), während der Sommer langzeitlich eher zu einer Niederschlagsabnahme tendiert.

Eine neue Methode der Extremwertanalyse erlaubt für beliebige Häufigkeitsverteilungen und somit auch Klimaelemente die zeitabhängige Berechnung der Änderungen der Verteilungsparameter und folglich auch der Änderungen der Über- bzw. Unterschreitungswahrscheinlichkeiten für beliebige obere bzw. untere Schwellenwerte. Bei monatlichen, jahreszeitlichen sowie jährlichen Temperaturdaten liegt meist eine Normalverteilung vor, die sich ohne signifikante Änderung der Varianz zu höheren Werten hin verschiebt. Somit werden im allgemeinen warme Extrema wahrscheinlicher und kalte weniger wahrscheinlich. Bei den Tagesdaten gilt ähnliches, obwohl bei deren Analyse auch andere Verteilungen zugrunde gelegt werden müssen und die Varianz keineswegs immer konstant bleibt.

Dies gilt generell auch für den Niederschlag, bei dem die Ergebnisse, einschließlich der regionalen Strukturen, deutlich vielfältiger sind. Am auffälligsten ist hier ein extremeres Verhalten im Winter; das heißt, in Verbindung mit einer häufig zunehmenden Varianz werden sowohl extrem hohe als auch extrem geringe Niederschläge auf kosten mittlerer wahrscheinlicher. Im Sommer ist größtenteils das Gegenteil der Fall, insbesondere in der Nordhälfte Deutschlands, ausgenommen vor allem Bayern und einige Teilregionen entlang des Mains und Mittelrheins. Wegen der großen Unterschiede im Detail ist es für den Nutzer dieser Befunde angebracht, sich gezielt für jede einzelne Station und jeden einzelnen Monat hinsichtlich der Tendenzen der Extremwerte zu informieren. Die manchmal anzutreffende Pauschalaussage, das Klima werde generell extremer, ist nicht gerechtfertigt.

Literatur

DWD: Klimainformationssystem (KLIS), http://www.dwd.de/de/FundE/Klima/KLIS/index.htm (und Datenzugang im Rahmen eines gemeinsamen DEKLIM-Projekts).

Grieser, J., T. Staeger und C.-D. Schönwiese (2000): Statistische Analyse zur Früherkennung globaler und regionaler Klimaänderungen aufgrund des anthropogenen Treibhauseffektes. Bericht Nr. 103, Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt/M.

Grieser, J., S. Trömel and C.-D. Schönwiese (2002): Statistical time series decomposition into significant components and application to European temperature. Theor. Appl. Climatol. 71: 171-183.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, Houghton, J.T. et al., eds., 2001): Climate Change 2001. The Scientific Basis. Univ.Press, Cambridge.

Jonas, M., T. Staeger und C.-D. Schönwiese (2005): Berechnung der Wahrscheinlichkeiten für das Eintreten von Extremereignissen durch Klimaänderungen – Schwerpunkt Deutschland (Abschlussbericht zum UBA-Forschungsvorhaben Nr. 201 41 254). Bericht Nr. 1, Inst. Atmosphäre u. Umwelt, Univ. Frankfurt/M.

Rapp, J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Bericht Nr. 212, Deut. Wetterdienst, Offenbach.

Rapp, J., und C.-D. Schönwiese (1996): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990. Band 5, Serie B, Frankfurter Geowiss. Arb. (2. Aufl.).

Schär, C., et al. (2004): The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. Nature 427: 332-336.

Schönwiese, C.-D. (2003): Klimatologie. Ulmer (UTB), Stuttgart (2. Aufl.).

Schönwiese, C.-D., und R. Janoschitz (2005): Klima-Trendatlas Deutschland 1901-2000. Bericht Nr. 4, Inst. Atmosphäre u. Umwelt, Univ. Frankfurt/M.

Schönwiese, C.-D., T. Staeger, H. Steiner und S. Brinckmann (2006): Analyse der Klimaveränderungen in Hessen für den Zeitraum 1901-2003 (Abschlussbericht zum INKLIM-Projekt, Baustein II., Nr. 2004.090353876-3 HLUG). Bericht Nr. 3, Inst. Atmosphäre u. Umwelt, Univ. Frankfurt/M.

Schönwiese, C.-D., T. Staeger and S. Trömel (2004): The hot summer 2003 in Germany. Some preliminary results of a statistical time series analysis. Meteorol. Z. 13: 323-327 (siehe auch Deut. Wetterdienst, Klimastatusbericht 2003, S. 123-132).

Trömel, S. (2005): Statistische Modellierung von Klimazeitreihen. Bericht Nr. 2, Inst. Atmosphäre u. Umwelt, Universität Frankfurt/M.

Trömel, S., and C.-D. Schönwiese (2005): A generalized method of time series decomposition into significant components including probability assessments of extreme events and application to observational German precipitation data. Meteorol. Z. 14: 417-427.

Nachweis und Zuordnung von Klimaänderungssignalen im 20. Jahrhundert unter Berücksichtigung der Modellunsicherheiten

S-K Min, A. Hense

Einleitung

Der dritte Sachstandsbericht (third assessment report, TAR) des Intergovernmental Panel on Climatic Change (IPCC, 2001) hat bereits eine Stoßrichtung des vierten Sachstandsberichts (4AR) definiert: die Quantifizierung der Unsicherheiten in den Klimaprojektionen und die Auswirkungen dieser Unsicherheiten auf die Klimafolgenforschung.

Wissenschaftstheoretisch gibt es zwei verschiedene Ursachen der Unsicherheiten. Da ist zum einen die systeminhärente Unsicherheit, die man gemeinhin mit dem Namen „Klimarauschen" (climatic noise) umschreibt. Die Ursache für das Klima rauschen ist einerseits die außerordentliche Komplexität des Klimasystems, die eine statistische Beschreibung erfordert und damit eine inhärente Unsicherheit impliziert. Andererseits sind es die Nichtlinearitäten und Instabilitäten der Dynamik des Klimas, die zu einer Sensitivität bezüglich kleiner Störungen führen („Schmetterlingseffekt") und damit Unsicherheiten im Klimasystem stimuliert. Diese systeminternen Ursachen für Klimaunsicherheit sind detailliert in Hense (2002) zusammengefasst und dort mit Literaturzitaten untermauert. Diese erste Form von Unsicherheit stellt eine natürliche Schranke für die Unsicherheitsquantifizierung dar und wird üblicherweise mit dem Begriff "aleatorische Unsicherheit" belegt. Die aleatorische Unsicherheit des realen Klimasystems kann man nicht etwa durch zeitliche Mittelung o.ä. vermindern, da dies der Annahme eines ergodischen (transitiven) Systems bedarf, d.h. zeitliche Mittelung und Wahrscheinlichkeitsmittel können vertauscht werden. Das reale Klimasystem ist nichtergodisch, da die externen Antriebsfaktoren wie solare Strahlung, vulkanische Aktivität oder die Konzentrationen der Treibhausgase zeitlich variabel sind.

Die zweite Form von Unsicherheit entsteht durch die mangelhafte Kenntnis des betrachteten Systems (epistemische Unsicherheit). Im Gegensatz zur aleatorischen Unsicherheit kann man die epistemische Form der Unsicherheit durch Forschung oder auch durch eine statistische Nachbearbeitung verringern.

Bei der Simulation des Klimasystems werden komplexe gekoppelte Zirkulationsmodelle der Atmosphäre und des Ozeans eingesetzt, die man als eine aktuelle Zustandsbeschreibung unseres Wissens bezüglich des Klimasystems auffassen kann. Die daraus folgende epistemische Unsicherheit der Klimamodellierung wird z. T. sogar schon in der Tagespresse diskutiert (allerdings ohne als solche erkannt zu werden) und dient mitunter als „Todschlag" – Argument gegen den Realismus der aus den Modellen entstehenden Projektionen. Da die komplexen Klimamodelle ein quasirealistisches Abbild der Wirklichkeit liefern einschließlich der nichtlinearen Wechselwirkungen in der Dynamik, entwickeln sie außerdem aleatorische Unsicherheiten. Im Gegensatz zum realen System sind jedoch bezüglich beider Formen der Unsicherheit in Klimamodellen Abschätzungen möglich, die dann insbesondere für die Projektionen der zukünftigen Entwicklung von erheblicher Bedeutung sind. So kann man die

aleatorische Komponente einer Klimasimulation dadurch erfassen, dass man nicht nur eine Quasi-Realität erzeugt, sondern ein Ensemble von Simulationen (single model ensemble SME), die sich z.B. in ihren Anfangsbedingungen unterscheiden aber durch identische, zeitlich variable Antriebe gekennzeichnet sind. Nimmt man weiterhin an, dass die intellektuelle Tätigkeit der Entwicklung eines Klimamodells in den verschiedenen Zentren unabhängig erfolgte, kann eine Zusammenstellung der Ensemblesimulationen unterschiedlicher Klimamodelle (multi model ensemble MME) auch eine Abschätzung der epistemischen Komponente der Unsicherheit erlauben.

Am Meteorologischen Institut der Universität Bonn ist in den letzten zwei Jahren mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft und in Kooperation mit dem Meteorological Research Institute METRI des Koreanischen Wetterdienstes KMA eine Arbeit entstanden, die es sich zum Ziel gesetzt hatte, Klimaänderungssignale in den Beobachtungen der bodennahen Lufttemperatur des 20.ten Jahrhunderts (1900-1999, Jones und Moberg, 2003) nachzuweisen und ihren Ursachen zuzuordnen. Dies sollte unter expliziter Berücksichtigung der Quantifizierung der Unsicherheit in ihren beiden Komponenten geschehen. So wurden Modellsimulationen mit Hilfe des Klimamodells ECHO-G (Legutke und Voss, 1999) am DKRZ in enger Kooperation mit der Gruppe Modelle und Daten am MPI für Meteorologie in Hamburg durchgeführt. Dazu gehörte eine Kontrollsimulation mit konstanten Antriebsfaktoren, die charakteristisch für die Mitte des 19.ten Jahrhunderts waren. Des Weiteren wurden insgesamt sechs Simulationen des Zeitraums 1860 bis 2000 durchgeführt, die durch alle bekannten externen Antriebsfaktoren natürlichen und anthropogenen Ursprungs bestimmt wurden. Spezifisch wurden die Variationen der Solarkonstante, die Änderung der Solarstrahlung durch vulkanisches Aerosol, der Variationen der Konzentrationen der Treibhausgase CO_2, Stickoxide, Ozon, Methan, FCKW's sowie die Emissionen von Sulfataerosol berücksichtigt. Diese Simulationen werden im Folgenden mit ALL bezeichnet. Die Verteilung des Sulfat-Aerosols und die chemischen Umwandlungen wurden interaktiv in ECHO-G berechnet (Feichter et al., 1997). Das Aerosol selbst wurde sowohl in der Strahlungsrechnung mit seinen Rückstreu- und Absorptionseigenschaften berücksichtigt (direkter Effekt) als auch sein Einfluss auf die Tropfenspektren in Wolken (indirekter Effekt). Abb. (1) zeigt die Zeitverläufe der wesentlichen Antriebsfaktoren zwischen 1860 und 2000. Außerdem wurden zusätzliche Simulationen durchgeführt, in denen

- nur die natürlichen Faktoren die Antriebsgrößen waren (NAT)
- nur die anthropogenen Faktoren wie Treibhausgase und Sulfataerosol den Antrieb lieferten (ANTHRO)
- nur die Treibhausgase alleine den Antrieb des Modells darstellten (GHG)

Dieser Satz von Simulationen des 20. Jahrhunderts wurde komplettiert durch eine Reihe von Szenariosimulationen für den Zeitraum 2000 – 2100, die aber hier nicht weiter besprochen werden sollen.

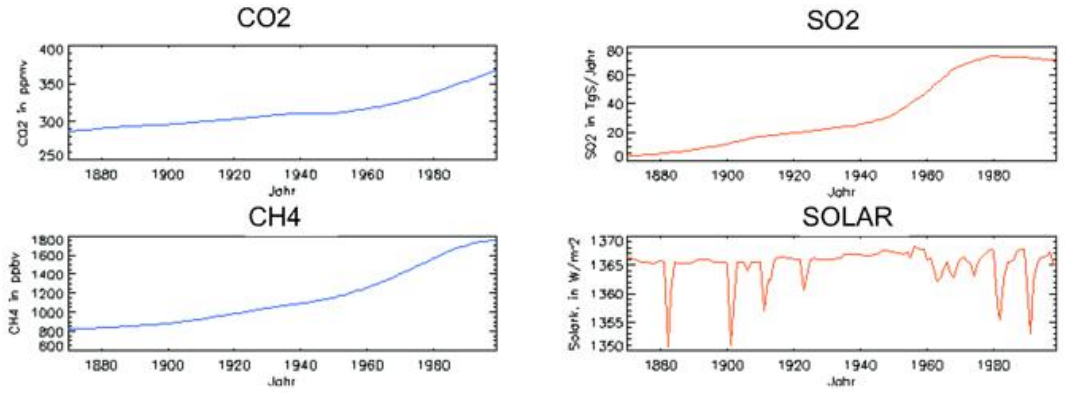


Abb.1 Zeitreihen der verwendeten Antriebsfaktoren für die gekoppelten AO-GCMs, links CO2 und CH4 Konzentrationen in der Atmosphäre, rechts oben anthropogene Emissionsraten von Schwefeldioxid als Quelle des Sulfataerosols, rechts unten Schwankungen der solaren Einstrahlung, die langsamen Variationen sind die natürlichen Schwankungen der Solarkonstanten, die kurzfristigen Variationen parametrisieren die Vulkanausbrüche.

Abb. (2) zeigt den Zeitverlauf der simulierten, global gemittelten bodennahen Lufttemperatur zwischen 1900 und 1999 als Anomalien relativ zum Zeitraum 1900-1920 (dünne, schwarze Linien) im Vergleich mit den Beobachtungen (dicke schwarze Linie). Bei der globalen Mittelung wurde für die Auswertung der Simulationen die unregelmäßige Verteilung der beobachteten Temperaturen berücksichtigt. Erkennbar sind folgende Punkte

- die Variationen der verschiedenen Realisierungen der vier Ensembles ALL, NAT, und GHG zeigen jeweils Gemeinsamkeiten aber auch Unterschiede. Letztere sind Ausdruck für die modellierten aleatorischen Unsicherheiten des ECHO-G Modells. Diese treten besonders deutlich in den Realisierungen der Kontrollsimulation zu Tage (ockerfarbige Linien).

- Lediglich das ALL Ensemble scheint die beste Simulation des global gemittelten Temperaturverlaufs zu liefern. GHG zeigt zum Ende des Jahrhunderts den korrekten Anstieg, aber auf einem zu hohen Niveau und kann außerdem nicht die Erwärmung zur Mitte des Jahrhunderts reproduzieren.

- Diese wird durch NAT simuliert, das aber wiederum nahezu verschwindende Temperaturanomalien zum Ende produziert, hier kommt es jedoch nicht zum beobachteten Temperaturanstieg der letzten 30 Jahre.

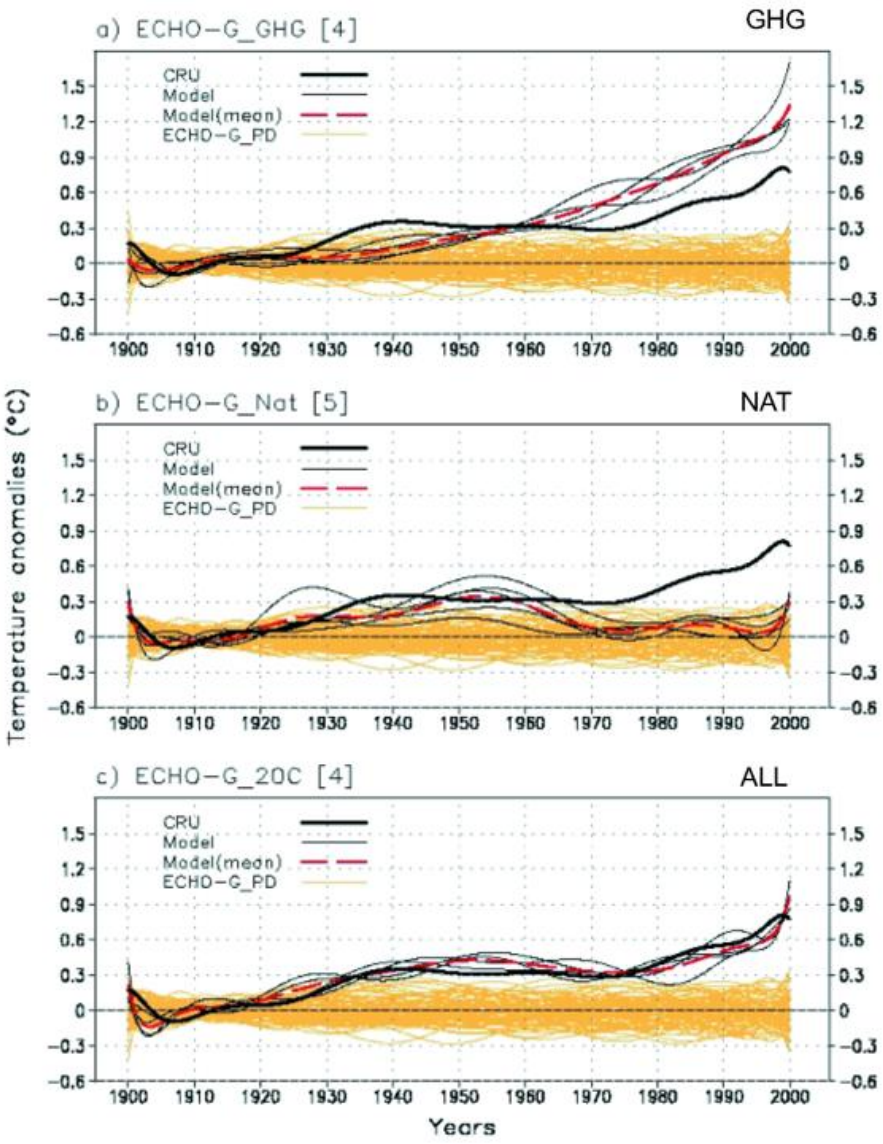


Abb. 2 Global gemittelte bodennahe Lufttemperatur simuliert mit ECHO-G, GHG bezeichnet die Simulationen mit reinem Treibhausgasantrieb (vergl. Abb.1), NAT die Simulationen mit natürlichem Antrieb durch solare und vulkanische Aktivitäten und 20C die im Text mit ALL bezeichneten Simulationen des 20.ten Jahrhunderts. Die ockerfarbenen Kurven sind 100 Jährige Realisierungen einer nicht extern angetriebenen Kontrollsimulation CTL.

Auch wenn das ECHO-G Modell ein perfektes Abbild der Realität liefern würde, könnten die Simulationen nicht mit den Beobachtungen übereinstimmen, da ja Beobachtungen und Simulationen auch durch die aleatorischen Unsicherheiten, das Klimarauschen geprägt werden. Die Identität von Realität und Simulation muss deshalb in Form einer Wahrscheinlichkeitsaussage gezeigt werden, bei der die Stärke des Klimarauschens als Parameter eingeht.

Allerdings ist das ECHO-G Modell (wie jedes andere Modell auch) kein perfektes Abbild der Natur. Deshalb muss zusätzlich auch noch das Niveau der epistemischen Unsicherheit spezifiziert werden. Der derzeitig einzig mögliche Weg hierzu ist es, die Simulationen weiterer Modelle mit in Betracht zu ziehen unter der Annahme, dass jedes individuelle Klimamodell einer spezifischen Entwicklergruppe eine unabhängige „Stichprobe“ aus der hypothetischen Grundgesamtheit aller Modelle darstellt.

Im Rahmen der Vorarbeiten zum vierten Sachstandsbericht des IPCC, der 2006/07 erscheinen soll, ist am PCMDI am Lawrence Livermore Laboratory in New Mexico (USA) eine Datenbank entstanden, in die die Simulationen von über 20 globalen Klimamodellen der einzelnen Entwicklungs- und Betreibergruppen der Modelle übertragen worden sind. Aus Deutschland sind zwei Beiträge zu verzeichnen: (1) das ECHAM5/MPIOM Modell des Max-Planck Instituts für Meteorologie und (2) das hier vorgestellte ECHO-G Modell, das in Kooperation mit dem METRI, der Gruppe Modelle und Daten des Deutschen Klimarechenzentrums und dem Meteorologischen Institut der Universität Bonn betrieben wurde. Aus dieser IPCC - Datenbank wurden nun die Simulationsdaten der bodennahen Lufttemperatur der vorhandenen Modelle extrahiert.

Tab. 1 Liste der AOGCMs die zur Konstruktion des Multi-Model Ensemble 1900-1999 unter dem ALL Szenario sowie des Kontrollszenarios CTL herangezogen wurden. Nx und Ny bezeichnet die Anzahl der Gitterpunkte in E/W bzw. N/S Richtung des jeweiligen atmosphärischen Modells und gibt einen groben Anhaltspunkt über die Auflösung des jeweiligen AO-GCMs.

Modell	(Nx × Ny)	MME_20C (12 Modelle)	MME_PI (22 Modelle)		
		Ensemble members	Total period	No. of 100-year subsections (non-overlapping)	Nonuse (climate drift)
BCCR_BCM2.0	192×96	-	250	16(2)	
CCSM3	256×128	8 (run1-run7, run9)	230(run1) 500(run2)	14(2) 41(5)	
CGCM3.1(T47)	96×48	-	500	41(5)	
CGCM3.1(T63)	128×64	-	350	26(3)	
CNRM-CM3	128×64	-	390	30(3)	
CSIRO-Mk3.0	192×96	-	379	29(3)	
ECHAM5/MPI-OM	192×96	-	670	58(6)	
ECHO-G	96×48	5	341	25(3)	
FGOALS-g1.0	128×60	-	150(run1) 150(run2) 150(run3)	1(1) 1(1) 1(1)	1st 50 years
GFDL-CM2.0	144×90	3	500	41(5)	
GFDL-CM2.1	144×90	3	500	41(5)	
GISS-AOM		-	251(run1) 251(run2)	16(2) 16(2)	
GISS-EH	72×46	5	400	21(3)	1st 100 years
GISS-ER	72×46	9	500	41(5)	
INM-CM3.0	72×45	1	330	24(3)	
IPSL-CM4	96×72	-	230	14(2)	
MIROC3.2 (hires)	320×160	1	100	1(1)	
MIROC3.2 (medres)	128×64	3	500	41(5)	
MRI_CGCM2.3.2	128×64	5	350	26(3)	
PCM	128×64	4	588(run2)	49(5)	
UKMO-HadCM3	96×73	-	341	25(3)	
UKMO-HadGEM1	192×145	1 (run2)	140	5(1)	
SUM		48		644(80)	

Tabelle (1) gibt einen Überblick über diesen Datensatz. Insgesamt sind es 22 Modelle, wobei einige Modelle in unterschiedlichen Varianten vorliegen. Die erste Spalte identifiziert das jeweilige Modell, Spalte 2 gibt die Anzahl der Gitterpunkte des atmosphärischen Modells wieder, Spalte 3 die Anzahl der vorhandenen Realisierungen des 20.ten Jahrhunderts zur Abschätzung der aleatorischen Komponente des jeweiligen Modells und Spalte 4 die Länge des Kontrolllaufs in Jahren zur Abschätzung des Klimarauschens ohne externe Antriebe. Die Simulationen des 20.ten Jahrhunderts erfolgten alle mit identischen Antriebsdaten für solare und vulkanische Faktoren sowie den anthropogenen Anteilen der Treibhausgase und Sulfataerosole aus Abb. (1). Abb. (3) zeigt die zeitlichen Variationen der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur aus jeder Simulation für das ALL Szenario des 20.ten Jahrhunderts im Vergleich zu den Beobachtungen. Die schwarze Linie zeigt die Beobachtungen, rot ist das Ensemblemittel.

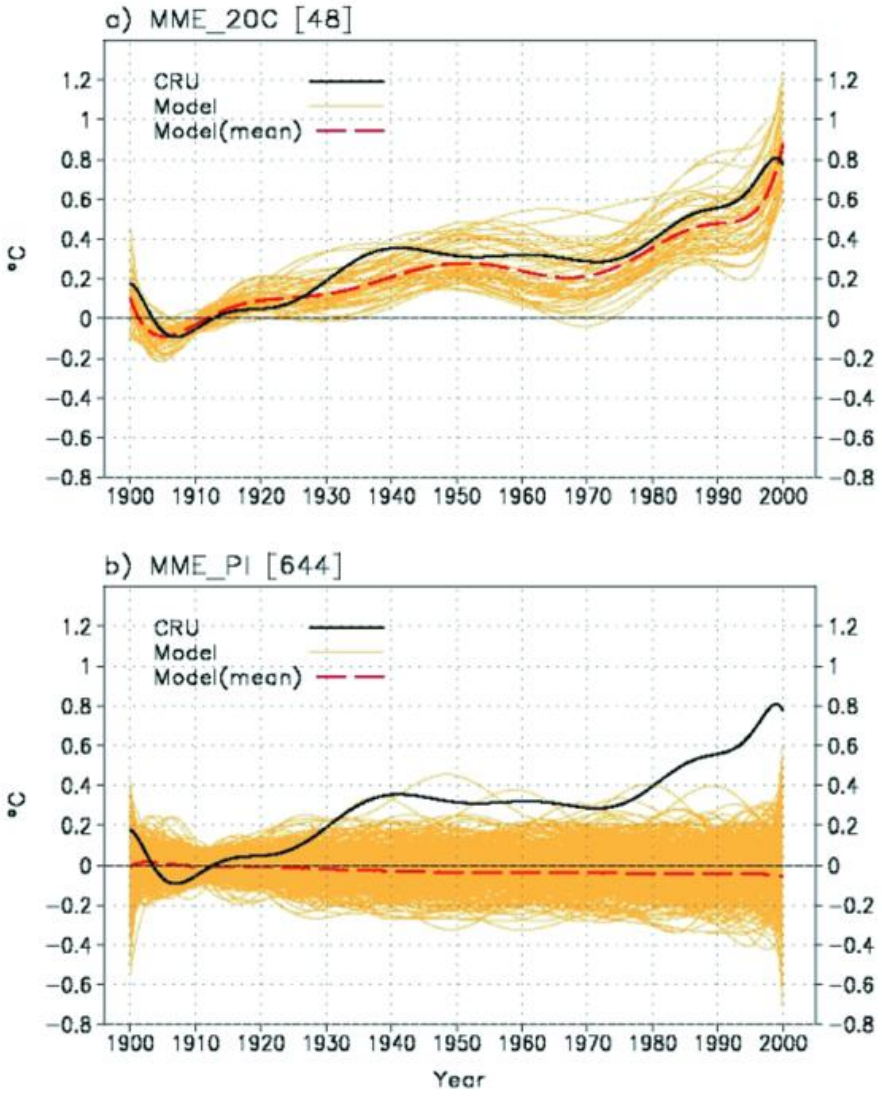


Abb. 3 Verlauf der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur in dem Multi-Modell Ensemble aus Tab. 1, alle Simulationen wurden mit den vollständigen, externen Antriebsfaktoren (ALL, MME_20c, vergl. Abb.1) angetrieben. MME_PI zeigt die Variationen der 644 möglichen Realisierungen von Kontrollsimulationen CTL der beteiligten Modelle.

Theorie

Eine ausführliche Beschreibung des theoretischen Hintergrunds findet man in Min et al. (2004) und in Min und Hense (2006). Eine weiterführende Zusammenfassung der internationalen Aktivitäten auf dem Gebiet der Klimaänderungssignalanalyse ist durch die internationale ad-hoc Arbeitsgruppe zu Nachweis und Zuordnung von Klimaänderungen IDAG (2005) erstellt worden. Die hier präsentierte statistische Theorie basiert auf der so genannten Bayesischen Statistik (Berger, 1985; Berliner et al. 2000). Hierzu unterteilt man die Klimasimulationen in N verschiedene Szenarien. Im vorliegenden Fall sind das die 4 Fälle

1. das Kontrollszenario CTL „keine Klimaänderungen im 20ten Jahrhundert durch externe Faktoren", das durch die Kontrollsimulationen ohne jegliche externe Antriebe (Spalte 4, Tabelle 1) erfasst wird
2. das Szenario NAT „Klimaänderungen im 20.ten Jahrhundert durch die natürliche Antriebsschwankungen solar und vulkanisch" bedingt durch solare Schwankungen und Vulkanausbrüche
3. das Szenario ANT „Klimaänderungen im 20.ten Jahrhundert durch die Zufuhr anthropogener Treibhausgase und Sulfataerosole"
4. das Szenario ALL „Klimaänderungen im 20.ten Jahrhundert durch alle in 2. und 3. genannten Antriebsfaktoren"

Die Szenarien werden vollständig auf Basis der Modellsimulationen erstellt, keine Information aus den Beobachtungen außer der räumlich-zeitlichen Verteilung der Beobachtungsdaten wird verwendet, um jeglichen Zirkelschluss zu vermeiden.

Bezeichnen wir die Beobachtungen mit $\mathbf{d}$, und die Szenarien mit m_i, $i=1, N$, so wollen wir die gesuchte probabilistische Information durch eine bedingte Wahrscheinlichkeit $P(m_i|\mathbf{d})$, angeben, die uns die Wahrscheinlichkeit des Szenarios m_i gegeben die Beobachtungen $\mathbf{d}$ beschreibt. Mit Hilfe der Bayesischen Regel (Bayes, 1763) kann man die posterior Wahrscheinlichkeit durch die likelihood $l(\mathbf{d}|m_i)$ und die prior Wahrscheinlichkeit $P(m_i)$ ausdrücken wie folgt:

$$\mathrm{P}(m_i|\mathbf{d}) = \frac{l(\mathbf{d}|m_i)\mathrm{P}(m_i)}{\sum_{j=1}^{N} l(\mathbf{d}|m_j)\mathrm{P}(m_j)}$$

Die likelihood ist eine statistische Beschreibung der Messwerterhebung und gibt an, wie wahrscheinlich eine bestimmte Beobachtung $\mathbf{d}$ bei einem gegebenen Szenario ist. Die prior Wahrscheinlichkeit basiert auf einer subjektiven Einschätzung zum Eintreten des jeweiligen Szenarios. Die likelihood berechnet sich unter der Annahme multivariater Normalverteilungen für Modell- und Beobachtungsdaten zu

$$l(\mathbf{d}|m_i) = \frac{1}{\sqrt{(2\pi)^q}} \sqrt{\frac{\det \mathbf{A}_i^{-1}}{\det \boldsymbol{\Sigma}_i \det \boldsymbol{\Sigma}_0}} \exp\left(-\frac{1}{2}\Lambda_i\right)$$

$$\Lambda_i = (\mathbf{d} - \mathbf{A}_i^{-1}\mathbf{b})^{\mathrm{T}}\, \boldsymbol{\Sigma}_0^{-1}\, (\mathbf{d} - \mathbf{A}_i^{-1}\mathbf{b}) + (\mathbf{A}_i^{-1}\mathbf{b} - \boldsymbol{\mu}_i)^{\mathrm{T}}\, \boldsymbol{\Sigma}_i^{-1}\ (\mathbf{A}_i^{-1}\mathbf{b} - \boldsymbol{\mu}_i)$$

$$\mathbf{b} = \boldsymbol{\Sigma}_i^{-1}\boldsymbol{\mu}_i + \boldsymbol{\Sigma}_0^{-1}\mathbf{d}$$

$$\mathbf{A}_i = \boldsymbol{\Sigma}_i^{-1} + \boldsymbol{\Sigma}_0^{-1}$$

Hierbei sind $\boldsymbol{\Sigma}_0$ und $\boldsymbol{\Sigma}_i$ die Kovarianzmatrizen der Beobachtungen und der Simulationen des i-ten Szenarios und $\boldsymbol{\mu}_i$ die entsprechenden Mittelwerte. Die Beobachtungskovarianzmatrix ist die mathematische Beschreibung der aleatorischen Unsicherheit der Beobachtungen, während die Kovarianzmatrix $\boldsymbol{\Sigma}_i$ eine Zusammenfassung der aleatorischen und epistemischen Unsicherheit der Modellsimulationen widerspiegelt. Die Funktion Λ_i ist ein generalisiertes Abstandsmaß zwischen Simulationen und Beobachtungen, die Unsicherheiten sowohl auf Seiten der Beobachtungen als auch der Simulationen berücksichtigt. Die klassische Form des optimal fingerprintings (Hasselmann, 1993) berücksichtigt nur die Beobachtungsunsicherheit. Man kann zeigen, dass unter bestimmten zusätzlichen und vereinfachenden Annahmen die fingerprint Methode sich aus Λ_i herleiten lässt.

Die posterior Wahrscheinlichkeit liefert die Basis für die Bayesische Entscheidungstheorie. Wir entscheiden uns für die Gültigkeit des Szenarios m_i, wenn $P(m_i\,|\mathbf{d})$ die größte posterior Wahrscheinlichkeit für alle untersuchten Szenarien ist.

Entscheide pro m_i wenn $P(m_i|\mathbf{d}) > P(m_j|d)$ für alle $j \neq i$ $(i, j = 1, \ldots, N)$

Diese komplexe Entscheidungsfunktion kann vereinfacht werden, wenn ein Null- oder Referenzszenario m_r vorliegt wie bei uns das Kontrollszenario CTL. In diesem Fall haben Jeffrey (1935,1961) und Kass und Raftery (1995) den Bayes Faktor B_{ir} eingeführt, der als das Verhältnis der posterior Chance $P(m_i\,|\mathbf{d}) \,/\, P(m_r\,|\mathbf{d})$ zur prior Chance $P(m_i) \,/\, P(m_r)$ definiert ist

$$B_{ir} = \frac{\mathrm{P}(m_i \,|\, \mathbf{d})/\mathrm{P}(m_r \,|\, \mathbf{d})}{\mathrm{P}(m_i)/\mathrm{P}(m_r)} = \frac{l(\mathbf{d} \,|\, m_i)}{l(\mathbf{d} \,|\, m_r)}$$

Die Entscheidung pro m_i relativ zu m_r ist dann auch durch einen Bayes Faktor $B_{ir} > 1$ gegeben. Ein entsprechendes Vorgehen findet man z.B. auch in der forensischen Statistik, wenn Entscheidungen zugunsten oder zulasten eines Angeklagten vor Gericht basierend auf Statistiken getroffen werden müssen (siehe auch Science, Nov. 1999, Vol 286, p1460ff).

In diesem Fall verschärft man auch gerne die Entscheidung durch Forderung nach extragroßen Bayesfaktoren (bzw. ihren logarithmierten Werten). Tabelle 2 gibt die vier von Kass und Raftery (1995) vorgeschlagenen Grenzen einschließlich der deskriptiven Interpretation der Entscheidung pro m_i relativ zu m_r.

Tab. 2 Von Kass und Raftery (1995) vorgeschlagenen Grenzen des Bayes-Faktors (bzw. des logarithmierten Bayesfaktors, Spalte 1) zur statistischen Entscheidung bezüglich eines Szenarios *i* relativ zu einem Null- oder Referenzszenario *r* einschließlich einer deskriptiven Interpretation der Entscheidung.

$2 \ln B_{ir}$	B_{ir}	**Deskriptiver Ausdruck**
0 - 1	1 – 3	Keiner Erwähnung wert
1 – 2.5	3 – 12	Substanziell
2.5 - 5	12 – 150	Stark
> 5	> 150	Überzeugend

Zum Abschluss der theoretischen Betrachtungen ist eine Diskussion der Struktur der Daten $\boldsymbol{d}$ bzw. der Mittelwerte $\boldsymbol{\mu}_i$ und der darauf aufbauenden Kovarianzmatrizen notwendig. Die Daten in Abb. 2 und 3 sind formal 48 Realisierungen von Zufallsvektoren der Dimension 100. Selbst unter idealen Bedingungen (statistische Unabhängigkeit, identische Wahrscheinlichkeitsdichte der Grundgesamtheit) sind die geschätzten Kovarianzmatrizen singulär und damit nicht invertierbar und in der Berechnung für Λ_i verwendbar, da die Stichprobenlänge geringer als die Vektordimension ist (Anderson, 1984).

Um dieses Problem zu umgehen, müssen die Daten dimensionsreduziert werden, ohne jedoch wesentliche Teile der Information zu verlieren. Wir haben uns für eine Entwicklung nach Legendrepolynomen $P_n(x)$ entschieden, wobei x die auf das Intervall [0,1] normierte Zeit zwischen 1900 und 1999 ist.

$$f(x) = \sum_{n=0}^{\infty} a_n P_n(x)$$

Die untersuchten Daten $\boldsymbol{d}$ sind dann nicht mehr die Orginalbeobachtungen bzw. Simulationen *f,* sondern die niedrigsten Koeffizienten a_n dieser Entwicklung.

Die Koeffizient a_0 beschreibt eine generelle mittlere Erwärmung des Gesamtzeitraums relativ zum Klimanormalzeitraum, den wir mit 1900-1920 angenommen haben. Der Koeffizient a_1 ist proportional zum linearen Trend 1900-1999. Die höheren Koeffizienten erfassen interdekadische bis interannuelle Variabilität der bodennahen Lufttemperatur.

Ergebnisse

Globale Mittelwerte

Nehmen wir nun die beobachteten Daten und Simulationen z.B. aus Abb. (3), berechnen für jede Zeitreihe die Entwicklungskoeffizienten der Legendrepolynome und daraus die Mittelwerte und Kovarianzmatrizen, so können wir direkt die posterior Wahrscheinlichkeit bestimmen, wenn die prior Wahrscheinlichkeit für jedes Szenario bekannt ist. Um die Arbeitsweise der Methode zu zeigen, wollen wir zunächst diese prior Wahrscheinlichkeit für die Szenarien CTL, ALL , GHG, NAT gleich setzen (=0.25). Außerdem betrachten wir nur den zweidimensionalen Fall mit $\boldsymbol{d}=(a_0, a_1)$ bzw. die entsprechenden Modelldaten. Das Ergebnis lässt sich in einen 2-dimensionalen

Diagramm (Abb.4 links unten) darstellen. Die horizontale Achse kennzeichnet den nullten Koeffizienten der Beobachtungen (mittlere Temperaturverschiebung im 20.ten Jahrhundert relativ zum Zeitraum 1900-1920) und auf der vertikalen Achse findet sich der entsprechende Trend über den Zeitraum 1900-1999. Die tatsächlich beobachtete Kombination des 20.ten Jahrhunderts ist als Kreuz eingezeichnet (scale a_0 ~ 0.3, trend a_1 ~ 0.4). Die Ellipsen in diesem Diagramm sind die Funktionen $l(d|m_i)$. Diese Funktionen (likelihoods) sind ausschließlich aus den Simulationsdaten bestimmt worden, es geht keine Information der Beobachtungen ein. Die schattierten Bereiche kennzeichnen die Kombinationen $\boldsymbol{d}=(a_0, a_1)$, bei denen der Bayes-Faktor $B_{ir} > 1$ für das jeweilige Szenario i (=GHG, NAT, ALL) ist. Wenn $B_{ir} < 1$ ist, fällt die Entscheidung zugunsten CTL aus ohne Schattierung. Wie man sieht, wird der schmale Bereich, der eine Entscheidung für das ALL Szenario favorisiert, im Trend nach oben durch hohe positive und im Trend nach unten durch schwach positive bzw. negative Werte begrenzt. Trotz der geringen Fläche finden sich die realen Beobachtungen exakt in dem schmalen Entscheidungsbereich ALL wieder. Die beiden anderen Diagramme in Abb. 4 zeigen den gleichen Entscheidungsprozess, jedoch nur für scale und trend alleine ohne Berücksichtigung der (positiven) Korrelation zwischen den beiden Variablen (siehe Orientierung der Ellipsen im zweidimensionalen Diagramm). Diese beiden Diagramme zeigen, dass die Entscheidung pro ALL Szenario durch den beobachteten Erwärmungstrend (rechts unten) im 20.ten Jahrhundert gefällt wird. Es bedarf ferner der Berücksichtigung aller externen Antriebsdaten, um zu dieser Entscheidung zu kommen, nur Treibhausgase oder nur natürliche Faktoren liefern zu starke oder zu schwache Trends.

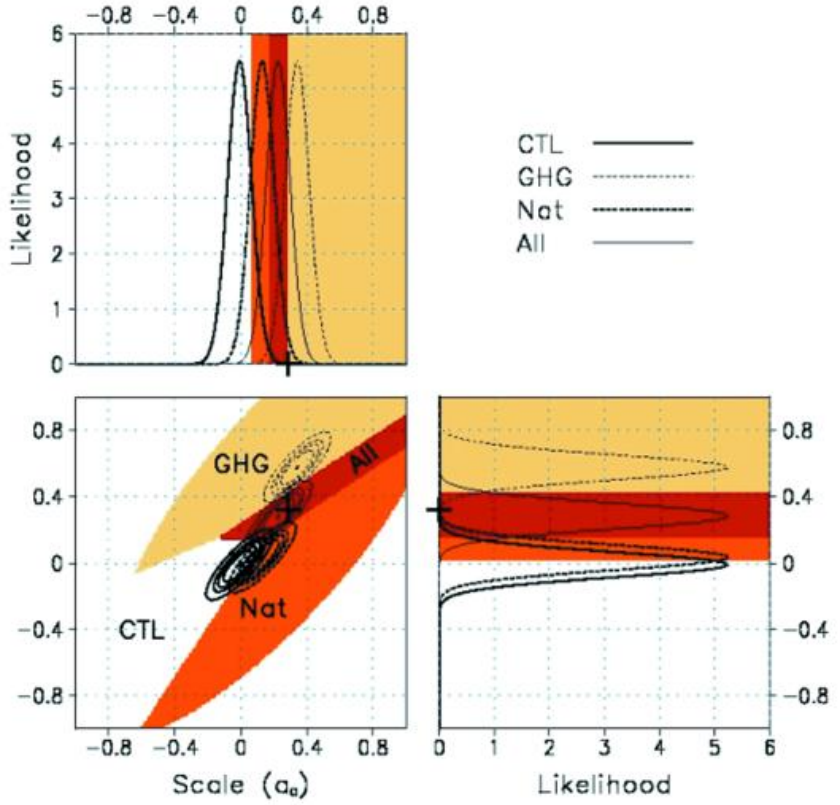


Abb. 4 Ein- und zweidimensionale Betrachtung der Klimaänderungsuntersuchungen auf der Basis der Daten der bodennahen Lufttemperatur aus Abb. 3, Details siehe Text, scale ist ein Maß für die mittlere Erwärmung des Zeitraums 1900-1999 im Vergleich zum Klimanormal 1900-1920, trend ist proportional zur linearen Temperaturänderung über den Zeitraum 1900-1999.

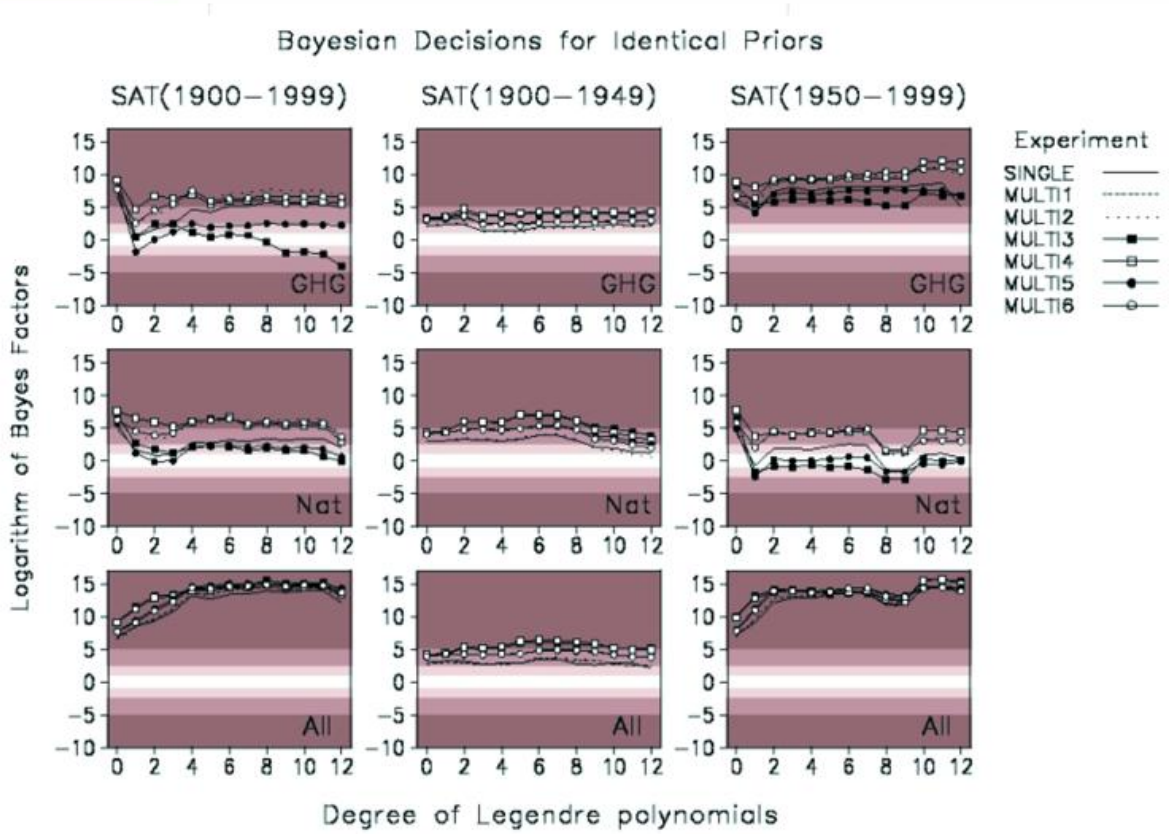


Abb. 5 Fortsetzung der Klimaänderungsuntersuchung mit einer detaillierteren Auflösung in der Zeit durch Betrachtung höherer Entwicklungskoeffizienten der Legendrepolynome, in der linken Spalte finden sich die Resultate für den Gesamtzeitraum 1900-1999, in der mittleren (rechten) die für die erste (zweite) Hälfte des 20.ten Jahrhunderts., die schattierten Bereiche entsprechen den aus Tab.2 von Kass und Raftery (1995) vorgeschlagenen Intervallen des (log) Bayesfaktors relativ zum Kontrollszenario CTL zur deskriptiven Beschreibung der Evidenz der entsprechenden Entscheidung der angegebenen Alternativszenarien GHG, NAT oder ALL.

Als nächstes werten wir die Analyse mit mehr als zwei Koeffizienten aus. Wie oben bereits erwähnt, sind die Koeffizenten a_i i=3 und höher charakteristisch für die interdekadische bzw. auch interannuelle Variabilitäten der bodennahen Lufttemperatur. Abb.5 zeigt die logarithmierten Bayes-Faktoren als Funktion des Indexwertes *n* der Entwicklungskoeffizienten an. Die Analyse ist für drei verschiedene Zeiträume vorgenommen worden: 1900-1999 (linke Spalte Abb.5), 1900-1949 (mittlere Spalte) und 1950-1999 (rechte Spalte) um die langfristige Variation der möglichen Klimasignale unterscheiden zu können. In der obersten Zeile sind die Bayesfaktoren des GHG, in der mittleren Zeile die des NAT und in der unteren Zeile die für das ALL Szenario dargestellt. Die schattierten Bereiche entsprechen nun den Grenzen aus Tabelle 2, linke Spalte. Liegt die Kurve des Bayesfaktors im Bereich der dunkelsten (hellsten) Schattierung, so wäre die Evidenz des entsprechenden Szenarios (GHG, NAT, ALL) im Vergleich zu dem CTL Szenario „überzeugend" („nicht erwähnenswert"). Die verschiedenen Kurven sollen eine Abschätzung über den Einfluss der beiden Unsicherheitsformen ermöglichen. Single bezeichnet die Ergebnisse allein basierend auf den ECHO-G Simulationen, mithin eine optimistische Abschätzung des Einflusses nur der aleatorischen Komponente. Alle Kurven mit MULTI beschreiben verschiedene Verfahren, die epistemische Komponente aus den Modellergebnissen (Tabelle 1) zu extrahieren.

Wir erkennen, dass im Szenario ALL für den Gesamtzeitraum 1900-1999 die Evidenz im Vergleich zum Szenario CTL „überzeugend“ ist bis zum maximal berücksichtigten Index *n*=12, der in etwa Zeitvariation von 10-15 Jahren erfasst. Die beiden anderen Szenarien dagegen sind sehr viel schwächer in ihrer Aussage, zum Teil sogar bei bestimmten Abschätzungen der Unsicherheiten zwischen den Modellen „nicht erwähnenswert“. Vergleichen wir nun die beiden 50 jährigen Unterzeiträume, so zeigt sich, dass in den ersten 50 Jahren des 20.ten Jahrhunderts das NAT und das ALL Ensemble nahezu identische Resultate liefert, während für 1950-1999 das ALL und das GHG Ensemble hohe Bayesfaktoren relativ zu CTL zeigen. In der Synopse muss man deshalb feststellen, dass zur Erklärung der global gemittelten Lufttemperaturen des 20.ten Jahrhunderts

- alle externen Antriebsfaktoren eine wichtige Rolle spielen
- zu Beginn die natürlichen Faktoren die wesentliche Rolle spielen
- zum Ende jedoch der anthropogene Antrieb eine entscheidende Rolle spielt
- und die Unsicherheiten nur dann eine Entscheidung maßgeblich beeinflussen, wenn die Signal schwach sind.

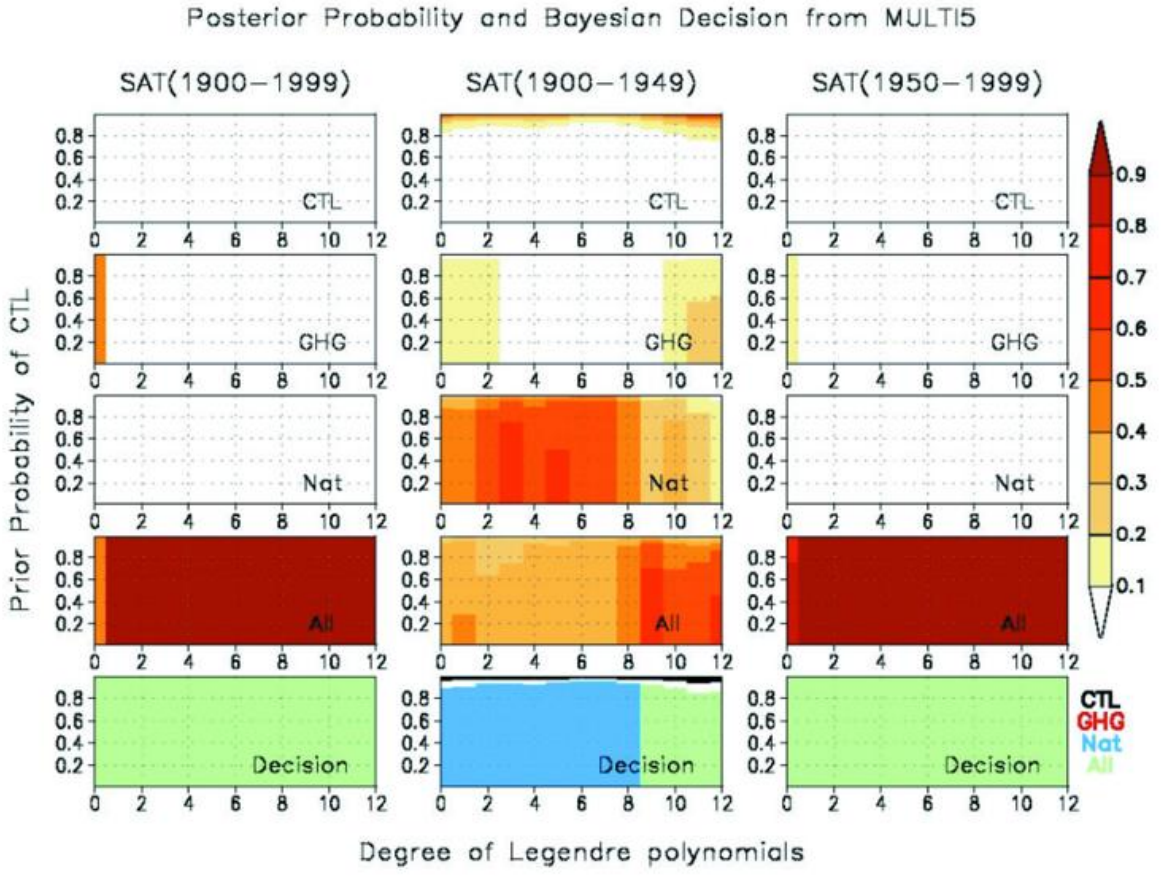


Abb. 6 Darstellung der posterior Wahrscheinlichkeit für jedes Szenario (CTL,GHG,NAT,ALL) als Funktion der prior Wahrscheinlichkeit des CTL Szenarios und der zeitlichen Auflösung der verwendeten Daten aus Abb.3 (obere vier Zeilen), jeweils nochmals unterteilt auf Gesamtzeitraum, erste bzw. zweite Hälfte des 20.ten Jahrhunderts. Hohe prior Werte modellieren den Klimaskeptiker, niedrige einen Umweltaktivisten.

Die Kombination der linken unteren Diagramme in Abb. 4 und 5 zeigt, dass nicht nur eine „überzeugende“ Evidenz des ALL Szenarios relativ zum CTL Szenario ohne jegliche externe Antriebe besteht, sondern dass auch die absoluten posterior Wahrscheinlichkeiten bei identischen prior hoch sind, da das Datenkreuz in Abb.4 nahe am Zentrum der likelihood Funktion des ALL Szenarios zu finden ist. Man kann dieses sogar noch detaillierter betrachten (Abb.6). Die obersten drei Zeilen sind im Aufbau äquivalent zu Abb. 5 und zeigen die jeweiligen posterior Wahrscheinlichkeiten der aufgeführten Szenarien als Funktion des Indexwertes *n* (wie in Abb. 5) und einer Variation der prior Wahrscheinlichkeit von CTL zwischen 0.01 und 0.99. Die prior Wahrscheinlichkeiten der drei anderen Szenarien verändern sich dann gemäß $P_{(ALL,GHG,NAT)} = (1-P_{(CTL)})/3$. Mit dieser Änderung kann man z.B. unterschiedliche Akteure in der Klimadiskussion modellieren: hohe prior Wahrscheinlichkeiten für CTL z.B. P(CTL) nahe 1 entsprechen den sogenannten Klimaskeptikern, während hohe prior Werte für GHG mit Umweltaktivisten assoziiert werden können.

Die mit Abstand höchsten posterior Wahrscheinlichkeiten (~0.8 und höher) finden sich für das ALL Szenario in den Zeiträumen 1900-1999 bzw.1950-1999. Die drei anderen Szenarien zeigen dann posterior Wahrscheinlichkeiten von 0.1 und weniger. Die Wahrscheinlichkeit des ALL Szenarios gegen die Beobachtungen der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur mit Zeitvariationen zwischen etwa 20 und 100 Jahren ist so hoch, dass selbst bei großen Vorbehalten gegen die angetriebenen Simulationen ausgedrückt durch eine prior Wahrscheinlichkeit pro CTL von 0.9 und höher durch die Ergebnisse der ALL Simulationen akzeptiert werden müssen. Lediglich für die erste Hälfte des 20.ten Jahrhunderts sind die Ergebnisse anders (mittlere Spalte, Abb. 6). Bei großen Vorbehalten gegen die angetriebenen Simulationen (prior Werte pro CTL > 0.8) liefern die Modelsimulationen und Beobachtungen nicht genügend Gegeninformationen. Aber bereits für prior Werte pro CTL von 0.7 (und natürlich auch weniger) müssen wir das Szenario NAT bis Indices $n < 8$ (Zeitskalen 30-100 Jahre) als wahrscheinlichste Simulation gegeben die Beobachtungen akzeptieren. Bei Werten $12>n>8$ wird dann aber auch das ALL Ensemble konkurrenzfähig. Die Entscheidungen fallen also entweder für das NAT oder ALL Szenario aus, wenn die prior Wahrscheinlichkeit für CTL unter 0.8 liegt oder für das CTL Szenario, wenn die prior über 0.8 ist. Dies ist in der unteren Reihe der Abb.6 verdeutlicht.

Regionale Ergebnisse

Das oben beschriebene Verfahren lässt sich natürlich auch auf regionale Temperaturvariationen anwenden. Allerdings muss man dann berücksichtigen, dass der CRU Beobachtungsdatensatz lediglich über Landoberflächen eine genügend hohe Datendichte aufweist. Stott (2003) hat dazu die sechs Großregionen N-Amerika, S-Amerika, Europa, Afrika, Asien und Australien festgelegt, die jeweils in drei Unterregionen aufgeteilt sind (zwei für Europa und Australien). Eine Großregion wird dann durch 3*100 Beobachtungs- bzw. Simulationswerte charakterisiert, die Dimension des Datenvektors $\boldsymbol{d}$ ist also 300. Wie bereits bei den globalen Mittelwerten ist eine Dimensionsreduktion unbedingt notwendig, um singuläre Kovarianzmatrizen zu vermeiden. Dazu wird zunächst die Temperaturzeitreihe jeder Unterregion wiederum durch Legendrekoeffizienten erfasst, die dann für jede Oberregion zusammengestellt werden.

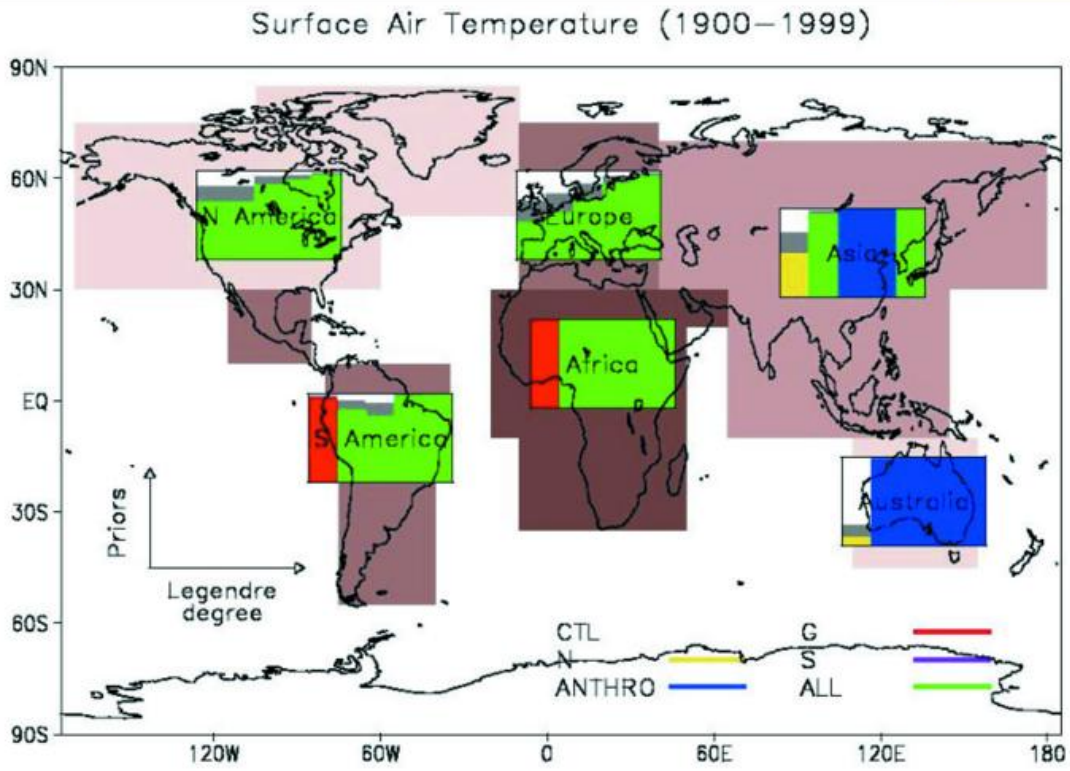


Abb. 7 Ergebnisse der regionalen Untersuchungen der bodennahen Temperaturvariationen im 20.ten Jahrhundert, aufgeteilt nach den 6 angegebenen Großregionen. Die kleinen Diagramme entsprechen dem linken unteren Diagramm in Abb.6 und zeigen die Entscheidung pro Szenario (CTL in weiß, NAT in gelb, GHG in rot, ALL in grün, ANTHRO (=GHG+S) in blau, das Szenario nur Sulfataerosol S in violett ist der Vollständigkeit halber aufgeführt) auf der Basis der posterior Wahrscheinlichkeit bei variierendem prior und Auflösung der zeitlichen Variationen mit Hilfe von Legendrepolynomen bis zum Grad 4: der grau hinterlegte Bereich in den Diagrammen kennzeichnet die Entscheidungen, die auf Bayesfaktoren beruhen, die gemäß Tab. 2 als „nicht der Rede wert" klassifiziert sind.

Der Datenvektor besteht dann sequentiell aus je drei (bzw. 2 für Australien/Europa) Koeffizienten zum gleichen Indexwert n, die so die räumliche Variabilität mit der zeitlichen verknüpfen. Da der Gesamtdatensatz aber nicht größer wird (es liegen weiterhin nur die 48 Realisierungen aus Abb. 2 vor), kann man die Indexwerte der Legendrekoeffizienten nur für Werte $_n$=0…4 betrachten, d.h. die Vektoren haben eine maximale Dimension von 15 (in Abb.5. und 6 war es die Dimension 13).

Abb. 7 ist eine direkte Übertragung der Darstellung aus Abb. 6, untere Reihe. In Farbe kodiert findet man als Funktion der Legendreauflösung und der prior Wahrscheinlichkeit des CTL Szenarios die Entscheidung für das ALL (grün), GHG (rot), ANTHRO (blau) bzw. NAT (gelb) Szenario. Ist die Entscheidung aufgrund des Bayesfaktors im Bereich „nicht erwähnenswert", so ist der Bereich grau schattiert. Keine Schattierung ist eine Entscheidung pro CTL Szenario. Man erkennt für beide Amerikas, Afrika und Europa eine Entscheidung pro ALL Szenario für prior Wahrscheinlichkeiten für CTL ~0.8 und weniger, wobei das Signal in Europa relativ am schwächsten ist (graue und weiße Fläche am größten). Eindeutige Entscheidungen finden sich für die beiden Gebiete, die durch die Tropen dominiert werden. Auf der östlichen Hemisphäre ergibt sich ein Signal des reinen ANTHRO Szenarios, sehr deutlich für Australien, etwas schwächer in Asien. Allerdings ist zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht klar, warum diese Signalstruktur entstanden ist. Hier sind weitere Untersuchungen nötig.

Zusammenfassung

Wir haben versucht, in diesem Beitrag einen Überblick über die neuesten Entwicklungen auf dem Gebiet die Klimaänderungsanalyse zu geben. Wesentliche Fortschritte gegenüber Untersuchungen wenige Jahre zurück sind auf die sehr große Datenbasis an Modellsimulationen zurückzuführen, die im Zuge der Vorbereitungen zum 4. Sachstandsbericht des IPCC entstanden ist. Nahezu alle globalen, gekoppelten Zirkulationsmodelle simulieren die zeitliche Entwicklung der global gemittelten, bodennahen Lufttemperatur vergleichbar zu den Beobachtungen, wenn alle bekannten externen Antriebsfaktoren natürlichen und anthropogenen Ursprungs Berücksichtigung finden. Die hier präsentierte Statistik wird in ähnlicher Art auch vor Gericht verwendet (Malakoff, 1999). Zwei wesentliche Ergebnisse sind so zu vermerken: (1) die datenbasierte Evidenz, die sich in dem Bayesfaktor ausdrückt, ist für das ALL Szenario im gesamten 20.ten Jahrhundert „überzeugend" relativ zum nichtangetriebenen Kontrollszenario CTL. Die Einzelszenarien GHG und NAT fallen dahinter deutlich zurück. Lediglich für die erste Hälfte des 20.ten Jahrhunderts finden sich ebenfalls „überzeugende" Evidenzen für das NAT Szenario. (2) Diese datenbasierten Evidenzen sind so hoch insbesondere für den ALL Fall 1900-1999, dass selbst bei subjektiven prior Wahrscheinlichkeiten pro CTL von über 0.9 es immer noch zu einer Entscheidung gegen CTL und pro ALL kommen muss. Auf der globalen Skala bei der bodennahen Lufttemperatur ist mithin die menschliche Aktivität eindeutig nachweisbar allerdings immer nur in Zusammenarbeit mit den natürlichen Faktoren. Betrachtet man die Flächenmittel der bodennahen Lufttemperatur bei kontinentweiten Gebieten, so ist ein Klimaänderungssignal auch dort bereits nachweisbar, allerdings mit einer deutlich schwächeren datenbasierten Evidenz, so dass z.B. für Europa Skeptiker (prior Wahrscheinlichkeiten pro CTL > 0.8) noch nicht überzeugbar wären.

Literatur

Anderson T.W., An introduction to multivariate statistical analysis, Wiley Series in Probability and Mathematical Statistics, John Wiley and Sons, New York

Berger, J. O., 1985: Statistical decision theory and Bayesian analysis, 2nd eds. Springer,New York, Berlin, 617 p.

Berliner, L. M., R. A. Levine, and D. J. Shea, 2000: Bayesian climate changeassessment. J. Climate, 13, 3805-3820.

Feichter, J., U. Lohmann, and I. Schult, 1997: The atmospheric sulfur cycle in ECHAM-4 and its impact on the shortwave radiation. Climate Dyn., 13, 235-246.

Hasselmann K. (1993): Optimal Fingerprints for the Detection of Time-dependent Climate Change, J. Climate, 6,1957-1971

Hense A. (2002): Klimavariabilität durch interne Wechselwirkungen, Promet 28, Heft ¾, 108-116

International ad hoc Detection and Attribution Group (IDAG), 2005: Detecting andattributing external influences on the climate system: A review of recent advances.J. Climate, 18, 1291-1314.

IPCC (2001): Climate Change 2001: The Scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climatic Change (Houghton J.T. et.al. Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 881pp

Jeffreys, H., 1935: Some tests of significance, treated by the theory of probability. Proc. Camb. Phil. Soc., 31, 203-222.

———, 1961: Theory of Probability, 3rd eds. Oxford University Press, 470 pp.

Jones, P. D., and A. Moberg, 2003: Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. J. Climate, 16, 206– 223.

Kass, R. E., and A. E. Raftery, 1995: Bayes factors. J. Am. Stat. Assoc., 90, 773-795.

Legutke, S, and R. Voss, 1999: The Hamburg atmosphere-ocean coupled circulation model ECHO-G. Technical report No. 18, German Climate Computre Centre (DKRZ), Hamburg, Germany, 62 pp.

Malakoff D. (1999): The Reverend Bayes Goes to Court, Science 19 November 1999 286: 1462 [DOI: 10.1126/science.286.5444.1462]

Min, S.-K., A. Hense, H. Paeth, and W.-T. Kwon, 2004: A Bayesian decision method for climate change signal analysis. Meteorologisches Zeitschrift, 13, 421-436.

Min S.K. und Hense A. (2006): A Bayesian Assessment of Climate Change Using Multi-Model Ensembles. Part I: Global Mean Surface Temperature, zur Veröffentlichung angenommen in J. Climate

Stott P.A. (2003): Attribution of regional-scale temperature changes to anthropogenic and natural causes, Geophysical research Letters, 30, 1728, doi:10.1029/2003GL017324

Klimaentwicklung und Hochwasserschutz

H. Bartels, V. Kolokotronis, L. Zimmermann

Einführung

Unter den Klimaforschern ist es weltweit mittlerweile unstrittig, dass die beobachtete globale Temperaturerhöhung nicht nur den natürlichen Klimaeinflüssen und Klimaschwankungen zuzuschreiben, sondern mit als Folge des anthropogenen "Treibhauseffekts" einzustufen ist. Um die Entwicklung des weltweiten und des regionalen Klimas einzuschätzen, rechnen die Klimaforscher Klimaszenarien mit immer leistungsfähigeren Klimamodellen. Alle diese Klimamodelle sagen eine globale Erwärmung voraus und können mit entsprechenden Emissionsszenarien den Temperaturverlauf der letzten 100 Jahre recht gut nachbilden. Die prognostizierte globale Temperaturzunahme der kommenden 50 bis 100 Jahre schwankt je nach Klimamodell und Emissionsszenario zwischen 2 °C und 6 °C (IPCC 2001). Es ist zu erwarten, dass in Folge der zur Verfügung stehenden höheren Wärmeenergie auch der globale Wasserkreislauf intensiviert wird.

Diese Klimaveränderung wird in den verschiedenen Raum- und Zeitskalen mit erheblichen Auswirkungen auf den Wasserhaushalt verbunden sein, insbesondere auf:

- den technischen Hochwasserschutz und die Hochwasservorsorge durch die mögliche Veränderung der Höhe, Dauer und Häufigkeit von Hochwasser,
- die Wasserversorgung durch die Änderung der Grundwasserneubildung mit Auswirkungen auf Verfügbarkeit und Beschaffenheit der Wasservorräte,
- den Gewässerschutz durch die Änderung der jahreszeitlichen Abfluss- und Wassertemperaturverhältnisse mit Auswirkungen auf den Stoffhaushalt der Flüsse und Seen,
- die Bewirtschaftung der Gewässer durch die Änderung der Betriebsweise insbesondere von Wasserspeichern und Wasserkraftanlagen sowie sonstige Gewässernutzungen sowie
- die Planung und Dimensionierung kommunaler Entwässerungssysteme und der Gebäude- und Grundstücksentwässerung durch die mögliche Intensivierung der Starkniederschläge.

Regionale Klimaentwicklung am Beispiel KLIWA

Erkenntnisse über die regionalen Auswirkungen des Klimawandels wurden im Rahmen des Kooperationsvorhabens „Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft (KLIWA)" gewonnen, das von den Ländern Baden-Württemberg und Bayern gemeinsam mit dem Deutschen Wetterdienst (DWD) durchgeführt wird. Ziel des Vorhabens KLIWA ist es, für die nächsten Jahrzehnte (bis 2050) Aussagen über die möglichen Auswirkungen der Klimaveränderung auf den Wasserhaushalt und die davon abhängigen bzw. beeinflussten Systeme zu erhalten, um auf dieser Basis geeignete Anpassungsstrategien entwickeln zu können.

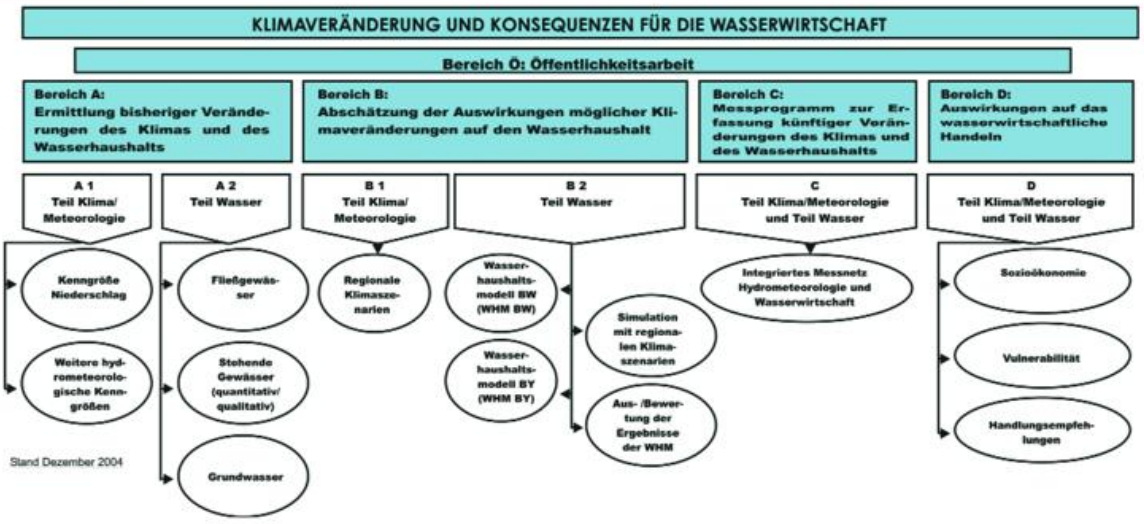


Abb. 1 KLIWA-Vorgehenskonzept - Projektrahmen

In einem 1998 erstmalig erstellten und in regelmäßigen Zeitabständen fortgeschriebenen „Vorgehenskonzept“ KLIWA (Abb. 1) sind verschiedene Themenbereiche festgeschrieben. Der Themenbereich A widmet sich der Ermittlung bisheriger Veränderungen des Klimas und des Wasserhaushalts. Im Themenbereich B geht es um die Ermittlung der zukünftig zu erwartenden Auswirkungen, die mit Hilfe von Modellrechnungen zu regionalen Klimaszenarien mit anschließenden Wasserhaushaltsmodellierungen abgeschätzt werden. Der Themenbereich C ist als dauerhaftes Überwachungsprogramm des Wasserhaushalts für Süddeutschland über ein integriertes Messnetz Hydrometeorologie (DWD) und Wasserwirtschaft (Bayern und Baden-Württemberg) geplant und kann ebenfalls erste Untersuchungsergebnisse aufweisen. Darüber hinaus wurden auch bereits erste Anpassungsstrategien in Form von Handlungsempfehlungen (Themenbereich D) zunächst für den Hochwasserschutz entwickelt.

Die Untersuchungen langer Messzeitreihen von Tageswerten hydrometeorologischer und hydrologischer Größen (in der Regel mehr als 70 Jahre) sind ein erster Schritt zur Zielerreichung. Diese Ergebnisse geben Aufschluss über die bisher beobachteten natürlichen Schwankungsbreiten und evtl. erkennbare systematische Veränderungen (Trends). Nachfolgend werden einige wesentliche Erkenntnisse vorgestellt (Günther 2004).

Lufttemperatur

Die Lufttemperatur bestimmt die Aufnahmefähigkeit für Wasserdampf in einer Luftmasse und spielt daher auch für die Niederschlagsbildung eine wesentliche Rolle. Sie kann zudem in den Klimamodellen zur Ermittlung der zukünftigen Klimaentwicklung am besten simuliert werden.

Die vieljährigen Jahresmitteltemperaturen in den Abbildung 2 zu entnehmenden 33 Untersuchungsgebieten von Süddeutschland liegen zwischen 6,4 °C und 9,7 °C. Die insbesondere in den 90er Jahren des letzten Jahrhundert festgestellte Zunahme der Jahresmitteltemperatur ist regional verschieden und zeigt in Süddeutschland Werte zwischen 0,5 °C und 1,2 °C. Auffällig sind die jahreszeitlichen und regionalspe-

zifischen Besonderheiten: Die höchste Zunahme der Monatsmitteltemperatur ergibt sich in den Wintermonaten und dort im Dezember (Abb. 2). Darüber hinaus ist festzustellen, dass die winterlichen Temperaturzunahmen in den unteren Höhenlagen sowie im Westen von Süddeutschland besonders deutlich ausgeprägt sind (KLIWA 2005a).

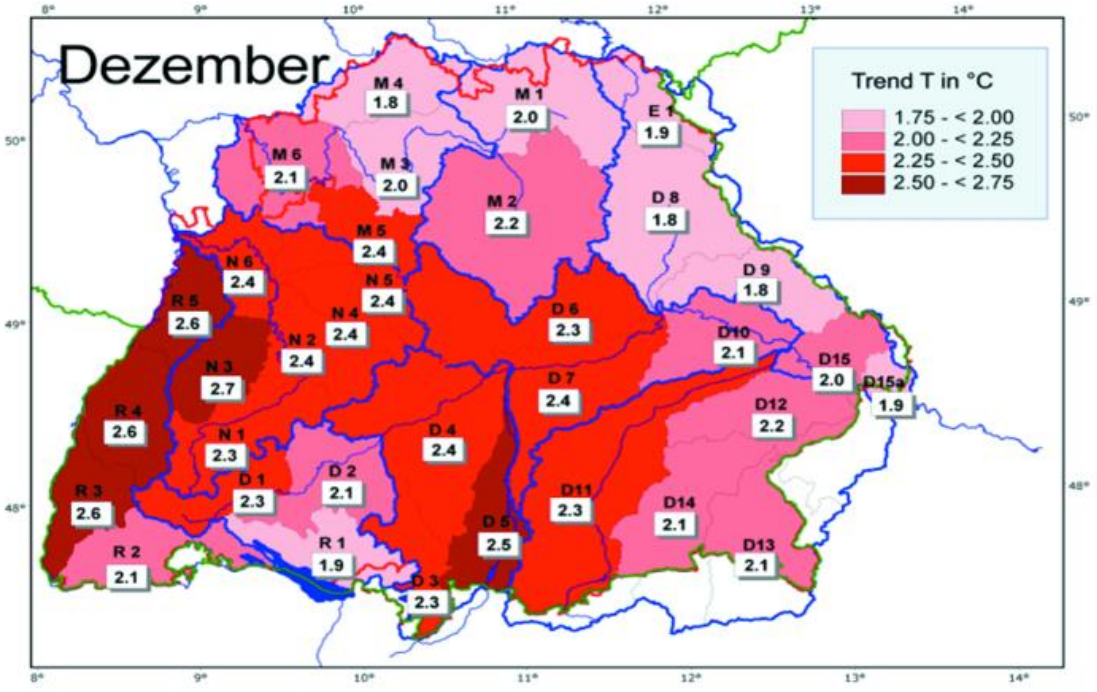


Abb. 2 Zunahme [°C] der Monatsmitteltemperatur Dezember, Gebietswerte in Süddeutschland, Zeitreihe 1931 - 2000 (KLIWA 2005a)

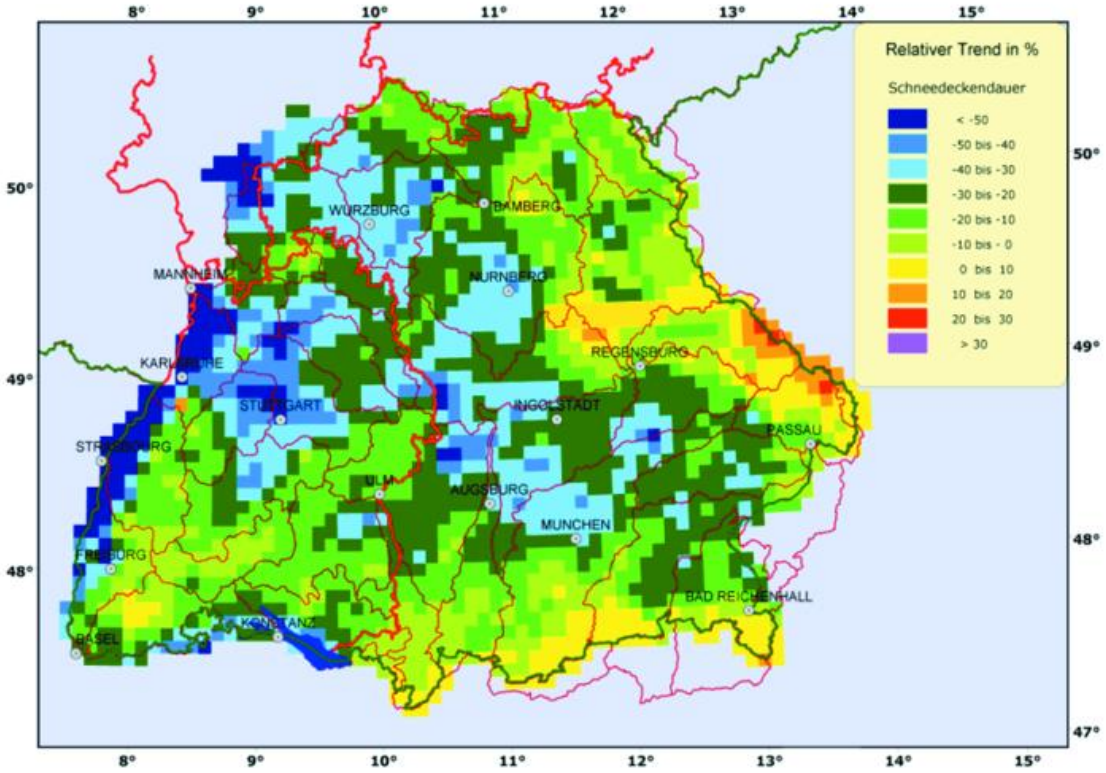


Abb. 3 Relativer Trend [%] der mittleren Schneedeckendauer in Süddeutschland, Zeitreihe 1951/52 bis 1995/96 (KLIWA 2005b)

Schneedeckendauer

Auf Grund der Temperaturerhöhung im Winter tritt der feste Niederschlag mit einer geschlossenen Schneedecke gegenüber dem Schneeregen oder Regen zurück. Die Untersuchungen in Süddeutschland zum Langzeitverhalten der Schneedeckendauer zeigen einen Trend zu schneeärmeren Wintern mit weniger dauerhaften Schneedekken. Dies ist in Abbildung 3 dargestellt, wobei unter der mittleren Schneedeckendauer die Anzahl der Tage mit einer geschlossenen Schneedecke zu verstehen ist. In den tiefen (< 300 m ü. NN) und mittleren Höhenlagen geht die Schneedeckendauer deutlich zurück. Dieser Rückgang tritt auch hier in den westlichen Gebietsteilen von Süddeutschland stärker in Erscheinung als in den östlichen. In höher gelegenen Gebieten (> 800 m ü. NN) ergibt sich nur eine geringe Abnahme der Schneedeckendauer bzw. teilweise sogar eine leichte Zunahme, besonders im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets (KLIWA 2005b).

Starkniederschläge und Hochwasserabflüsse

Hochwasserabflüsse entstehen durch Starkniederschläge mit oder ohne Schneeschmelze. Dabei wird mit Starkniederschlag ein Niederschlagsereignis bezeichnet, das im Verhältnis zu seiner Dauer eine hohe Niederschlagsintensität aufweist und daher selten auftritt, z. B. im statistischen Mittel höchstens einmal jährlich. Starkniederschlagshöhen sind damit an den einzelnen Niederschlagsstationen über die Wahrscheinlichkeit ihres Auftretens definiert. In der KLIWA-Untersuchung werden die jeweiligen Höchstwerte einer Zeitspanne (Jahr, Sommer und Winter) verwendet.

Während im Winterhalbjahr die Starkniederschläge in Süddeutschland entsprechend den Ergebnissen aus KLIWA deutlich – wenn auch regional unterschiedlich – zunehmen, sind im Sommer keine markanten Veränderungen festzustellen (Abb. 4). Ursache des Anstiegs der winterlichen Starkniederschlagshöhen ist das häufigere Auftreten von Westwetterlagen mit Zufuhr warmer, feuchter Luftmassen, die gleichzeitig zur Schneeschmelze führen können und damit eine Abnahme der mittleren Schneedeckendauer bewirken. Diese Veränderungen lassen auch auf Auswirkungen in den Hochwasserabflüssen schließen (KLIWA 2006).

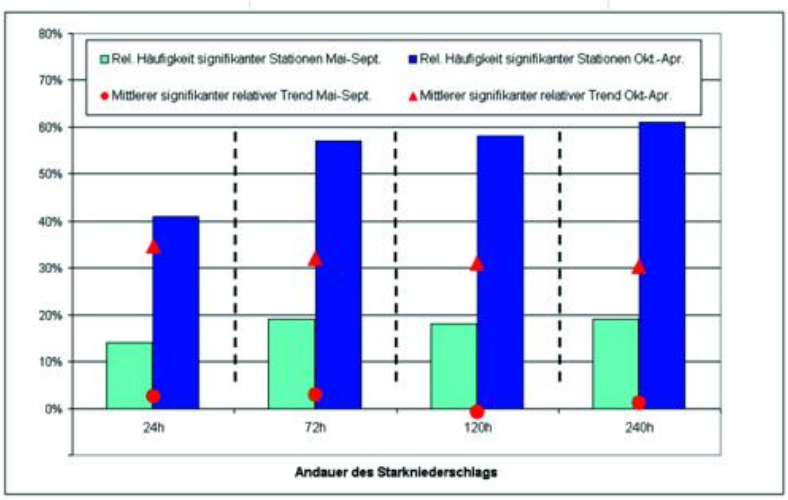


Abb. 4 Relativer Trend [%] der Starkniederschläge in Süddeutschland für Sommer (linker Balken) und Winter (rechter Balken), Zeitreihe 1931 – 2000 (KLIWA 2006)

Bei Betrachtung der jährlichen Höchstabflüsse sehr langer Zeitreihen (zwischen 70 und 150 Jahre) sind beim überwiegenden Teil der Pegel keine signifikanten Veränderungen festzustellen. Ab

den 70er Jahren des letzten Jahrhunderts sind jedoch zunehmende Trends sowohl bei den Höchstabflüssen als auch der Häufigkeit von Winterhochwasser zu verzeichnen; ebenso sind die monatlichen Hochwasserabflüsse im Winterhalbjahr höher als in der Zeit davor (Straub 2004, KLIWA 2002).

Bewertung der Ergebnisse aus KLIWA

Zusammenfassend ist festzustellen, dass sich die klimatischen Bedingungen in Süddeutschland mit Auswirkungen auf den gesamten Wasserhaushalt im vergangenen Jahrhundert – insbesondere während der letzten zwei bis drei Jahrzehnte und im Winterhalbjahr – erkennbar verändert haben (Günther 2004). Die gefundenen Trends überschreiten jahreszeitlich und regionalspezifisch die bisher aus langen Messzeitreihen bekannte natürliche Schwankungsbreite. Sie legen daher nahe, frühzeitig mit der Entwicklung von Anpassungsstrategien für die verschiedenen Anwendungsgebiete zu beginnen (Themenblock D des Vorgehenskonzepts).

Anpassungsstrategien für den technischen Hochwasserschutz

Starkniederschlagshöhen für Deutschland (Atlas KOSTRA-DWD-2000)

Extremwertstatistische Auswertungen von Starkniederschlagshöhen finden u.a. Anwendung als Bemessungsgrundlage für den technischen Hochwasserschutz (Abb. 5). Auf Grund der Erkenntnisse aus dem Langzeitverhalten der hydrometeorologischen Größen in Süddeutschland hat sich der DWD entschlossen, eine Fortschreibung des im Jahre 1997 publizierten KOSTRA-Atlas „Starkniederschlagshöhen für Deutschland“, basierend auf dem Zeitraum 1951-1980, durch eine Verlängerung des Zeitraums auf 1951 – 2000 vorzunehmen. Durch KOSTRA werden seltene Ereignisse des gesamten Niederschlagsspektrums mit der Auftretenswahrscheinlichkeit verknüpft, ausgedrückt durch die Jährlichkeit. Das Niederschlagsspektrum umfasst dabei alle Niederschlagsereignisse, beginnend mit den Schauerereignissen von nur wenigen Minuten bis hin zum Dauerregen mit einer Andauer über mehrere Tage. Ein weiterer wesentlicher Vorteil von KOSTRA ist darin begründet, dass diese Aussagen aus einem flächendeckend einheitlichen Regionalisierungsverfahren für das gesamte Bundesgebiet abgeleitet werden können. Dabei trägt die Rasterfeldgröße von jeweils 71,5 km² mit ausgewählten Klassenbreiten der Niederschlagshöhe dem Einfluss der räumlichen und zeitlichen Variabilität der Starkniederschlagsereignisse Rechnung. Die Unsicherheit des angewendeten Berechnungsverfahrens der Verteilungsfunktion (Auswahl der jeweils höchsten Jahres- oder Halbjahreswerte) werden durch entsprechende Toleranzgrenzen in Abhängigkeit von der Jährlichkeit berücksichtigt.

Die Erweiterung auf den Zeitraum 1951-2000 kommt zudem der gewachsenen Sensibilisierung der Bevölkerung für das Niederschlagsgeschehen in den letzten Jahrzehnten des vergangenen Jahrhunderts durch die teilweise spektakulären Hochwasserereignisse nach. Durch die Anpassung der Extremwerte in Form einer Verteilungsfunktion innerhalb des Zeitraums 1951 – 2000 wird es möglich, Aussagen zur Auftretenswahrscheinlichkeit von Ereignissen verschiedener Dauerstufen abzuleiten, die bspw.

T	0,5		1		2		5		10		20		50		100	
n	2,00		1,00		0,50		0,20		0,10		0,05		0,02		0,01	
D	hN	RN	hN	RN	hN	RN	hN	RN	hN	RN	hN	RN	hN	RN	hN	RN
5 min	7,6	251,7	8,7	290,8	9,9	329,8	11,4	381,5	12,6	420,5	13,8	459,6	15,3	511,2	16,5	550,3
10 min	9,1	151,5	11,1	184,3	13,0	217,1	15,6	260,4	17,6	293,2	19,6	326,0	22,2	369,3	24,1	402,1
15 min	10,0	111,5	12,7	141,1	15,4	170,1	18,9	209,8	21,5	239,4	24,2	269,0	27,7	308,2	30,4	337,8
20 min	10,7	89,2	14,0	116,8	17,3	144,3	21,7	180,7	25,0	208,2	28,3	235,7	32,7	272,1	36,0	299,7
30 min	11,6	64,6	16,1	89,4	20,6	114,3	26,5	147,1	31,0	172,0	35,4	196,8	41,3	229,7	45,8	254,5
45 min	12,4	46,0	18,5	68,5	24,5	90,9	32,6	120,6	38,6	143,0	44,7	165,4	52,7	195,1	58,7	217,5
60 min	12,9	35,8	20,4	56,7	27,9	77,5	37,8	105,1	45,3	126,0	52,9	146,8	62,8	174,4	70,3	195,3
90 min	14,4	26,8	22,2	41,1	29,9	55,4	40,1	74,3	47,8	88,6	55,6	102,9	65,8	121,8	73,5	136,1
2 h	15,6	21,7	23,5	32,7	31,4	43,6	41,8	58,1	49,7	69,0	57,6	80,0	68,0	94,5	75,9	105,4
3 h	17,5	16,2	25,6	23,7	33,7	31,2	44,4	41,1	52,5	48,6	60,6	56,1	71,3	66,0	79,4	73,5
4 h	18,9	13,1	27,1	18,8	35,4	24,6	46,3	32,2	54,6	37,9	62,9	43,7	73,8	51,3	82,1	57,0
6 h	21,0	9,7	29,5	13,7	38,0	17,6	49,2	22,8	57,7	26,7	66,2	30,7	77,5	35,9	86,0	39,8
9 h	23,3	7,2	32,0	9,9	40,8	12,6	52,4	16,2	61,1	18,9	69,9	21,6	81,4	25,1	90,2	27,8
12 h	25,1	5,8	34,0	7,9	42,9	9,9	54,7	12,7	63,7	14,7	72,6	16,8	84,4	19,5	93,3	21,6
18 h	27,0	4,2	37,1	5,7	47,2	7,3	60,5	9,3	70,6	10,9	80,6	12,4	93,9	14,5	104,0	16,0
24 h	29,0	3,4	40,2	4,7	51,4	6,0	66,2	7,7	77,4	9,0	88,7	10,3	103,5	12,0	114,7	13,3
48 h	34,0	2,0	47,5	2,7	61,0	3,5	78,8	4,6	92,3	5,3	105,9	6,1	123,7	7,2	137,2	7,9
72 h	37,6	1,4	52,4	2,0	67,2	2,6	86,9	3,4	101,7	3,9	116,5	4,5	136,2	5,3	151,0	5,8



Abb . 5 Anwendungsgebiete für standortbezogene Starksniederschlagshöhen nach KOSTRA

– statistisch gesehen – nur einmal in 100 Jahren zu beobachten sind. Um sicher zu stellen, dass für jeden Ortspunkt in Deutschland eine Tabelle der ‚Niederschlagshöhen und –spenden in Abhängigkeit von der Dauer und Jährlichkeit' ermittelt werden kann, ist ergänzend die Anwendung eines geeigneten Regionalisierungsverfahrens zur Übertragung der Messpunkte auf die Fläche erforderlich (KOSTRA-DWD-2000, 2005).

Vergleich der Zeiträume 1951 – 2000 und 1951 – 1980

In der Klimatologie ist für die Mittelwertbildung ein Zeitraum von 30 Jahren gebräuchlich. Zur Bewertung der unterschiedlichen 30-jährigen Zeiträume benötigt man einen Bezugszeitraum, dessen Mittelwerte weltweit klimatologisch verglichen werden können. Dieser Bezugszeitraum wird von der Weltorganisation für Meteorologie festgelegt und umfasst derzeit die Jahre 1961 – 1990. Der Bezugszeitraum des KOSTRA-Atlas (Bartels et al. 1997) umfasste die Jahre 1951 – 1980. Für Extremwertuntersuchungen, insbesondere wenn es sich um Jährlichkeiten von 50 a und mehr handelt, sind 30 Jahre zu kurz. Die Varianzen zwischen den Stationen (Messpunkten) und die Veränderungen von Jahr zu Jahr verfälschen die Aussagekraft der Auswertung. Über- und Unterschätzungen sind die mögliche Folge.

Zur Dokumentation und zur Erleichterung späterer Interpretationen ist es daher wichtig, die Auswirkungen der Verlängerung des Bezugszeitraums auf die Ergebnisse zu kennen. Im Vergleich der Zeiträume 1951 – 1980 mit 1951 – 2000 sind deshalb charakteristische Unterschiede in den Starkniederschlagshöhen in Abhängigkeit von der Dauer und Jährlichkeit aufzudecken, zu interpretieren und mögliche Konsequenzen zu diskutieren (KOSTRA-DWD-2000 2005).

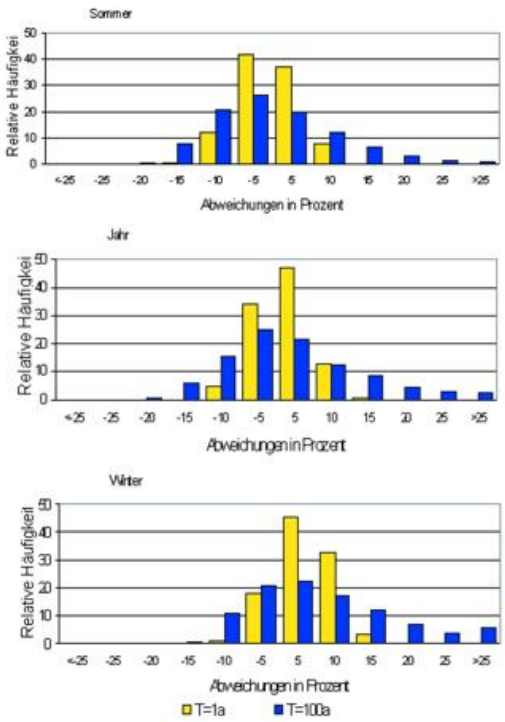


Abb. 6 Abweichungen der Starkniederschlagshöhen KOSTRA-DWD-2000 des Zeitraums 1951 – 2000 zu 1951 – 1980 für die Dauerstufe D = 24 h, Jährlichkeiten T = 1 a (gelber Balken) und T = 100 a (blauer Balken) für Jahr, Sommer und Winter (KOSTRA-DWD-2000, 2005)

In Abbildung 6 sind die Unterschiede der Starkniederschlagshöhen der beiden Zeiträume für die Jährlichkeiten 1a und 100 a und die Zeitspannen Jahr, Sommer und Winter – bezogen auf die Werte von 1951 – 1980 (als jeweiligem 100%-Wert) gegenübergestellt. In allen Zeitspannen kann man an Hand der Häufigkeitsverteilungen über die Gesamtfläche von Deutschland eine Tendenz zur Zunahme der Starkniederschlagshöhen erkennen. Diese ist besonders im Winterhalbjahr und bei der Jährlichkeit 100 a ausgeprägt. Im Sommerhalbjahr findet man im verlängerten Bezugszeitraum bei den 100-jährlichen Starkniederschlagsereignissen sowohl positive als auch negative prozentuale Abweichungen gegenüber dem Zeitraum 1951 – 1980.

Der neue und auch längere Bezugszeitraum 1951 – 2000 zeigt also besonders bei den selteneren Ereignissen einen Trend zur Anhebung der Niederschlagshöhen. Dies bestätigt den in der öffentlichen Diskussion artikulierten Verdacht, dass sich das Niederschlagsgeschehen verstärkt hat.

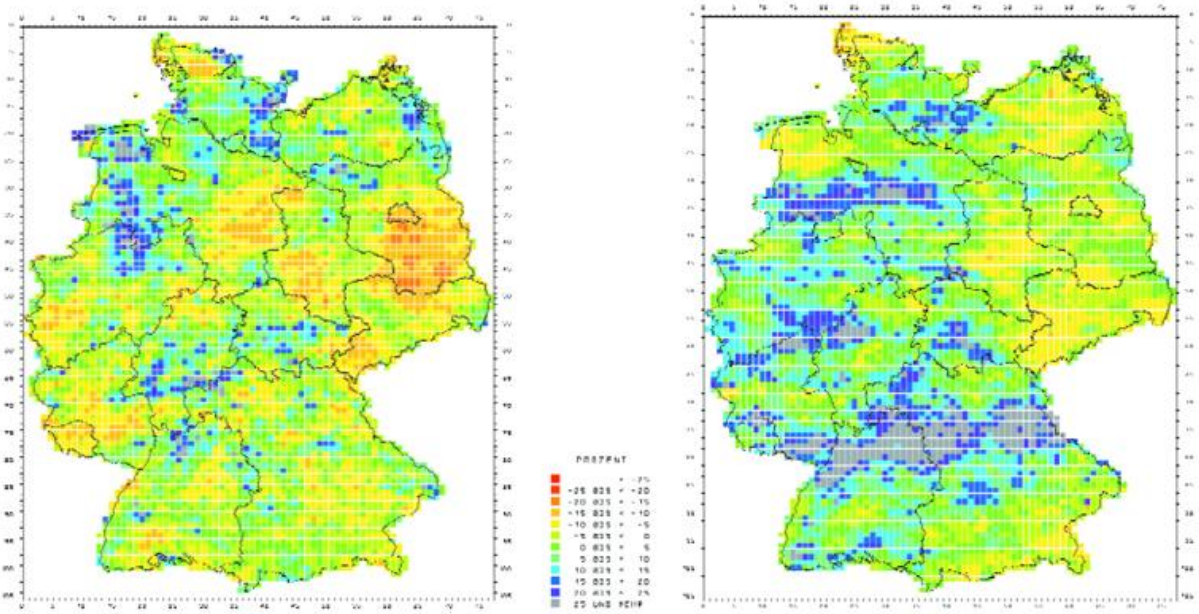


Abb. 7 Felder der prozentualen Abweichungen der Starkniederschlagshöhen KOSTRA-DWD-2000 des Zeitraums 1951 – 2000 zu 1951 – 1980 Dauerstufe D = 24 h und Jährlichkeit T = 100 a für Sommer (links) und Winter (rechts) (KOSTRA-DWD-2000, 2005)

In Abbildung 7 ist die räumliche Verteilung der seltenen Starkniederschlagshöhen im Sommer (links) und im Winter (rechts) für die 100-jährlichen Ereignisse wiedergegeben. Im Winterhalbjahr zeigt sich eine deutliche Zone zunehmender Starkniederschlagsereignisse über den Mittelgebirgsregionen Deutschlands. Die Veränderungen im Sommerhalbjahr sind wesentlich kleinräumiger und unruhiger: Gebiete mit deutlichen Zunahmen grenzen direkt an Regionen mit stärkeren Abnahmen. Besonders die hohen Jährlichkeiten ähneln einem ‚Flickenteppich'. Die Ursache ist darin zu suchen, dass im Sommer auch die Dauerstufe D = 24 h erheblich von Schauerniederschlägen mit hoher räumlicher Variabilität beeinflusst ist (KOSTRA-DWD-2000 2005).

Bewertung der Kurzzeitniederschläge

Da die Bemessung von Entwässerungsanlagen für Gebäude und Grundstücke insbesondere auf kurze Dauerstufen mit sommerlichen Schauerniederschlägen abhebt, wurden gezielt mehr als 40 Stationen – verteilt über Deutschland – für den Zeitraum 1981 – 2000 aus Analogregistrierungen des Niederschlags nachdigitalisiert und extremwertstatistisch ausgewertet. Die Vergleichsergebnisse verschiedener 30-jähriger Zeiträume (u.a. auch 1961 – 1990) sowie die von 1951 – 1980 und 1951 – 2000 sind der Abbildung 8 zu entnehmen. Es zeigt sich, dass fast alle beobachteten Kurzzeitereignisse der verschiedenen Zeiträume innerhalb der Vertrauensgrenzen liegen. Diese Zusatzauswertungen liefern den Beweis, dass die bisher geltenden sommerlichen Starkniederschlagshöhen beibehalten werden können.

Da die Niederschlagsmessnetze aber nur punktuelle Messungen liefern, ist die Gefahr, dass Schauer nicht von den Niederschlagsstationen erfasst werden – auch bei längeren Messzeitreihen - durchaus gegeben. Eine räumlich besser abgesicherte extremwertstatistische Auswertung der Kurzzeitniederschläge bleibt dem zukünftigen Einsatz von flächendeckenden, radargestützten Bodenniederschlagsverteilungen (z.B. durch RADOLAN (RADAR-Online-Aneichung)) (RADOLAN 2004) vorbehalten. Um einer möglichen zukünftigen sommerlichen Intensitätsverstärkung der Starkniederschläge entgegen treten zu können, wird erwogen, in diesem Kurzzeitbereich für Bemessungsfragen an Stelle von Niederschlagshöhen, die einmal in zwei Jahren beobachtet werden, auf solche, die einmal in 100 Jahren auftreten, über zu gehen.

Regionale Klimaszenarienrechnungen bis 2050 für Süddeutschland

Die in KOSTRA-DWD-2000 durch die Fortschreibung erzielten Ergebnisse basieren auf den klimatischen Bedingungen des Bezugszeitraums 1951 – 2000 und werden statistisch über Verteilungs- bzw. Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen bis zu den seltenen Starkniederschlagsereignissen, die einmal in 100 Jahren auftreten, extrapoliert. Da es sich aber bei den Wetterprozessen und ihren komplexen Wechselwirkungen um nicht-lineare und zeitlich veränderliche Abläufe handelt, können die in den Langzeituntersuchungen gefundenen Trends nur bedingt in die Zukunft extrapoliert werden. Erste Untersuchungsergebnisse zum Überwachungsprogramm des „Integrierten Messnetzes" von KLIWA (Themenblock C) zeigen allerdings am Beispiel der Untersuchungsgebiete Kocher (N4) und Isar (D11), dass die Winterniederschläge weiter zunehmen und die Sommerniederschläge rückläufig sind.

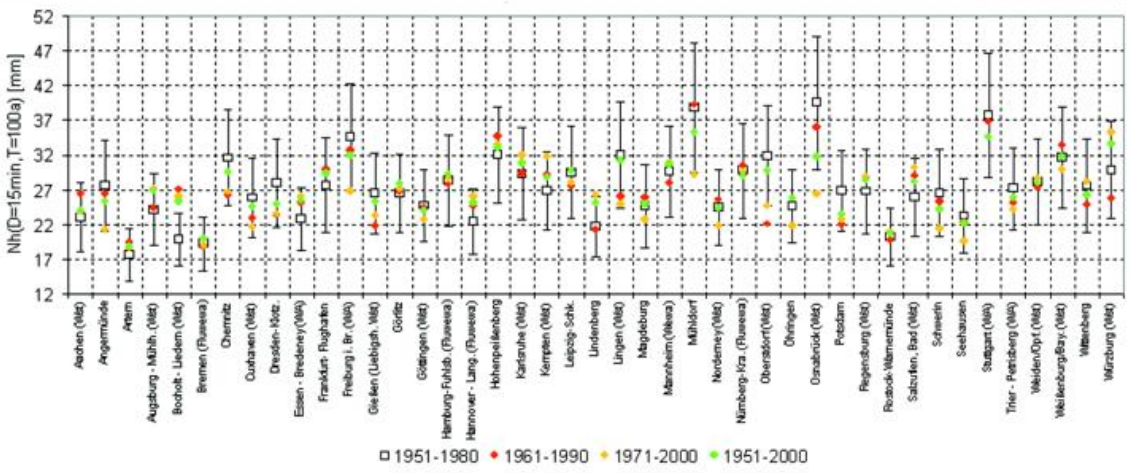


Abb. 8 Ergebnisse der extremwertstatistischen Auswertungen für 43 Niederschlagsschreiberstationen mit Daten bis zum Jahr weiße Kästchen: Zeitraum 1951-1980; roter Punkt: 1961-1990; gelber Punkt: 1971-2000; grüner Punkt: 1951-2000
Fehlerbalken: Spannen der Vertrauensgrenzen bei einer statistischen Sicherheit von 95% nach KOSTRA-DWD

Da die beiden Halbjahre diesen gegenläufigen Trend aufweisen, nähern sich die Halbjahreswerte immer mehr einander an (Dietzer 2006).

Der Themenbereich B „Abschätzung der Auswirkungen möglicher Klimaveränderungen auf den Wasserhaushalt“ im Vorhaben KLIWA sieht daher Simulationen des zukünftig zu erwartenden Klimas vor. Um den in regionalen Klimaszenarienrechnungen noch enthaltenen Unsicherheiten gerecht zu werden, wurden verschiedene Forschergruppen beauftragt, die folgenden Modellansätze anzuwenden:

- statistisches Downscaling-Verfahren mittels Clusteranalyse (Potsdamer Institut für Klimafolgenforschung/PIK)
- statistisch-dynamisches Downscaling-Verfahren mittels Wetterlagenklassifikation (Meteo Research/MR)
- regionales, dynamisches Klimamodell REMO (Max-Planck-Institut für Meteorologie/MPI).

Die Vergleichbarkeit der Ergebnisse war durch die Vorgabe einheitlicher Randbedingungen weitgehend gewährleistet: Globales Klimamodell ECHAM4, IPCC-Emissionsszenario B2, Zukunftsszenarienzeitraum 2021 – 2050, mit Messdaten 1951 – 2000, Verifikationszeitraum 1971 – 2000 und klimatologischen Kennzahlen (Bartels 2004).

Erwartungsgemäß wurde eine Bandbreite von Ergebnissen für das zukünftige Klima ermittelt, wobei sich aber ähnliche Charakteristika – wenn auch mit unterschiedlicher Ausprägung – herauskristallisierten. Der den weiteren Untersuchungen zu Grunde gelegte Modellansatz MR liefert für den Zeitraum 2021 – 2050 im Vergleich zum Zeitraum 1971 – 2000 für Süddeutschland im

- *Winterhalbjahr:*
  Zunahme der mittleren Lufttemperatur nahezu einheitlich um ca. 2 °C,

verbunden mit einer um die Hälfte reduzierten Anzahl der Eistage (Tage mit T_{max} < 0 °C). Die mittlere für die Hochwasser bedeutsame Niederschlagshöhe nimmt um rund 20% zu, wobei deutlich ein West-Ost-Gefälle von rund 35% bis ca. 10% zu verzeichnen ist.

- Sommerhalbjahr:
  Trotz geringerer Zunahme der mittleren Lufttemperatur von ca. 1.4 °C findet man in weiten Teilen Süddeutschlands eine Verdoppelung der Anzahl heißer Tage (T_{max} >= 30 °C). Der Niederschlag nimmt geringfügig ab.

Von diesen Veränderungen wird auch der Wasserhaushalt, insbesondere die Abflüsse in den Gewässern, zukünftig erheblich betroffen sein. Die Entwicklung von geeigneten Anpassungsstrategien ist daher unerlässlich.

„Lastfall Klimaänderung" für Hochwasserschutzplanungen

Im Vorhaben KLIWA wird an Hand der Ergebnisse der Wasserhaushaltsberechnungen auf der Basis der Klimaszenarien im Themenbereich B die Schlussfolgerung gezogen, dass eine deutliche Zunahme der mittleren Hochwasser, aber auch der extremen Abflüsse in Süddeutschland zu erwarten ist, so dass von einer Hochwasserverschärfung durch die Klimaveränderung bis 2050 auszugehen ist (Hennegriff et al. 2006).

Aus diesen Erkenntnissen sind daher Handlungsempfehlungen für den technischen Hochwasserschutz abzuleiten, die zwar den möglichen Klimaveränderungen der nächsten Jahrzehnte Rechnung tragen, aber auch die Unsicherheiten der Klimaszenarienrechnungen berücksichtigen. Vor diesem Hintergrund erweist es sich als notwendig, den bisherigen Weg bei der Festlegung von Bemessungsabflüssen zu modifizieren und ergänzend zu den geltenden Bemessungsgrundlagen einen „Lastfall Klimaänderung" einzuführen, z.B. würde sich der 100jährliche Hochwasserabfluss regional unterschiedlich zwischen 15% und 25% erhöhen. An Hand von Fallbeispielen kann nachgewiesen werden, dass eine Berücksichtigung der Auswirkungen des Klimawandels bei technischen Hochwasserschutzmaßnahmen in den meisten Fällen zu relativ moderaten Kostensteigerungen geführt hätte, wenn dieser Lastfall bereits bei der Planung berücksichtigt und beim Bau zumindest entsprechende Vorkehrungen für eine spätere Anpassung getroffen worden wäre. Nachträgliche Anpassungen sind hingegen meist mit sehr hohen Kosten verbunden (Katzenberger 2004, LfU-BW 2005).

Das nachfolgende Beispiel soll verdeutlichen, wie unter dem Aspekt erhöhter Bemessungswerte - also der Berücksichtigung des Lastfalls Klimaänderung - bei der Planung eines Hochwasserdammes vorgegangen werden kann: Der Damm wird nach derzeit geltenden Vorgaben gebaut; es werden jedoch zusätzliche Maßnahmen vorgesehen, die nach bisherigen Planungsgesichtspunkten nicht erforderlich wären. Zum Beispiel wird zusätzlich ein Geländestreifen auf der zugänglichen Dammseite abgegrenzt und freigehalten, so dass eine zukünftig ggf. notwendige Dammerhöhung ohne zusätzliche Probleme möglich wird.

Ausblick

Ausgehend von den Erkenntnissen der Langzeituntersuchungen hydrometeorologischer und hydrologischer Größen in Süddeutschland hat das breit angelegte Untersuchungsprogramm KLIWA nicht zuletzt unter Vorsorgegesichtspunkten schon zu konkreten Konsequenzen geführt. Dazu gehört die Verbesserung und Einbeziehung zukünftiger Klimaveränderungen in der Festlegung des Bemessungshochwassers für Anlagen des technischen Hochwasserschutzes z.B. durch:

- die Anwendung des fortgeschriebenen KOSTRA-Atlas in KOSTRA-DWD-2000 und
- die Einführung eines „Lastfall Klimaänderung" bei Hochwasserschutzplanungen.

Mit den Fortschritten der weltweiten Klimaforschung und der Verbesserung der Modellierungsinstrumente werden sich die bisherigen Erkenntnisse auch fortentwickeln. Die Einrichtung eines dauerhaften Überwachungsprogramms über das „Integrierte Messnetz KLIWA" sowie die Untersuchung der Auswirkungen des Klimawandels auf die zukünftige Entwicklung der Niedrigwasserabflüsse und der Grundwasserneubildung werden zur Absicherung der Wasserressourcen als nächstes angegangen,

Literatur

Bartels, H. (2004): Vergleich regionaler Klimaszenarienrechnungen für Süddeutschland. KLIWA-Berichte, Heft 4, München

Bartels, H., G. Malitz, S. Asmus, F.M. Albrecht, B. Dietzer, T. Günther, H. Ertel, 1997:Starkniederschlagshöhen für Deutschland (KOSTRA). Selbstverlag des DWD, Offenbach.

Dietzer, B.(2006): Erste Untersuchungen zur Veränderung des Niederschlags in Bayern und Baden-Württemberg im Rahmen des „Integrierten Messnetzes" von KLIWA, DWD, unveröffentlicht

Günther, T. (2004): Langzeitverhalten der hydrometeorologischen Größen, KLIWA-Berichte, Heft 4, München

Hennegriff, W. , Kolokotronis, V., Weber, H., Bartels. H. (2006): Klimawandel und Hochwasser – Erkenntnisse und Anpassungsstrategien beim Hochwasserschutz. Korrespondenz Abwasser (in Druck).

IPCC (2001): Climate change 2001, Summary for Policymakers, Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge

Katzenberger B.: Bisherige Erkenntnisse aus KLIWA-Handlungsempfehlungen, KLIWA-Berichte Heft 4, München

KLIWA (2002): Langzeitverhalten der Hochwasserabflüsse in Baden-Württemberg und Bayern, KLIWA-Berichte, Heft 2, Karlsruhe

KLIWA (2005a): Langzeitverhalten der Lufttemperatur in Baden-Württemberg und Bayern, KLIWA-Berichte, Heft 5, München

KLIWA (2005b): Langzeitverhalten der Schneedecke in Baden-Württemberg und Bayern KLIWA-Berichte, Heft 6, München

KLIWA (2005): Langzeitverhalten des Gebietsniederschlags in Baden-Württemberg und Bayern, KLIWA-Berichte, Heft 7, München

KLIWA (2006): Langzeitverhalten der Starkniederschläge in Baden-Württemberg und Bayern, KLIWA-Berichte, Heft 8 (in Vorbereitung), München

KOSTRA-DWD-2000 (2005): Starkniederschlagshöhen für Deutschland, Fortschreibungsbericht und Grundlagenbericht, www.dwd.de/KOSTR-DWD-2000

Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (2005): Leitfaden „Festlegung des Bemessungshochwassers für Anlagen des technischen Hochwasserschutzes", Karlsruhe

RADOLAN (2004): Routineverfahren zur Online-Aneichung der Radarniederschlagsdaten mit Hilfe von automatischen Bodenniederschlagsstationen (Ombrometer), Abschlussbericht, www.dwd.de/RADOLAN

Straub H. (2004): Langzeitverhalten von hydrologischen Größen, KLIWA-Berichte Heft 4, München

Climate Change in Germany - Vulnerability and Adaptation of Climate-Sensitive Sectors

D. Schröter, M. Zebisch, T. Grothmann

It is widely recognised that global changes of considerable magnitude, in particular climatic changes, are already taking place (Crutzen 2002, Walther et al. 2002, Parmesan and Yohe 2003, Root et al. 2003). Furthermore, the nature and magnitude of future potential impacts could be dramatic (IPCC 2001). Since the 1980s, policy makers and scientists alike have mainly focussed on climate change mitigation. However, it is now clear that even if we stop greenhouse gas emissions today – a highly unlikely scenario – we will still be confronted with marked changes in the climate system, owing to the time lag with which past emissions take effect (Meehl et al. 2005). Therefore, in addition to our greatest efforts to mitigate climate change by cutting greenhouse gas emissions, we need to develop adaptation strategies designed to respond to the range of impacts that may occur, in order to lessen our vulnerability to global change. In fact, a recent study has focussed on translating multiple global change scenarios into potential impacts on European sectors such as agriculture, tourism, nature conservation, forestry and others (Schröter et al. 2005). The study involved stakeholders from the public and private sectors from the very beginning in order to ensure the applicability of the results and to develop adaptation strategies. The German Federal Environmental Agency (Umweltbundesamt, UBA) was one of these stakeholders, and has commissioned an additional in-depth vulnerability study based on this European study, but covering a wider range of sectors, and involving in particular decision-makers from the Functional Departments of each German Federal State (Zebisch et al. 2005). This chapter summarises the main findings of the German study conducted by the Potsdam Institute for Climate Impact Research (PIK).

The specific objectives of this study were **(1)** to document existing knowledge on global change (and particularly climate change) in Germany and analyse its current and potential future impacts on seven climate-sensitive sectors (water management, agriculture, forestry, nature conservation, health, tourism and transport), **(2)** to evaluate the present degree of adaptation and the adaptive capacity of these sectors to global change, **(3)** to draw conclusions on the vulnerability of sectors and regions by considering potential impacts, degrees of adaptation and adaptive capacity, and **(4)** to discuss the results of the study with decision-makers from government, administration, economy, and society, in order to develop a basis for the development of strategies of adaptation to global change in Germany.

The entire study, including comprehensive background information on methods, concepts, historical global changes, detailed descriptions of potential impacts, as well as adaptation measures and strategies is available for download in German and English at the website of the Federal Environmental Agency (Zebisch et al. 2005)1.

[1] English: www.umweltbundesamt.org/fpdf-l/2974.pdf – German: www.umweltbundesamt.org/fpdf-l/2947.pdf.

The concepts of vulnerability and adaptive capacity

The term vulnerability refers to the risks of damage to human-environment systems. In particular we were concerned with the vulnerability to climate change. There are direct effects of climate change on human beings (e.g., by floods or heat waves), and indirect effects through impacts on climate-sensitive sectors (e.g., water management or agriculture).

Definitions of central terms

Most of the following definitions are based on the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2001).

Adaptation to climate impacts –Adjustment in natural or human systems in response to actual or expected climatic stimuli or their effects, which moderates harm or capitalizes on beneficial opportunities (unchanged, IPCC, 2001). In contrast, mitigation is the attempt to avoid or lessen climatic change.

Adaptive capacity – The ability of a system to implement planned adaptation measures (unchanged, IPCC, 2001). *Example of adaptive capacity:* The adaptive capacity of a region to flood hazards is high, if the regions has the political will, freedom, resources and know-how to build new flood polders etc. in expectation of more frequent and more extreme flooding events.

Vulnerability (to global change) – The likelihood of a specific human-environment system to experience harm due to changes in society or the environment, accounting for its adaptive capacity (Turner et al. 2003). *Examples of vulnerability:* Settlements on flood polders are vulnerable to extreme rain events. In a different way, people who use natural river landscapes for their recreation and inspiration are vulnerable to land-use change such as river regulation. Elderly who lack a social network of care are very directly vulnerable to summer heat waves.

Vulnerability without further adaptation (current vulnerability, business-as-usual scenario) – Future risk of harm of a human-environment system due to global change (particularly climate change) under the assumption that its degree of adaptation will not change in future.

Vulnerability with further adaptation (improved-business scenario) – Future risk of harm of a human-environment system due to global change (particularly climate change) under the assumption that present adaptive capacity will be fully used to improve its degree of adaptation in future.

In addition to predispositions such as the current environmental and socio-economic state, the vulnerability of a region or sector depends mainly on three factors: **(1)** What is the degree of climate change and other elements of global change in the specific region? **(2)** What are the potential impacts of global change in the region on the different sectors? **(3)** What is the degree of adaptation of the specific sectors within the region to these potential impacts?

The degree of adaptation is determined by the presence of adaptation measures, which can prevent damage or make use of opportunities. The assumption of an unchanged state of adaptation in the future results in a vulnerability without further adap-

tation, or current vulnerability (business-as-usual scenario). In determining this vulnerability it is assumed that in addition to the existing measures (e.g., in flood protection) no further measures will be taken in the future. Current vulnerability is presented on a qualitative scale with three categories (small – medium – high vulnerability). A quantitative vulnerability index is deliberately avoided, since such an index would pretend a precision that does not exist – neither with regard to potential impacts of global change nor concerning the adaptation to such impacts.

The assumption of a fully used existing adaptive capacity in order to improve the future degree of adaptation results in a vulnerability with further adaptation (improved-business scenario). Comparison of the vulnerability without further adaptation and the vulnerability with further adaptation renders an idea of the damage that could be avoided by implementing an adequate adaptation strategy.

Methods

In order to reach the objectives stated above we relied on the results of a European research project (ATEAM, Schröter et al. 2005) [2]. This was based on a set of consistent, spatially explicit scenarios of global change, a range of ecosystem models and indicators for ecosystem services, as well as a continuous dialogue with stakeholders. The scenarios are based on the IPCC SRES (Intergovernmental Panel on Climate Change Special Report on Emission Scenarios) storylines A1FI, A2, B1, and B2 (Nakicenovic and Swart 2000) (Box 2, Table 1), and the general circulation models (GCMs) HadCM3, CSIRO2, NCAR-PCM and CGCM2 (Mitchell et al. 2004). Out of 16 combinations of storylines and GCMs, we selected seven scenarios for interpretation: B1, B2, A1FI, A2 calculated with HadCM3 (variation across storylines, "socio-economic options"), and A2 calculated additionally with three other GCMs (variation across climate models, "climatic uncertainty"). No probability of occurrence can presently be attached to any of these scenarios – they are regarded as a range of possible futures. The scenarios do not consider any explicit climate policy, but nevertheless embrace a range of emissions that are possible in the light of today's climate policy strategies. The spatial resolution was a longitudinal-latitudinal grid of 10'x10'. The time scale was from 1961 to 2100, with thirty-year time slices ending in 1990 (baseline), 2020, 2050 and 2080. In addition to the ATEAM results, numerous studies and projects on national and regional scale were consulted.

Experts' surveys with representatives of Federal State Functional Departments of climate-sensitive sectors (forestry, agriculture, water management, tourism, nature conservation, health, and transport) were conducted, to gain estimations of the significance of potential impacts of climate change, of the existing degree of adaptation and of suitable adaptation measures. To assess vulnerability, the scenarios of potential impacts of global change in Germany (from the ATEAM and other projects) were integrated with results from these surveys.

The results were discussed during several "Expert Talks on Climate" (Klimafachgespräche) which were organised by the Federal Environment Agency (UBA) and during a stakeholder workshop with representatives from government, administrative bodies, the economy, and the wider public.

[2] ATEAM – Advanced Terrestrial Ecosystem Analysis and Modelling (EU Project No. EVK2-2000-00075), www.pik-potsdam.de/ATEAM.

The IPCC-SRES Scenarios

The so-called marker scenarios, or IPCC-SRES-Scenarios are the starting point of scenario development (Nakicenovic and Swart, 2000). These scenarios are based on narrative descriptions of plausible future worlds ("storylines") that were developed by a large group of experts and edited in a long-term open review process. The storylines are based on explorations of the major driving forces, such as population growth, economic development and technological change. The SRES-scenarios are structured in four major families labelled A1, A2, B1 and B2, each of which emphasises a different set of social, environmental and economic ideals. These ideals are organised along two axes. The vertical axis distinguishes an economy-oriented (A) from a socially and environmentally compliant world (B). The horizontal axis represents the range between global (1) and regional (2) development. For example, the A1 scenario describes an economically and globally oriented development. The narratives specify typical aspects and processes for each of the four quadrants identified by these dimensions. The A1 scenario was further elaborated by assuming different combinations of fuels and technology development to satisfy energy demand. A1FI remains dominated by fossil fuels. In this study we focussed on the SRES-scenarios A1FI, A2, B1 and B2. A summary of the development of some main drivers in Europe can be found in Table 1 below.

Integrated assessment models are used to transform from narrative descriptions into quantitative scenarios of population, economic, and technological development, energy use etc. This study is based on trajectories of greenhouse gas emissions that were quantified using the integrated assessment model IMAGE 2.2 (IMAGE team 2001). Scenario-specific emissions of greenhouse gases lead to specific atmospheric greenhouse gas concentrations. In all scenarios, greenhouse gas concentrations increase throughout the 21st century. The steady incline of greenhouse gas concentrations starts differentiating more distinctly between scenarios only from the year 2050 onward (Table 1).

Table 1. Summary of exemplary main European drivers for each scenario (Schröter et al. 2004, Rounsevell et al. 2005 (in press)).

	Population	Economy	Technology	EU enlargement	GHG 2100* (ppmv)
A1FI	Slight increase to 2050, then decrease	Rapid growth	High rates of innovation	Proceeds rapidly	Ca. 960
A2	Steady increase	Moderate growth	Slower, uneven development	Stops or proceeds very slowly	Ca. 870
B1	Slight increase to 2050, then decrease	Moderate, sustainable growth	Rapid technological change	Proceeds at moderate rate	Ca. 520
B2	Stable	Low growth	Change unevenly distributed	Stops	Ca. 610

* Greenhouse gas concentration in the year 2100.

Scenarios of Future Climate Change in Germany

With regard to future temperature development in Germany, all seven analysed scenarios exhibit a definite warming trend. The range of warming of the long-term annual average temperatures up to the year 2080 within the seven climate scenarios considered was +1.6 to +3.8 ºC (Figure 1). Many scenarios show a particularly strong warming in the Southwest, in some cases also in the far East of Germany. The scenarios exhibit heterogeneous seasonal changes. A trend of stronger warming during winter, which was observed in the past, cannot be found in the future scenarios.

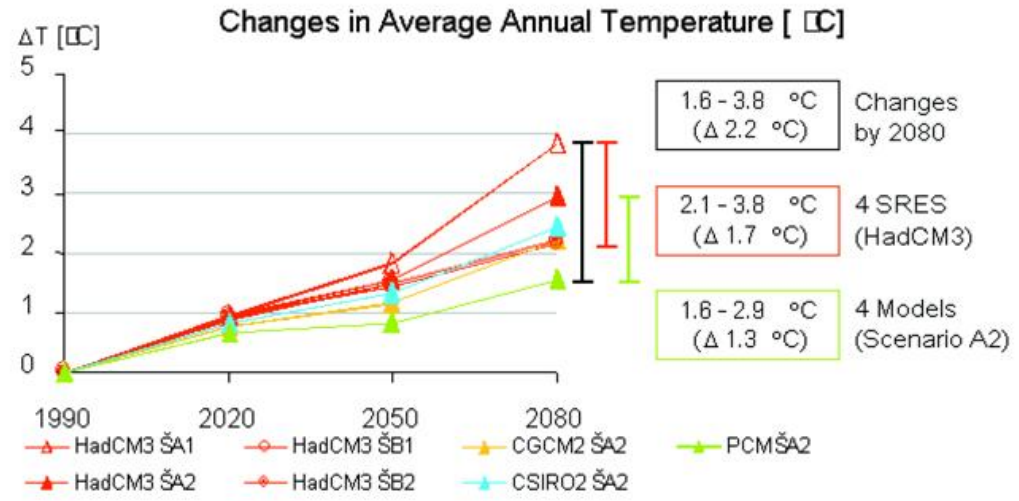


Fig. 1 ATEAM-scenarios of long-term annual average temperature change compared to 1990 in Germany up to 2080.

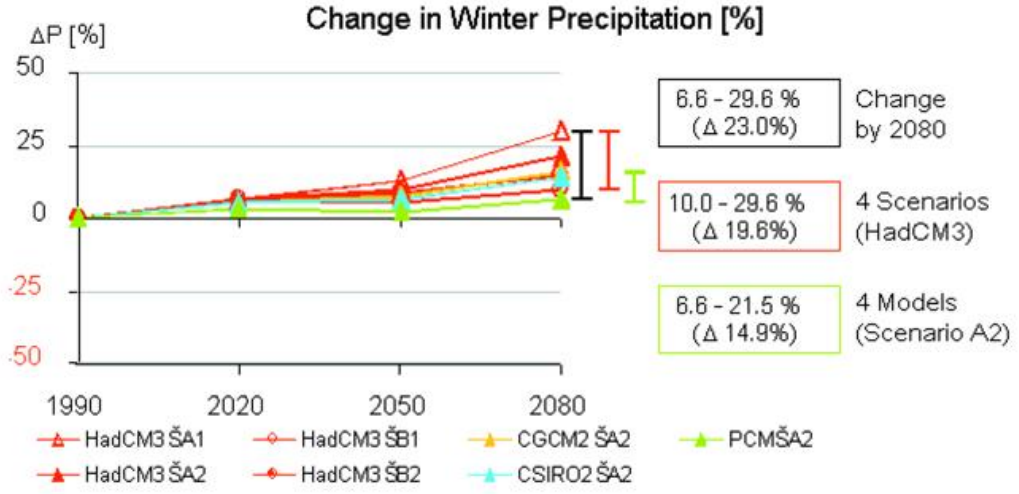


Fig. 2 Change in winter precipitation compared to 1990 for seven ATEAM scenarios in Germany up to 2080.

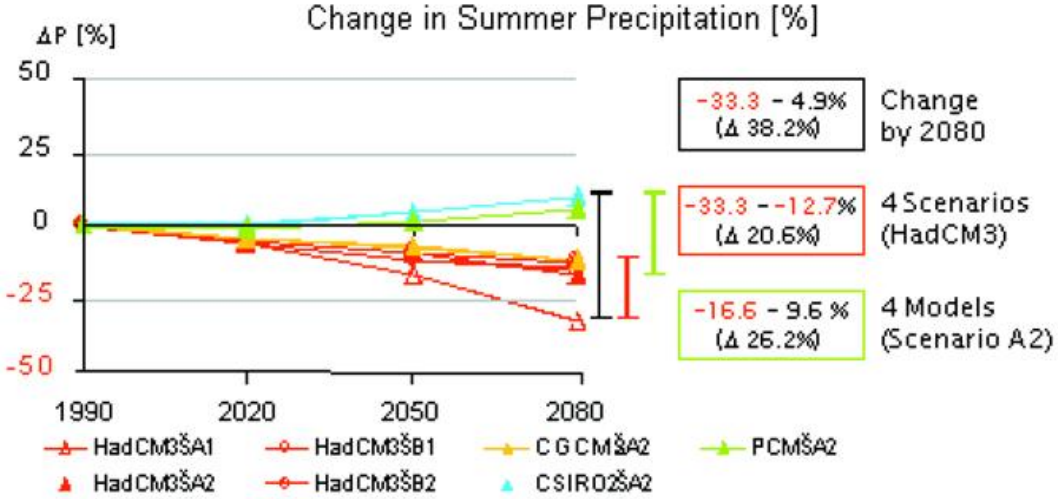


Fig. 3 Change in summer precipitation compared to 1990 for seven ATEAM scenarios in Germany up to 2080.

All climate scenarios show very small changes in annual precipitation, which lie mostly below 10% up to the year 2080. Stronger trends can be found in winter and summer precipitation. All seven scenarios show an increase in winter precipitation (Figure 2), while most scenarios show a decrease in summer precipitation (Figure 3). This is in accordance with the observed trend of a shift of precipitation into the winter half year. An especially pronounced increase in winter precipitation was projected for Southern Germany, at least in the scenarios that are based on the climate model HadCM3. In these scenarios, the decrease of summer precipitation is concentrated on Southwest Germany (Rhineland) and central parts of Eastern Germany. However, the projections of the other climate models partly produce regionally contradicting trends.

Vulnerable Regions in Germany

In summary of the results on vulnerability without further adaptation (business-as-usual scenario) on the different sectors, separated by region (environmental zone), the highest vulnerability to climate change within the selected climate-sensitive sectors is exhibited by Southwest Germany (upper Rhine rift), the central parts of Eastern Germany (North-Eastern lowland, South-Eastern basin and hills), and the Alps (Table 2, Figure 5). The lowest vulnerability is assessed for the German low mountain ranges and Northwest Germany.

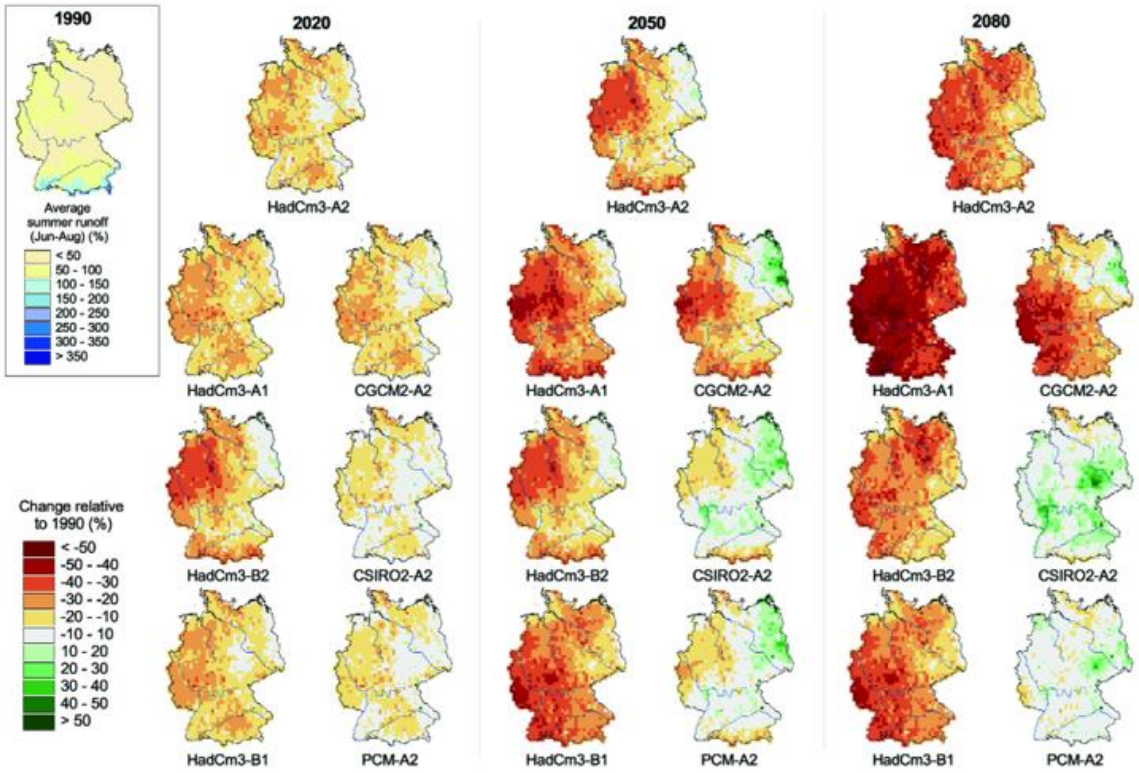


Fig. 4 Regional relative change in average summer runoff (%) across Germany up to 2080 compared to 1990 for seven ATEAM scenarios. Jun = June, Aug = August.

In Eastern Germany (North-Eastern lowland, South-Eastern basin and hills), low water availability and the risk of summer droughts account for the high current vulnerability in many sectors. The present unfavourable climatic water balance will be exacerbated by the already observed and further expected decrease in summer precipitation, as well as by increased evaporation due to increased temperatures (Figure 5). This will in particular impact agriculture and forestry, as well as the transport sector (navigation). Additionally, there is a high vulnerability with respect to flooding in the large river basins of the Elbe and Oder. In the Lausitz, where particularly high summer temperatures are expected, the current vulnerability in the health sector is high, owing to strong heat stress.

In Southwest Germany (upper Rhine rift) especially the high temperatures will cause problems. This region, where the highest temperatures are measured today, is expected to show the strongest warming in Germany in the future. This causes high vulnerability without further adaptation in the health sector. Furthermore, agriculture and forestry are highly vulnerable to rapid warming. Moreover, the risk of flooding in the early spring increases, owing to a shift of precipitation from summer to winter, as well as an increase in extreme rainfall events.

The sensitivity of many sectors is the main reason for the high vulnerability without further adaptation in the Alps, in addition to expected climate change, which is slightly above average in the Alpine region. Especially in the nature conservation sector, the Alps are very vulnerable, because they are characterised by many endemic plant and animal species, which hardly have any migratory alternatives when climate changes.

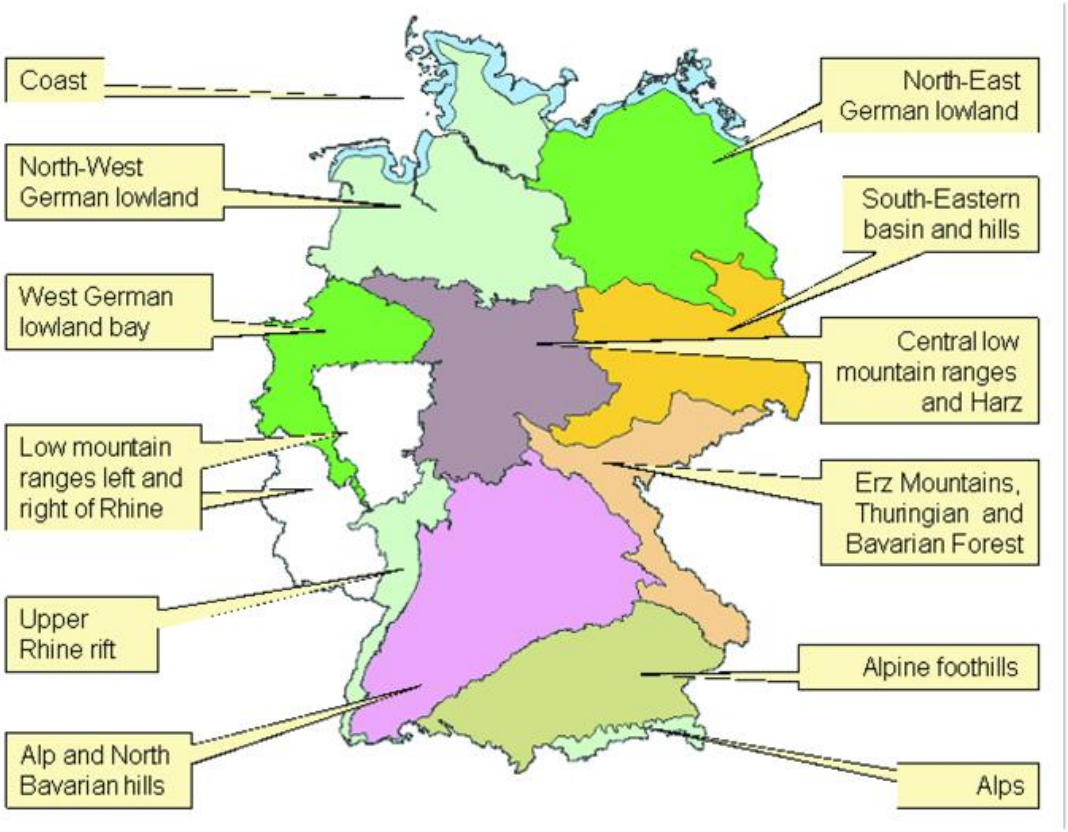


Fig. 5 Environmental zones in Germany (aggregated from BFN, 2005).

Furthermore, the abundance of unique microclimatic locations and azonal biotopes increases vulnerability. In the Alps the risk of flooding is particularly high, owing to the lack of retention areas. Finally, the winter tourism sector is highly sensitive and not very adaptive to a decrease in snow safety.

Tab. 2 Summary of vulnerability to global change (particularly climate change) in Germany without further adaptation (business-as-usual scenario). Vulnerabilities in almost all sectors and regions could probably be reduced to a low level, if all potential measures of adaptation in the specific sectors and regions were implemented (improved-business scenario).

Sector	Water		Agri-cul-ture	Forest-ry	Nature conserva-tion	Health		Tourism		Trans-port	All sectors
Environ-mental zone	Flood	Drought				Heat stress	Vector-borne diseases	Winter tourism	Other forms of tourism		
Coastal zone	−−(1)	~	~	~	−/− −?(2)	~	−?	n.d.	−	−	−
North-West German lowland	−−	~	~	~	−/− −?(2)	~	−?	n.d.	−	−	−
North-East German lowland	−−	−−	−−	−−	−/− −?(2)	−	−?	n.d.	−	−	−−
West German lowland bay	−−	−	−	−	−/− −?(2)	−−	−−?	n.d.	−	−	−
Central low moun-tain ranges and Harz	−−	−	~	−	−/− −?(2)	−	−?	−−	−	−	−
South-Eastern basin and hills	−−	−−	−−	−−	−/− −?(2)	−−	−−?	n.d.	−	−	−−
Erz Mountains, Thuringian and Bavarian Forest	−−	−	−	−	−/− −?(2)	−	−−?	−−	−	−	−
Low mountain ranges left and right of Rhine	−−	−	−	−	−/− −?(2)	−	−−?	−−	−	−	−
Upper Rhine rift	−−	−	−	−−	−/− −?(2)	−−	−−?	n.d.	−	−	−−
Alp and North-Bavarian hills	−−	−	−	−	−/− −?(2)	−	−−?	−−	−	−	−
Alpine foothills	−−	−	−	−−	−/− −?(2)	−	−−?	n.d.	−	−	−
Alps	−−	~	~	−	−−	~	−?	−−	−	−	−−
Germany	−−	−	−	−	−/− −?(2)	−	−−?	−−	−	−	−

Rating:

−− high vulnerability

− moderate vulnerability

~ low vulnerability

? High uncertainty or difficulty of evaluation

n.d. - no data

Rating „all sectors“:

high vulnerability, if more than 2 sectors high

moderate vulnerability, if 1-2 sectors high

low vulnerability, if no sector high

(“half“ sectors count as half)

Rating “Germany“: mean value

(1) Storm surges and sea level rise

(2) Vulnerability dependent on conservation goal.
- Conserving status quo: high vulnerability
- Conserving processes: moderate vulnerability

In comparison, the German low mountain ranges currently show medium vulnerability. At present, the climate in these regions is cool and moist, so that a change to a warmer climate can actually pose an opportunity for some sectors (e.g. agriculture). There is high vulnerability against flooding, especially for local high water events, caused by convective extreme rainfall events. Winter tourism, if present, also shows high current vulnerability.

Similar to the low mountain ranges, the coastal regions exhibit only medium vulnerability. However, there is high current vulnerability caused by possibly more intensive storm surges. Moreover, the immediate coastal areas are threatened by rising sea level. But the implementation of adaptation measures has already advanced relatively far. In other sectors coastal regions may well profit from climate change. This concerns the sectors agriculture and forestry, as well as tourism, which will profit from rising summer temperatures and decreasing summer precipitation.

The lowest current vulnerability was assessed for Northwest Germany. Climate change will probably be least pronounced in this region, because it is attenuated by oceanic effects. Due to the presently very moderate climate, most sectors exhibit a wide range of tolerance. Again, the sectors agriculture and tourism, and with some limitations also forestry, may potentially profit from climate change.

Besides these portrayed regions and environmental zones, wetlands and congested urban areas show high vulnerability without further adaptation. In wetlands, especially the sectors water and nature conservation are highly vulnerable. In congested urban areas, especially the sectors health (heat stress) and transport will be affected.

The vulnerabilities in most regions could probably be lessened to a low level, if all available potential adaptation measures were implemented in the specific regions and environmental zones (improved-business scenario). However, in most regions adaptation measures to climate change are neither planned nor implemented. In the Alpine region, vulnerability can probably only be reduced to a medium level, since the adaptive capacity to the potential impacts of climate change on winter tourism, biodiversity and flood risk is limited.

Vulnerable Sectors in Germany

Looking at the vulnerability of different climate-sensitive sectors, especially the sectors water, health and winter tourism appear highly vulnerable.

In all parts of Germany current vulnerability is high in the water sector, due to increasing flood risk and high potential for damage. Further regional differentiation of the expected impacts is currently not possible due to the uncertainties related to the modelling of regional precipitation patterns. In addition, the risk of droughts is increasing, particularly in Eastern Germany. Currently, few adequate adaptation measures to this stress are locally available. This results in locally high current vulnerability. However, for the entire country there appears to be only moderate current vulnerability to droughts in Germany.

The agricultural sector is primarily impacted by aridity in summer. Climate change also impacts indirectly through increased risk of diseases and pest outbreaks. However, the agricultural sector can adapt to changed climate and weather condition on a short-term basis due to its large choice of crop types and varieties, as well as short rotation times. Therefore, the agricultural sector seems to be only moderately vulnerable to climate change without further adaptation specifically to climate change. Vulnerability is rated to be high merely in the drought-prone areas of Eastern Germany with poor soils.

Similarly, the forestry sector is impacted by aridity and increased risk of diseases and pests. In addition, there is increased risk of forest fires and extreme events. The forestry sector has limited adaptive capacity due to long rotation times and high costs. Drought-prone areas (Eastern Germany), as well as regions with a high proportion of out-of-natural-habitat spruce stands (lower regions in Western and South-Western Germany) are rated as highly vulnerable. In general, the forestry sector is classified as moderately vulnerable to climate change.

To rate vulnerability in the sector nature conservation is especially difficult. Definite impacts of climate change are expected (shifts in species' distribution, changes in species communities etc.), however, there is no consensus on the relevance of these impacts. The current vulnerability is rated as moderate to high, depending on the conservation goal. Adaptation measures (e.g. improved connections within the conservation network) can only support natural processes (e.g. migration), but clearly cannot conserve the current community of species.

Without further adaptation, the health sector is rated as regionally highly vulnerable to impacts of heat waves, generally in Germany as moderately vulnerable. High uncertainty exists with regard to climate change impacts on vector-borne diseases. Nevertheless, due to the high potential risk and the current lack of adaptation the vulnerability to vector-borne diseases seems to be high.

In the tourism sector, winter sports particularly are classified as highly vulnerable. Decreasing snow safety must be expected, for which no adequate long-term adaptation measures are available. Other forms of tourism are moderately vulnerable. Leisure-oriented summer tourism will probably profit from climate change. To date, there has been little debate on vulnerability to climate change in the German tourism sector.

The transport sector is primarily at risk due to a potential rise in the frequency of extreme events (storms and extreme rainfall events), as well as due to extreme heat in summer. This impacts both the flow of traffic and the infrastructure. In winter, the transport sector is likely to profit from climate change (less frost days). In general, the vulnerability of the transport sector is rated as moderate. Navigation is likely to be the area of highest impact, due to strongly fluctuating water levels of rivers. As with tourism, to date, there has been little debate on vulnerability to climate change in the German transport sector.

The vulnerabilities in most sectors could probably be lessened to a low level, if all in the specific sectors available potential adaptation measures were implemented (improved-business scenario). In the nature conservation sector alone, vulnerability can

probably be reduced only to a moderate degree due to limited adaptation options.

However, in most sectors – as well as in most German regions – adaptation measures to climate change are neither planned nor implemented. Consequently there is an urgent need for action.

Recommendations for Adaptation Strategies

In addition to specific adaptation needs in different sectors and regions we identify several general challenges for adaptation in Germany. To reduce our vulnerability to climate change both measures to adapt to impacts of climate change, as well as measures to reduce greenhouse gas emissions have to be implemented. Climate change is already taking place, and will continue to happen. Adaptation measures and emission reduction are therefore not alternative strategies, but have to be carried out in parallel.

In Germany, climate change adaptation has only recently received more attention, but is still highly under-represented in public awareness and in the consciousness of decision-makers. The first step to a Germany that is adapted to climate change therefore must be to create awareness of the risks and opportunities. To do so, extreme weather events (extreme rainfall events, heat waves etc.) that provide “windows of attention” for the climate problem can be used. The existing link between risks and opportunities of climate change and the dominating political themes in Germany (unemployment, economic growth etc.) should be stressed. When communicating climate change, the inherent uncertainties of the scenarios need to be made transparent; failure to do so will result in dented credibility, when predictions are not met. The risks of climate change can trigger mechanisms of repression or even fatalistic reactions (“I cannot do anything anyway.”). To prevent such reactions from the start, “catastrophism” – i.e. stressing potential climate impacts of catastrophic extent – should be avoided. The communication of risks should always be linked to the communication of possible adaptation measures. Role models are particularly suited to communicate adaptation measures by providing a living example.

Creating awareness of potential impacts can only be a first step to a Germany that is adapted to climate change. The uncertainty inherent in scenarios is a special challenge when concrete decisions about adaptation measures have to be made, e.g. the raising of dykes to face increasing flood risk. With regard to the precautionary principle, it is an irresponsible strategy to wait for less uncertain assessments before implementing adaptation measures, since climate change and its impacts are already taking place. Furthermore, waiting for less uncertain scenarios is a treacherous hope; the results will remain uncertain in future even with increased refinement of scientific methods. Decision-makers often lack awareness of systematic and conscious strategies to make decisions in the face of uncertainty. Therefore support is needed. An 8-stage decision support system for decision-making about adaptation to climate change is introduced in the full report as a first stimulus (Zebisch et al. 2005).

Often adaptation to the impacts of climate change will only be possible if responsibilities are shared between different actors. Ultimately, climate change adaptation – just

like the reduction of greenhouse gas emissions – is a task for society as a whole, to which every single citizen, as well as actors from the economy, the political sphere, administration, the media, nature conservation organisations, education and research can and should contribute. Science and education are of special importance in this, due to the complexity of the climate problem. Politicians and administrators must create the necessary financial, legal and organisational conditions. Administrative bodies have the additional function of informing and coordinating adaptation measures in private industry and households; this is an especially significant function in view of the current budgetary position in many communities, federal states and in the federal government. In addition to the climate-sensitive sectors that were analysed in this study, further adaptation measures are necessary in other sectors (e.g., the construction sector). Finance (banks and insurances) is of central importance; it possesses decisive instruments for the regulation of adaptation through the granting of loans and insurance. Finally, every German citizen needs to adapt, e.g. through taking increased precaution against tick bites or through building structures that are adapted to higher flood risk.

Dialogue and coordination between different actors in the process of adaptation should be facilitated. Networking is an efficient instrument for this. A network of adaptation actors has already started to form through the efforts of the Federal Environment Agency (UBA) to initiate and build a “Centre of Competence for Climate Impacts”. Further organisational and financial support of such networks through public and private sources is desirable. Such networks provide necessary information for vulnerability assessment, as well as communication platforms for coordinated adaptation measures.

Acknowledgements

This study was made possible through the initiative, continuous support and consultation of Petra Mahrenholz, Umweltbundesamt – we deeply acknowledge her foresight and competence. Further we gratefully acknowledge our co-workers Uta Fritsch, Clemens Haße and Wolfgang Cramer, as well as the colleagues from the ATEAM project (www.pik-potsdam.de/ateam).

References

BFN – Bundesamt für Naturschutz (2005): Naturräumliche Gliederung Deutschlands, Aufn. 1:1 Mio., in Teilbereichen der alten Bundesländer 1:200.000, nach Meynen, Schmithüsen et al., 1962. Informationssystem LANIS-Bund.

Crutzen, P. J. 2002. Geology of mankind: The Anthropocene. Nature 415:23.

IMAGE team. 2001. The IMAGE 2.2 implementation of the SRES scenarios: A comprehensive analysis of emissions, climate change and impacts in the 21st century. in. National Institute of Public Health and the Environment (RIVM), Bilthoven, The Netherlands.

IPCC. 2001. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Third Assessment Report. Climate Change 2001: The Scientific Basis; Impacts, Adaptation & Vulnerability; Mitigation. Cambridge University Press.

Meehl, G., W. Washington, W. Collins, J. Arblaster, A. Hu, L. Buja, W. Strand, and H. Teng. 2005. How much more global warming and sea level rise? Science 307: 1769-1772.

Mitchell, T. D., T. R. Carter, P. D. Jones, M. Hulme, and M. New. 2004. A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100). Tyndall Centre for Climate Change Research Working Paper 55: 25.

Nakicenovic, N., and R. Swart, editors. 2000. IPCC Special Report on Emissions Scenarios (SRES). Cambridge University Press, Cambridge, U.K.

Parmesan, C., and G. Yohe. 2003. A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. Nature 421: 37-42.

Root, T. L., J. T. Price, K. R. Hall, S. H. Schneider, C. Rosenzweig, and J. A. Pounds. 2003. Fingerprints of global warming on wild animals and plants. Nature 421: 57-60.

Rounsevell, M. D. A., I. Reginster, M. B. Araújo, T. R. Carter, N. Dendoncker, F. Ewert, J. I. House, S. Kankaanpää, R. Leemans, M. J. Metzger, C. Schmit, P. Smith, and G. Tuck. 2005 (in press). A coherent set of future land use change scenarios for Europe. Agriculture Ecosystems & Environment.

Schröter, D., et al. 2004. ATEAM (Advanced Terrestrial Ecosystem Analyses and Modelling) Final Report. Potsdam Institute for Climate Impact Research (PIK), Potsdam.

Schröter, D., W. Cramer, et al. 2005. Ecosystem Service Supply and Vulnerability to Global Change in Europe. Science 310: 1333-1337.

Turner, B. L., R. E. Kasperson, et al. 2003. A framework for vulnerability analysis in sustainability science. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 100: 8074-8079.

Walther, G.-R., E. Post, P. Convey, A. Menzel, C. Parmesan, T. J. C. Beebee, J.-M. Fromentin, O. Hoegh-Guldberg, and F. Bairlein. 2002. Ecological responses to recent climate change. Nature 416: 389-395.

Zebisch, M., T. Grothmann, D. Schröter, C. Haße, U. Fritsch, W. Cramer 2005. Climate Change in Germany – Vulnerability and Adaptation of climate sensitive Sectors (Klimawandel in Deutschland – Vulnerabilität und Anpassungsstrategien klimasensitiver Systeme). Report commissioned by the Federal Environmental Agency, Germany (UFOPLAN 201 41 253), Potsdam Institute of Climate Impact Research, Potsdam, Germany, pp. 205. Available in English (www.umweltbundesamt.org/fpdf-l/2974.pdf) and German (www.umweltbundesamt.org/fpdf-l/2947.pdf).

Klimafolgen und Anpassung an den Klimawandel in Deutschland: Was wir in Deutschland darüber wissen und was wir tun müssen

Bundesregierung prüft Errichtung eines Kompetenzzentrums „Klimafolgen und Anpassung – KomPass“ im Umweltbundesamt

P. Mahrenholz, N. Munz, C. Haße

Der Klimawandel ist eine der größten Herausforderungen, vor denen die Menschheit heute steht. Er wird – darin ist sich die weit überwiegende Zahl der Klima-Experten einig – gravierende Folgen für die Menschen und die Umwelt haben. Zum Teil sind Auswirkungen bereits heute zu beobachten. Stürme und Überschwemmungen haben sich weltweit im letzten Jahrzehnt gegenüber den 60er Jahren verdoppelt bis verdreifacht, die volkswirtschaftlichen Schäden versechsfacht.

Die gesamtwirtschaftlichen Schäden des Elbe-Hochwassers 2002 für Deutschland lagen bei 9,4 Mrd. €. Im Jahre 2005 verursachten die großen Überschwemmungen an Elbe, Moldau, Donau und ihren Nebenflüssen europaweit volkswirtschaftliche Schäden von 18,5 Mrd. €. Im Vergleich dazu: Der gesamte volkswirtschaftliche Schaden der Orkane „Lothar“ und „Martin“ wird auf über 14 Mrd. Euro geschätzt (MÜNCHNER RÜCK 2003). Der Hitzesommer 2003 kostete in Deutschland zusätzlich rund 7000 Menschen das Leben (KOPPE, JENDRITZKY 2004). Dies sind mehr Personen, als jährlich durch Verkehrsunfälle sterben (2003: 6613 Personen; STATIST. BUNDESAMT 2005).

Das Deutsche Institut für Wirtschaftsforschung (DIW) geht davon aus, dass global bei ungebremsten Treibhausgasemissionen bis 2100 volkswirtschaftliche Schäden in einer Höhe von bis zu 20 Billionen US-Dollar jährlich zu erwarten sind. Das wären etwa 4 bis 8 % der für diesen Zeitpunkt erwarteten Weltwirtschaftsleistung. Begänne man dagegen bereits heute mit aktivem und anspruchsvollem Klimaschutz[1], so ließen sich diese Schäden um mehr als die Hälfte (12 Billionen US-Dollar) verringern. Die Kosten des Klimaschutzes lägen mit etwa 3 Billionen US-Dollar weit darunter. In Deutschland wären diesen Rechnungen zufolge im Jahre 2100 etwa 160 Mrd. US-Dollar an Schäden durch Klimaänderungen vermeidbar. Die Kosten dafür lägen bis 2100 bei etwa 40 Mrd. US-Dollar (KEMPFERT 2005).

Diese Beispiele zeigen deutlich, wie verwundbar unsere modernen Gesellschaften gegenüber Klimaänderungen sind. Deshalb kommt es jetzt darauf an, zukünftige Risiken des Klimawandels für einzelne Regionen Deutschlands zu erkennen und drohende Schäden durch aktiven Klimaschutz und Anpassungen zu begrenzen.

Der Handlungsdruck, eine deutsche Anpassungsstrategie an Klimaänderungen zu entwickeln, entsteht nicht nur unmittelbar aus den sich voraussichtlich einstellenden, nachteiligen Klimafolgen und den sich daraus ergebenden Schäden und volkswirtschaftlichen Kosten. Deutschland hat sich mit der Ratifizierung der Klimarahmenkonvention der Vereinten Nationen (UNFCCC) auch verpflichtet, Maßnahmenprogramme umzusetzen, die eine systematische Anpassung an zu erwartende Klimaänderungen und deren Folgen ermöglichen:

[1] Dieser sollte dem Umweltqualitätsziel - einer maximalen Erhöhung der globalen Temperatur von maximal 2°C bei 400ppm CO2 in der Atmosphäre - folgen und eine Reduktion der CO2-Emissionen um 80% bis 2050 anstreben.

UNFCCC, Artikel 4 – Verpflichtungen

(1) **Alle Vertragsparteien werden** unter Berücksichtigung ihrer gemeinsamen, aber unterschiedlichen Verantwortlichkeiten und ihrer speziellen nationalen und regionalen Entwicklungsprioritäten, Ziele und Gegebenheiten

a) [...]

b) **nationale [...] Programme erarbeiten, umsetzen, veröffentlichen und regelmäßig aktualisieren, in denen** Maßnahmen zur Abschwächung der Klimaänderungen durch die Bekämpfung anthropogener Emissionen [...] sowie **Maßnahmen zur Erleichterung einer angemessenen Anpassung an die Klimaänderungen vorgesehen sind**;[..]

Die Koalitionsvereinbarung der Bundesregierung vom 11.11. 2005 benennt deutlich die Gefahren des Klimawandels als große Herausforderung für die nationale Klimapolitik und hält Maßnahmen zur Reaktion auf die Folgen des Klimawandels für erforderlich: So werden zum Beispiel beim Bevölkerungs- und Katastrophenschutz Anpassungsmaßnahmen notwendig sein. Das Klimaschutzprogramm der Bundesregierung 2005 sieht vor, die erforderlichen Schritte einzuleiten, um ein umfassendes nationales Konzept zur Anpassung an Klimaänderungen in Deutschland zu entwickeln und umzusetzen.

Die Entwicklung eines solchen nationalen Konzeptes zur Anpassung setzt unter anderem voraus:

1. ein Entscheidungssystem, das hilft, Klimarisiken zu identifizieren und zu bewerten, mögliche Anpassungsoptionen zu erarbeiten sowie die Umsetzung und Überwachung solcher Maßnahmen ermöglicht
2. die Entscheidungsträger und die Öffentlichkeit über Risiken und Chancen des Klimawandels zu sensibilisieren und zu informieren
3. den Dialog zwischen Entscheidungsträgern und die Koordinierung in Netzwerken (ZEBISCH et al. 2005).

Um diese Aufgaben zu unterstützen, prüft die Bundesregierung, ein Kompetenzzentrum „Klimafolgen und Anpassung“ im Umweltbundesamt einzurichten.

Das Konzept für ein Kompetenzzentrum „Klimafolgen und Anpassung“ im Umweltbundesamt (KomPass)

Wir stehen weltweit – und in Deutschland – bei der Klimaanpassung vor schwierigen Fragen: Wie müssen Anpassungsmaßnahmen konkret aussehen? Wer hat sie umzusetzen und bis wann? Welche Rolle spielen Staat und Verwaltung, Unternehmen sowie die Zivilgesellschaft? Und: Was kosten konkrete Anpassungsmaßnahmen? Ein Kompetenzzentrum „Klimafolgen und Anpassung“ (KomPass) kann nicht alle Antworten auf diese Fragen selbst geben. KomPass möchte aber helfen, das Fachwissen zu Klimafolgen und Anpassung besser zu vernetzen und an betroffene Entscheidungsträger zu kommunizieren. Damit will KomPass die Arbeit all derer erleichtern, die sich – sei es als staatliche Stelle, als Unternehmen oder als Privatperson – an den Klimawandel anpassen müssen. KomPass wird dazu einmal Daten verfügbar machen. Vor allem wird KomPass das Wissen anderer zu Klimaanpassung bündeln. Im Einzelnen soll KomPass folgende Dienstleistungen anbieten:

Risiken und Chancen identifizieren und bewerten – Anpassungsoptionen erarbeiten

Klimaänderungen bergen Risiken und ggf. Chancen für den Gesundheits- und Naturschutz, die Wasser-, Land- und Forstwirtschaft, den Verkehr, die Wirtschaft – zum Beispiel die Energieerzeugung und -verteilung und den Tourismus –, die Infrastruktur und andere Bereiche. Die Reaktionen verantwortlicher Entscheidungsträger auf Klimarisiken werden sich am Leitbild ihres Aufgabenbereichs orientieren. Um konkrete Anpassungsmaßnahmen festlegen und deren Erfolg überprüfen zu können, müssen die betroffenen Entscheidungsträger quantifizierte Handlungsziele und einen aussagestarken Indikatorensatz festlegen.

Hierfür soll KomPass Beratung und Hilfe anbieten. Die anschließende Risikobewertung und Identifizierung geeigneter Anpassungsoptionen wird KomPass durch eine ständige Vernetzung des verfügbaren Fachwissens unterstützen. In dieser Wissenssynthese führt KomPass Ergebnisse regionaler Projekte sektoral und/oder regional unterschieden zusammen. KomPass bewertet das entstehende homogene Bild der Klimarisiken und geeigneter Anpassungsmaßnahmen nach politikrelevanten Kriterien und bereitet die Ergebnisse für folgende Nutzergruppen auf:

- Politische Entscheidungsträger auf Bundes-, Landes- und kommunaler Ebene Entscheidungsträger in der Privatwirtschaft
- Wissenschaftler und wissenschaftliche Berater der Regierungen und der Privatwirtschaft
- Nicht-Regierungsorganisationen, Bildungssektor und allgemeine Öffentlichkeit Journalisten

Risiken und Chancen kommunizieren: Das Fachinformationssystem „Klimaanpassung“

Um die Risiken der Klimaänderung bewerten zu können, sind zuverlässige Daten zu möglichen künftigen regionalen Klimaentwicklungen erforderlich. Das Umweltbundesamt lässt zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Klimaszenarien entwickeln, die Aussagen über plausible Klimaentwicklungen in Deutschland bis 2100 zulassen. Zwei verschiedene Regionalisierungsmethoden kommen zum Einsatz: Das dynamische Klimamodell REMO des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg und das statistische Regionalisierungsverfahren WETTREG von Meteo-Research, Potsdam (siehe Box). KomPass wird die Daten ab Mitte 2006 für interessierte Nutzer verfügbar machen.

Um die Folgen des Klimawandels in den verschiedenen Bereichen zu verdeutlichen, sind Klimadaten mit anderen Geodaten und Hintergrundinformationen zu verknüpfen. KomPass wird daher ein „Fachinformationssystem Klimaanpassung“ entwickeln, das sowohl die Datenhaltung, -verknüpfung und -analyse als auch die graphische Darstellung umfasst. Eine interaktive Bearbeitung der Karten wird Nutzern ermöglichen, spezifische Risiken für ihren Entscheidungsbereich – wie beispielsweise Hochwasser oder Waldbrand – darzustellen und zu bewerten. Damit unterstützt das System die Entwicklung konkreter Anpassungsmaßnahmen sowie die Planung der Standort- und Investitionsentscheidungen in Unternehmen und/oder Behörden. Darüber hinaus bietet es Datengrundlagen für die weiterführende Klimafolgenforschung.

Die Regionalen Klimamodelle REMO und WETTREG

	REMO	WETTREG
Modelltyp	Dynamisches Modell, Antrieb: ECHAM5	Statistisches Regionalisierungsverfahren Basierend auf ECHAM5
Entwicklung	MPI für Meteorologie, Hamburg	Meteo-Research, Potsdam
Modellgebiet	Deutschland plus Alpenraum	Deutschland
Modellzeitraum	bis 2100	bis 2100
IPCC[2]-Emissionsszenarien	A1B, B1, A2	A1B, B1, A2
Räuml. Auflösung	0,08° (ca. 10 x 10 km)	Bezogen auf meteorologische Stationen
Struktur	Rotiertes Modellgitter Reguläres Lat/Lon-Gitter Kleinräumige Ausschnitte möglich	Kleinräumige Ausschnitte möglich

Das Fachinformationssystem soll über die Internetseiten des KomPass verfügbar sein. Darüber hinaus wird es in bestehende Systeme eingebunden (zum Beispiel GEIN[3], GeoPortal.Bund) und so für viele Nutzerinnen und Nutzer erreichbar sein.

Kommunikation und Kooperation in Netzwerken

Das Wissen über mögliche Klimaänderungen alleine genügt nicht, um sich dem Klimawandel anzupassen. Erst wenn die verfügbaren Informationen erfolgreich in Anpassungsmaßnahmen umgesetzt sind, lässt sich die Anfälligkeit tatsächlich reduzieren. Anpassungsmaßnahmen müssen direkt in den betroffenen Handlungsfeldern wie Forstwirtschaft, Landwirtschaft, Energieversorger, Raum- und Regionalplanung, aber auch im Tourismus oder der Baubranche erfolgen. Um Anpassung an Klimaänderungen in politische und wirtschaftliche Planungsprozesse einbinden zu können, sind das Wissen und die Erfahrungen der betroffenen Akteure gefragt. KomPass kann helfen, dieses Wissen zur Klimaanpassung zu bündeln und zu vernetzen. Effektive Kommunikation der Klimafolgen und Kooperation mit betroffenen Akteuren muss Teil jeder Anpassungsstrategie sein. Daher ist neben der Information über Klimarisiken und deren Unsicherheiten ein Dialog zwischen den betroffenen Entscheidungsträgen und KomPass unabdingbar, um durchsetzungsfähige Anpassungsstrategien zu entwikkeln.

[2] Intergovernmental Panel on Climate Change

[3] Umweltinformationsnetz Deutschland (German Environmental Information Network)

Geplante Leistungen durch KomPass

- KomPass generiert Daten zu regionalen Klimaänderungen und macht sie der Klimafolgenforschung und der Öffentlichkeit verfügbar.
- KomPass fasst die Ergebnisse regionaler Klimafolgenforschung zusammen und bereitet sie für Entscheidungsträger klar und verständlich auf.
- Die Synthese wird mittels Fachinformationssystem, Karten und Grafiken, Broschüren, Infomappen und Hintergrundpapiere publiziert.
- KomPass sammelt Fallstudien zur Anpassung an den Klimawandel und Beispiele für Best-Practice und kommuniziert diese national und international.
- KomPass unterstützt die Risikobewertung, Identifizierung und Umsetzung konkreter Maßnahmen. Unter Beteiligung anderer politischer Akteure auf Bundes- und Länderebene entwickelt KomPass Vorschläge für eine nationale Anpassungsstrategie.
- KomPass führt Workshops und Seminare für Schlüsselpersonen in Wirtschaft und Verwaltung durch.
- Eine eigene Internetseite enthält – kontinuierlich aktualisiert – Forschungsberichte, Hintergrundpapiere, Präsentationen und Workshopberichte.
- Spezielle Nutzergruppen können sich auf eigenen, passwortgeschützten Seiten informieren.
- Ein Rundschreiben wird regelmäßig über die KomPass-Aktivitäten und über relevante Projekte kooperierender Organisationen berichten.

Das Umweltbundesamt will mit KomPass die Zusammenarbeit zwischen Klimaforschern und betroffenen Akteuren aus Wirtschaft und Verwaltung unterstützen. KomPass wird prüfen, ob Bedarf für Netzwerke betroffener Akteure besteht. Falls erforderlich, wird KomPass helfen, neue Netzwerke zu etablieren. Auch über diese Netzwerke wird KomPass entscheidungsrelevante Informationen bereitstellen und klimarelevante Entscheidungen unterstützen.

Literatur

Kemfert, C. (2005): Weltweiter Klimaschutz – Sofortiges Handeln spart hohe Kosten. Wochenbericht des DIW Berlin 12-13/05.

Koppe, C., G. Jendritzky (2004): Die Auswirkungen der Hitzewellen 2003 auf die Mortalität in Baden-Württemberg, Sozialministerium Baden-Württemberg, Stuttgart.

Münchner Rück (2003): Jahresrückblick Naturkatastrophen 2002, München (http://www.munichre.com/publications/302-03630_de.pdf?rdm=29373).

Statist. Bundesamt 2005: (http:// www.destatis.de/basis/d/verk/verktab6.php).

Zebisch, M., T. Grothmann, D. Schröter, C. Haße, U. Fritsch, W, Cramer (2005): Klimawandel in Deutschland - Vulnerabilität und Anpassungsstrategien klimasensitiver Systeme. Umweltbundesamt Climate Change – Reihe 08/05 (UFOPLAN 201 41 253). Dessau 2005. 203 S. (http://www.umweltbundesamt.org/fpdf-l/2947.pdf).

Klimapolitik und das Förderkonzept „Forschung für den Klimaschutz und Schutz vor Klimawirkungen“

K. Korn-Riedlinger

Die Wissenschaft hat keine Heimat, denn das Wissen gehört der Menschheit und ist ein Leuchtturm, der die Welt erhellt.
Louis Pasteur

Grundlage für das momentane Förderkonzept des BMBF „Forschung für den Klimaschutz und Schutz vor Klimawirkungen“ im Rahmen des Programms „Forschung für die Nachhaltigkeit“ waren Fragen der Verbesserung des Verständnisses des Klimasystems, d. h. grundlagenorientierte Klimaforschung. Dazu gehörten Untersuchungen des globalen Klimasystems, seiner Beeinflussbarkeit durch den Menschen und mögliche Auswirkungen kommender Klimaänderungen sowie insbesondere die Verbindung von daten- und modellorientierten Disziplinen; d. h. die Brücke zwischen der Forschung zur Klimavergangenheit der Erde und den Zukunftsszenarien der Klimamodelle, die im Rahmen des Förderkonzepts „DEKLIM“ in der Zeit von 2001 bis 2006 mit finanziellen Mitteln in Höhe von 38,8 Mio Euro gefördert wurden.

Das Förderprogramm „DEKLIM“ hat wesentlich zur Klärung der Fragen nach grundsätzlichen Mechanismen und Entwicklungstendenzen des Klimas beigetragen. In der Phase der Entwicklung dieses Programms war es notwendig, verschiedene Wissenschaftsdisziplinen zu vernetzen, deutsche Forschungsbeiträge verstärkt international sichtbar zu präsentieren und in internationale Programme einzubringen sowie gezielte Nachwuchsförderung zu betreiben. Ein wesentliches Ziel dieses Förderprogramms bestand darin, Ergebnisse der Grundlagenforschung für die Umsetzung und Anwendung aufzubereiten.

Das Förderkonzept „DEKLIM“ und seine nun vorliegenden Ergebnisse eröffnen hervorragende Zukunftsperspektiven, wie der Umgang mit dem Klima nachhaltig gestaltet werden kann.

Als Gesamtfazit der Evaluierung des Förderkonzepts „DEKLIM“ muss betont werden, dass die Hauptziele der Förderung

- Verbesserung des Verständnisses des Klimasystems und der Vorhersage
- Entwicklung und Bereitstellung von Instrumenten für die Umweltpolitik
- Nachwuchsförderung auf dem Gebiet der Klimaforschung

erreicht wurden.

Das Programm hat über die rein wissenschaftlichen Ergebnisse hinaus wesentlich dazu beigetragen, Verbünde zu bilden, Kommunikation sowie Öffentlichkeitsarbeit zu fördern und damit das Programm sichtbar darzustellen.

Bei Klimaforschern besteht Konsens darüber, dass neben natürlichen Klimaentwicklungen in zunehmendem Maße anthropogen bedingte Klimaänderungen das System Erde beeinflussen. Der Klimawandel wird zu deutlich sichtbaren Veränderungen der menschlichen Lebensverhältnisse und der Ökosysteme führen. Entscheidend wird es zukünftig sein, wie schnell der Wandel eintritt und die Gesellschaften und Ökosysteme entsprechende Anpassungsstrategien zu entwickeln vermögen. Von daher gehört eine realistische Voraussage des Klimawandels ebenso zu den großen Herausforderungen für die Wissenschaft wie auch eine realistische Balance zwischen Vermeidung und Anpassung.

Im Rahmen des Förderprogramms „Forschung für die Nachhaltigkeit" fördert das BMBF seit 2004 auf Innovation, Vorsorge und Nachhaltigkeit ausgerichtete Vorhaben im Rahmen des Förderkonzepts „Forschung für den Klimaschutz und Schutz vor Klimawirkungen". Im Vordergrund stehen dabei für die Klimaforschung anwendungs- und technologieorientierte Themen, die sich unter Einbeziehung der Nutzer aus Wirtschaft und Gesellschaft konkret und praxisrelevant mit Fragen der Emissionsminderung und Entwicklung geeigneter Anpassungsstrategien befassen. Somit wird jetzt mit dem neuen Programm der politischen Verantwortung und dem Handlungsbedarf Rechnung getragen.

Das Ziel dieses Nachhaltigkeitskonzepts zum Klimaschutz besteht einerseits in der Minderung von langfristigen, durch menschliches Handeln bedingten und für die Gesellschaft und Umwelt schädlichen Klimaänderungen, zum anderen in der Anpassung an den bereits eingetretenen Klimawandel und an extreme Wetterereignisse, d. h. einerseits in dem Schutz des Klimas vor anthropogenen Einflüssen und andererseits in dem Schutz der Menschen vor dem Klima und insbesondere Extremereignissen.

Nachhaltiger Klimaschutz in diesem Sinne ist ausgerichtet auf die Entwicklung neuer Technologien und Handlungskonzepte für Wirtschaft und Gesellschaft unter Einbeziehung von ökonomischen, ökologischen und sozialen Aspekten des Klimawandels.

Auf die Ausschreibung zum neuen Förderkonzept „Forschung für den Klimaschutz und Schutz vor Klimawirkungen" haben sich verschiedene Verbünde um Projekte beworben, wobei Netzwerke zur Verbesserung von Informationen und Kooperation gebildet werden, die Technologie-Diffusion verbessert und neue, innovative Ansätze verfolgt werden. Die Laufzeit der ersten Vorhaben wird im Juni 2006 beginnen, wobei dieses Förderkonzept von Studien zu wichtigen Fragen der Umsetzung und Wissensgenerierung begleitet wird.

Für unsere heutige Gesellschaft und globale Wirtschaft haben Anpassungsstrategien eine besonders große Bedeutung. Dies gilt für Finanzwirtschaft und speziell für die Versicherungswirtschaft ebenso wie für die Elektrizitätswirtschaft, Baubranche und Gebäudetechnik, um nur einige Beispiele zu nennen. Risiken für die Baubranche entstanden insbesondere durch die Einklagbarkeit von Mindeststandards für Räume. Besondere Abhängigkeit von Klima zeigt die Tourismusindustrie, ferner der Städtebau und Stadtplanung sowie die Land- und Forstwirtschaft.

Insbesondere auf regionaler Ebene müssen Anpassungsstrategien in Entscheidungen von Verwaltung, Wirtschaft und Gesellschaft einfließen. Bei einem integrativen Ansatz ist die Netzwerkbildung zwischen Wissenschaft, Wirtschaft und Gesellschaft sehr wichtig.

Als konkrete Maßnahme wurde deshalb vom BMBF die Service-Gruppe-Anpassung (SGA) gegründet, deren Koordinationsgremium sich aus Mitgliedern der Gruppe Modelle und Daten beim Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg, dem GKSS-Forschungszentrum Geesthacht und des Deutschen Wetterdienstes zusammensetzen.

Ziel dieser Gruppe ist es, die transdisziplinäre Zusammenarbeit zwischen Anwendern aus der Wirtschaft, Gesellschaft und verschiedener Wissenschaftsbereiche und Nutzern von Klimamodellen bzw. Szenarien zu intensivieren. Dabei werden anhand regionaler Klimamodelle (CLM-Modelle) für eine interdisziplinäre Anwendergruppe (d. h. unterschiedliche Nutzer aus Wirtschaft und Gesellschaft) Szenarien für zukünftige regionale Klimaentwicklungen erstellt, so dass verschiedene Nutzer entsprechende Anpassungsstrategien entwickeln können.

World Data Center for Climate - Produkte und Services für die Klimaforschung

F. Toussaint, M. Lautenschlager

Einleitung

Seit über drei Jahren betreibt die an das Max-Planck-Institut für Meteorologie angeschlossene Gruppe "Modelle und Daten" das Weltdatenzentrum für Klimadaten (WDC-Climate, siehe [1]). Damit sind rund 200 Terabyte Archivdaten für Forscher in Deutschland, Europa und der übrigen Welt über das Internet abrufbar. Allein 2005 wurden über 600000 Downloads registriert, die insgesamt auf 43 Terabyte Daten zugriffen.

Schwerpunkt des Datenbestandes bilden Daten aus Klimamodellrechnungen, aber auch zugeordnete Beobachtungsdaten aus verschiedenen Projekten stehen zur Verfügung.

WDC-Climate

Datenzentren weltweit

Das seit 1933 bestehende International Council for Science (ICSU [2]) ist eine der ältesten Wissenschaftsorganisationen weltweit. Aus Anlass des Geophysikalischen Jahres 1957/58 gründete sie den Verbund der Weltdatenzentren [3], dem heute 52 Institute in zwölf Ländern angehören. Sie bieten der Forschergemeinschaft wissenschaftliche Daten aus verschiedenen Bereichen der Geowissenschaften.

2003 schlossen sich drei deutsche Weltdatenzentren zum „WDC Cluster Earth System Research" zusammen. Neben dem WDC-Climate sind es die Datenzentren für Marine Umweltdaten (WDC-MARE an Universität Bremen und Alfred-Wegener-Institut, Bremen) und für Fernerkundungsdaten der Atmosphäre (WDC-RSAT beim Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt, Oberpfaffenhofen). Mit dem in Gründung befindlichen WDC-TERRA des Potsdamer Geoforschungszentrums besteht enge Zusammenarbeit. Ziel der Kooperation sind die Sicherstellung von Langzeitdatenhaltung, Erstellung und Betrieb zuverlässiger Systeme für Datenverwaltung und -zugriff, gegenseitige Begutachtung wissenschaftlicher Daten sowie die Entwicklung gemeinsamer Standards und Protokolle.

Aufgaben des Weltklimadatenzentrums

Das WDC-Climate sammelt, archiviert und verteilt Klima(-modell-)datenprodukte um sie der internationalen Forschergemeinschaft zur Verfügung zu stellen. Andere Datentypen wie Modellrohdaten oder Satellitenrohdaten werden nicht vorgehalten, da dies die vorhandenen Kapazitäten überstiege bzw. zu den Aufgabenbereichen anderer Institute gehört. Um eine gute Vernetzung solcher Datenzentren der Erdsystem-

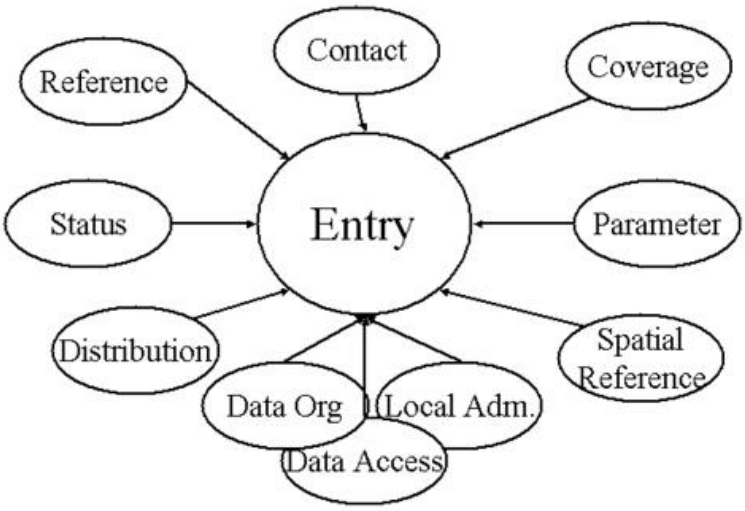


Abb. 1 Tabellengruppen des CERA-2 Datenbankmodells

forschung zu erreichen, bestehen Kollaborationen mit zahlreichen Instituten verwandter Fachrichtungen wie Erdbeobachtung, Meteorologie, Ozeanografie, Paläoklimatologie und Umweltforschung.

Obwohl das WDC-Climate international ausgerichtet ist und Wissenschaftlern aus aller Welt offen steht, erfolgt der überwiegende Teil der Datenzugriffe aus dem Bereich der deutschen Forschungslandschaft. Dabei sind die Kooperationen mit Universitäten und Großforschungseinrichtungen ebenso bedeutsam wie die Zusammenarbeit mit Instituten der Max-Planck-Gesellschaft oder dem Deutschen Wetterdienst.

Technische Grundlagen

Das WDC-Climate nutzt neben eigener Hardware vor allem die technischen Einrichtungen des Deutschen Klimarechenzentrums (DKRZ [4]). Dazu gehören unter anderem mehrere STK Bandsilos von insgesamt 3.4 Petabyte Kapazität. Daten, die längere Zeit nicht nachgefragt werden, können daher auf Band migriert werden. Andererseits sind häufiger verwendete Einträge auf den Festplatten kurzfristig zum Download verfügbar.

STD-DOI:

Hinter STD-DOI oder Scientific and Technical Data - Digital Object Identifier verbirgt sich das Konzept der Veröffentlichung wissenschaftlicher Daten als eigenständige Entitäten analog zu klassischen Publikationen.

Analog zu Veröffentlichungen in wissenschaftlichen Zeitschriften werden publikationsfähige Datenentitäten einem Reviewprozeß und einer Qualitätssicherung unterzogen, mit einem Persistent Identifier, hier DOI, versehen und in das globale Handle-System eingetragen. Das Metadaten-Profil der STD-DOIs enthält alle Einträge für eine elektronische Publikation. Die publizierten Datenentitäten werden zur Zeit im Katalog der Technischen Infromationsbibliothek (TIB), Hannover veröffentlicht und sind zusammen mit Zeitschriftenartikeln such- und zugreifbar (Übersicht unter http://tws.gbv.de mit Sucheintrag "exk+primaerdaten"). Publizierte Datenentitäten werden in und analog zu Zeitschriftenartikeln zitiert mit Autor, Erscheinungsjahr und Titel, so dass Datenproduzent und Datenentität stets zusammen genannt werden. Dieses Konzept wurde im Rahmen eines DFG Projektes entwickelt und prototypisch implementiert (Information unter www.std-doi.de).

Für Datenverwaltung, -katalogisierung, -suche, -anfrage und -zugriff kommt das relationale CERA-Datenmodell [5] zur Anwendung. In diesem 1997 [6] in Zusammenarbeit mit dem Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung und dem Alfred-Wegener Institut erstellten Datenbank-Entwurf (Lautenschlager, Toussaint, Thiemann, Reincke 1997) werden Daten und Metadaten integriert abgespeichert und dadurch Katalogisierung und Datenzugriff gemeinsam verwaltet.

Das Format der gespeicherten Daten ist überwiegend WMO-GRIB, aber das NetCDF-Format gewinnt an Bedeutung. Einzelne Datensätze werden auch in proprietären Formaten oder als ISO-Klartext gehalten.

Der Datenkatalog

Die Metainformationen aller im WDC-Climate gehaltenen Daten können von Nutzern weltweit abgerufen werden. Dabei ist der Katalogzugang [6] kostenlos und anonym. Erst für den Download der Daten benötigt man einen kennwortgeschützten, persönlichen Zugang. Dabei können neben dem Datensatz selbst auch Zeitraum und geografische Begrenzungen eingegeben werden, um die Datentransfervolumina niedrig zu halten.

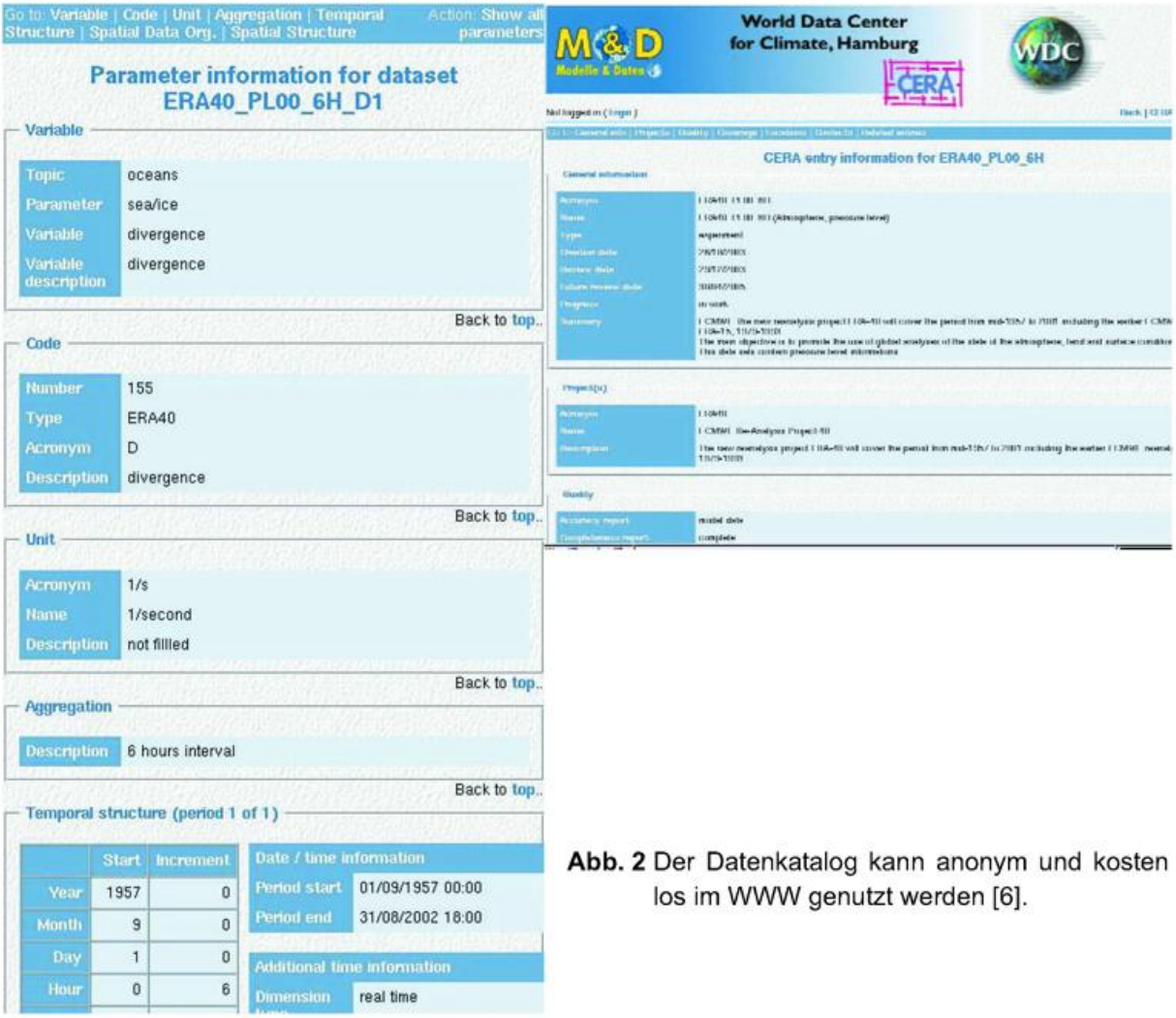


Abb. 2 Der Datenkatalog kann anonym und kostenlos im WWW genutzt werden [6].

WMO-GRIB/NetCDF:

WMO-GRIB (GRIdded Binary) and NetCDF (NETwork Common Data Format) sind selbstbescheibende Datenformate zum Archivieren und Austausch von Datenfeldern.
Beide können zusätzlich zu den Daten auch Informationen über die Datenverteilung (grid) o.ä. enthalten. Das WMO-GRIB ist sehr streng definiert und bietet kaum Freiraeume; NetCDF hingegen ist sehr frei und wird von der Nutzergemeinschaft durch "conventions" (Coards, CF) für spezielle Anwendungen eingeschränkt. Für beide Formate gibt es Libraries, die es dem Anwender ermöglichen, Programme zu erstellen, um entsprechend formatierte Files zu schreiben oder zu lesen. Es existieren aber auch fertige Programmpakete. Mehr Informationen gibt es im WEB unter http://www.mad.zmaw.de/postprocessing-imdi.

Daten für die Forschung

Klimamodelldaten

Beim überwiegenden Teil der im WDC-Climate vorgehaltenen Daten handelt es sich um Ergebnisse der Modellrechnungen. Dazu gehören vor allem die in Hamburg und an anderen Forschungszentren vorgenommenen Modellierungen der IPCC-Szenarien aber auch Reanalysedaten wie die vom Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF, ERA-40) und vom National Center for Environmental Prediction (NCEP). Darüber hinaus sind die Ergebnisse paläoklimatischer Rechnungen und verschiedener beobachtungsorientierter Forschungsprojekte verfügbar. Für das IPCC der UN ist das WDC-Climate das Datenverteilzentrum (IPCC-DDC) für Studien zur Anpassung an und Vermeidung von Folgen möglicher Klimaänderungen.

Datenhaltung

In den letzten Jahren hat das Management von Projektdaten an Bedeutung gewonnen, wobei auch die Infrastruktur des WDC-Climate genutzt wird. Dadurch wird es den Projekten ermöglicht, neben der Nutzung von Langzeitarchivierung im WDCC bereitgestellte Daten sowohl im Katalog effizient zu suchen, als auch sofort online auf sie zuzugreifen. Der Zugriff kann mit eigenen Anwendungen erfolgen, die dann direkt über Internet an die Datenbank koppeln. In Absprache mit den Projektleitungen kann dabei sichergestellt werden, dass entsprechend den Regeln guter wissenschaftlicher Praxis alle Daten zehn Jahre nach Projektende verfügbar bleiben.

Zur Unterstützung des Projektdatenmanagements hat das WDCC in enger Kooperation mit dem WDC Cluster Earth System Research und der Technischen Informationsbibliothek in Hannover im Rahmen eines DFG Projektes das STD-DOI Konzept [7] entwickelt und prototypisch implementiert. Die wichtigsten Ziele des neuen Umgangs mit Primärdaten sind also langfristige und allgemein zugängliche Speicherung.

Durchsetzbar ist dies am besten über eine persönliche Motivation der Wissenschaftler. Dies ließe sich nach Meinung der Arbeitsgruppe durch zwei Faktoren befördern: (1) Daten sind nach diesem Konzept nicht mehr ausschließlich Teil einer wissenschaftlichen Veröffentlichung, sondern besitzen eine eigenständige Identität. (2) Damit werden Primärdaten, ähnlich wie Zeitschriftenartikel publizierfähig und zitierbar.

Quellenverzeichnis

Alle URL beziehen sich auf den Januar 2006

Lautenschlager Michael, Frank Toussaint, Hannes Thiemann, Manfred Reinke, Deutsches Klimarechenzentrum, Technical Report No 15, Hamburg, Juli 1998, www.dkrz.de

[1] http://wdc-climate.de/
[2] http://www.icsu.org/
[3] http://www.ngdc.noaa.gov/wdc/wdcmain.html
[4] http://www.dkrz.de/
[5] http://www.mad.zmaw.de/wdc-for-climate/cera-data-model/
[6] http://cera.wdc-climate.de/
[7] http://www.doi-std.de/

Das Nationale Klimadatenzentrum des Deutschen Wetterdienstes

J. Behrendt

Einleitung

Um seiner Aufgabe gerecht zu werden, das Klima in Deutschland zu dokumentieren und zu überwachen, betreibt der Deutsche Wetterdienst (DWD) das Nationale Klimadatenzentrum (NKDZ) mit einer umfassenden Datenbank für Klimadaten aus Deutschland. Der Kernbereich dieser Datenbank besteht aus ‚konventionellen' in situ Beobachtungen für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland sowie aus daraus abgeleiteten statistischen Kenngrößen in ihrer zeitlichen und räumlichen Verteilung. Die Daten werden als Klimadatenbank in der zentralen Fachdatenbank des DWD verwaltet und durch gemeinsame Standards gegenüber anderen Datenbeständen im DWD abgegrenzt. Für externe Kunden erfolgt die Bereitstellung von Daten und Produkten entweder direkt über das Internet oder vermittelt durch den Datenservice des DWD.

Das Hauptziel des NKDZ bleibt die nachhaltige Entwicklung einer qualitativ hochwertigen und möglichst umfassenden Datenbasis und ihre Verfügbarmachung für alle Bereiche der Klimaforschung und der angewandten Klimatologie. Mit der Datenbasis kann das Klima in Deutschland über eine Zeitraum von 100 Jahren und mehr beschrieben werden. Damit ist das NKDZ die Referenz für stationsbezogene Klimadaten in Deutschland. Aus dieser Rolle ergibt sich insbesondere die Funktion als Datenlieferant für die nationale Klimaforschung. Die Daten und Produkte des NKDZ werden aber auch in internationalen Projekten genutzt und liefern damit Beiträge zur europäischen und globalen Klimaforschung.

Aufgaben

Die Aufgaben des NKDZ lassen sich mit vier Prozessen beschreiben, die im Folgenden detailliert diskutiert werden:

- Datenintegration: Integration aktueller und historischer meteorologischer Daten aus den Messnetzen des DWD in eine einheitliche Datenstruktur, die einen problemlosen Blick auf den gesamten Datenbestand erlaubt

- Qualitätssicherung: Gewährleistung einer definierten Datenqualität durch Prüfung und Korrektur der Daten sowie durch eine detaillierte Beschreibung der Datenbasis

- Produkterstellung: Operationelle Gewinnung und Bereitstellung von Vorprodukten und abgeleiteten Daten zur Klimaüberwachung.

- Bereitstellung von Zugriffsverfahren: Bereitstellung von Verfahren zur Nutzung der Datenbasis, einschließlich von Portalen zu anderen Datenzentren.

Datenintegration

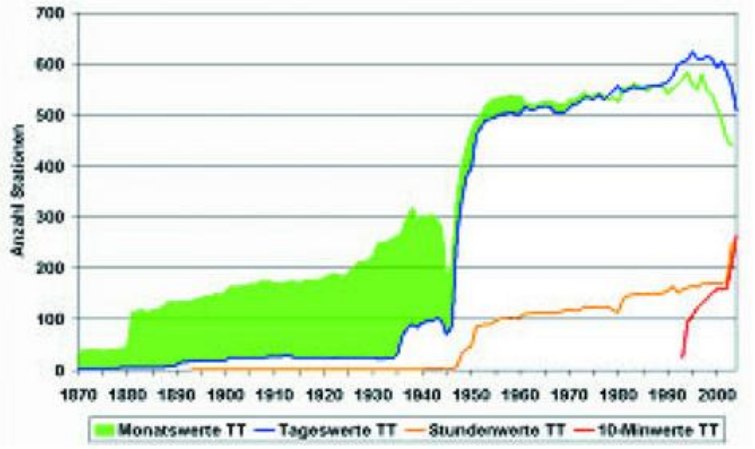


Abb. 1 Temperaturdaten (TT) im NKDZ

In der Datenbasis des NKDZ sind die historischen deutschen Klimadaten archiviert, die kontinuierlich um aktuelle Daten ergänzt werden. Neben den klassischen meteorologischen Daten von der Erdoberfläche umfasst das Archiv auch Daten aus der freien Atmosphäre und im Erdboden sowie phänologische Daten und Daten zur Wetterlagenklassifikation. Die längsten Zeitreihen gehen zurück bis ins 18. Jahrhundert, die meisten Zeitreihen beginnen jedoch erst Mitte des 20. Jahrhunderts. Die Zahl der verfügbaren Stationen variiert also im Laufe der Zeit und hängt wesentlich vom beobachteten Element ab. Im Jahr 1990 gab es im DWD etwa 4500 Stationen mit Niederschlagsdaten davon ca. 600 Stationen mit zusätzlichen Beobachtungen anderer meteorologischer Elemente wie Temperatur, Feuchte, Wind, Luftdruck, Wolken, Sichtweite oder Sonnenscheindauer. Mit zunehmender Automatisierung der Messnetze nimmt die Anzahl der Stationen seit den 1990iger Jahren wieder ab. Dieser Prozess wird teilweise kompensiert durch die höhere zeitliche Auflösung der Daten an automatischen Stationen. Die zeitliche Entwicklung der Anzahl von Stationen mit Temperaturbeobachtungen und ihre zeitlichen Auflösung ist in Abb. 1 dargestellt. Alle im NKDZ verwalteten Daten sind zusammenfassend in der Tabelle 1 beschrieben.

Die Migration des historischen digitalen Magnetbandarchivs in die relationale Fachdatenbank des DWD (MIRAKEL) konnte weitgehend abgeschlossen werden. Datenbestände, die noch nicht vollständig integriert sind (phänologische Daten, aerologische Daten, verschiedene Produkte) werden in einem Datei-orientierten Archivsystem verwaltet, auf das auch leicht zugegriffen werden kann.

Neben der Integration aktueller Daten wird zunehmend der Bedarf der Vervollständigung und Ergänzung historischer Zeitreihen deutlich. Insbesondere vor 1951 (in den neuen Bundesländern vor 1969) ist die Verfügbarkeit von täglichen Daten (oder von Daten höherer zeitlicher Auflösung) für das Gebiet Deutschlands nicht ausreichend. Eine Analyse der verfügbaren Monatswerte (Abb 1) legt die Vermutung nahe, dass noch fehlende Daten von archivierten Originalunterlagen gerettet werden können. Die Bestandsaufnahme, Sicherung und Digitalisierung alter Datenbestände auf Originalunterlagen ist jedoch ein aufwändiger und kostenintensiver Prozess, der bisher nur zum Teil durchgeführt werden konnte. Daher wurde ein zunächst auf drei Jahre begrenztes Projekt KLIDADIGI initiiert, in dem die existierenden Unterlagen gesichert und zusätzliche Daten digitalisiert werden.

Das Projekt KLIDADIGI

Eine Analyse der Datenbestände des DWD zeigt, dass es in den Archiven des DWD aus den neuen Bundesländern vor 1969 und in den alten Bundesländern vor 1951 noch Originalunterlagen mit täglichen Beobachtungen gibt, die weder vollständig dokumentiert noch digitalisiert sind. Ziel das seit September 2005 laufenden und zunächst auf drei Jahre begrenzten Projektes KLIDADIGI ist es, eine vollständige Bestandsaufnahme dieser Originalunterlagen zu machen und möglichst viele zusätzliche lange Zeitreihen von Tageswerten zu digitalisieren und in die Datenbank des NKDZ zu integrieren. Durch dieses Projekt wird die Zahl der über 100 Jahre langen Zeitreihen von täglichen Niederschlagsdaten von 100 auf über 350 und von täglichen Temperaturdaten von 10 auf über 35 steigen. Dieser Zuwachs an langen Zeitreihen von Tageswerten ist erforderlich, um bessere Aussagen insbesondere darüber treffen zu können, wie sich in den Regionen in Deutschland extreme Wetterereignisse statistisch verteilen und wie sich diese Verteilungen mit der Zeit ändern.

Qualitätssicherung

Die Klimadatenbank bedarf der ständigen Pflege durch Maßnahmen der Qualitätssicherung und der Dokumentation. Die Qualitätssicherung umfasst die Identifikation und Korrektur bzw. Beschreibung von Fehlern in den historischen Daten sowie die Gewährleistung der Homogenität langer klimatologischer Zeitreihen. Die Dokumentation umfasst die Beschreibung der historischen Datenbestände einschließlich der Änderungen in den Kodierungs- und Beobachtungsregeln.

Die operationelle Qualitätskontrolle aktueller Daten wird außerhalb des NKDZ im Rahmen der Datengewinnung durchgeführt, so dass sich der Schwerpunkt auf die Qualitätskontrolle bisher nicht ausreichend geprüfter historischer Daten verlagert hat.

Generell kann gesagt werden, dass die Qualität der Datenbasis sehr gut ist, dass es aber immer noch insbesondere in älteren Datenbeständen zweifelhafte Werte gibt (bei Tageswerten z.B. in der Größenordnung von etwa 0.1%). Es gab bisher keine vollständige, systematische und gut dokumentierte Qualitätssicherung der Daten vor der Einführung IT-gestützter Prüfverfahren (Daten vor 1979) sowie für zeitlich hoch aufgelöste Daten. Auch eine systematische Prüfung der aerologischen Daten und der phänologischen Daten wurde bisher nicht durchgeführt. Für die Qualitätskontrolle dieser historischen Daten wurden inzwischen geeignete Verfahren entwickelt, die die Datenbankfunktionalität nutzen und sich gleichzeitig auf die Überprüfung der wichtigen meteorologischen Parameter konzentrieren, so dass eine systematische Überprüfung alter Datenbestände durchgeführt werden kann.

Aus dem Bereich der Klimaforschung wird zunehmend der Bedarf nach zeitlich homogenen langen Zeitreihen deutlich. Da lange Zeitreihen durch Stationsverlegungen, Änderungen in der Instrumentierung oder bei den Beobachtungsregeln meistens nicht homogen sind (z.B. 88% der Temperaturzeitreihen, die länger als 8o Jahre sind), werden für ausgewählte Elemente geeignete Standardverfahren zur Homogenisierung angewendet. Für Monatswerte funktioniert das ganz gut, für die Homogenisierung von Tageswerten müssen jedoch noch geeignete Standardverfahren entwikkelt werden.

Tab. 1 Daten im NKDZ

Bezeichnung	Zeitliche Auflösung	Quelle
Daten für UNIDART	Monats- und Tageswerte	Daten der Klima- und Niederschlagsstationen
Daten der Klimastationen	Tageswerte, 3-4 Termine/Tag	Daten der Wetterwarten, Daten automatischer Stationen, MErf, Tabellen
Daten der Niederschlagsstationen	Tageswerte, 1 Termin/Tag	Daten der Klimastationen, Daten automatischer Stationen, Tabellen
Stundenwerte Wind, Temperatur, Feuchte und Sonnenscheindauer	Tageswerte, 24 Termine/Tag	Daten der Wetterwarten, Daten automatischer Stationen, Registrierauswertungen
Erdbodentemperaturen	Tageswerte, 3-4 Termine/Tag	Daten der Wetterwarten, Daten automatischer Stationen, Tabellen
Daten der aerologischen Stationen	2-4 Aufstiege/Tag	TEMP/PILOT, Tabellen
Daten der Wetterwarten	Tageswerte, 1-24 Termine/Tag	SYNOP, Tabellen
Daten automatischer Stationen	1-10-Minutenwerte	Automatendaten
'Jahrdeck'-Daten	Monatswerte (für Einzeljahre und integriert über längere Zeiträume)	Daten der Klima- und Niederschlagsstationen
CLIMEX-Daten	Absolute Extrema	Daten der Klima- und Niederschlagsstationen
1 km Rasterdaten	Monatswerte (für Einzeljahre und integriert über längere Zeiträume)	Daten der Klima und Niederschlagsstationen
Phänologische Daten	Jahreswerte	Tabellen
Wetterlagen	Tageswerte	NWV-Felder, Wetterkarten

Produkterstellung

Mit der Aufbereitung aktueller Klimadaten ist die operationelle Erstellung von Routineprodukten verbunden. Diese Routineprodukte umfassen zum einen kundenspezifische Datenzusammenstellungen und Auswertungen, zum anderen statistische Kenngrößen bezogen auf Tage, Monate, Jahre und lange Zeiträume. Insbesondere berechnet das NKDZ verbindliche statistische Kenngrößen als Referenzwerte für die Normalperioden der WMO (z. Zt. 1961-1990). Aus den stationsbezogenen Daten werden 1km-Rasterdateien von Monatswerten ausgewählter Elemente erstellt und archiviert.

Zugriffsverfahren

Für die interne Nutzung der Datenbasis durch den Datenservice und andere Nutzer wurden für die unterschiedlichen Anwendungsbereiche Zugriffsverfahren entwickelt und bereitgestellt, die aber nur innerhalb des DWD genutzt werden können. Für den

externen Zugang zu den Daten und Produkten des NKDZ wird zunehmend das Internet genutzt, das aber z.Zt. den Zugriff nur auf eine Untermenge des gesamten Datenbestandes erlaubt. Weitergehende Datenanforderungen werden über den Datenservice des DWD (datenservice@dwd.de) abgewickelt. Das NKDZ sieht seine Aufgabe darin, Daten und Produkte der Grundversorgung weiterhin frei verfügbar ins Internet zu stellen. Zusätzlich müssen für die nationale Forschung und für den Datenaustausch mit anderen Wetterdiensten web-basierte Zugriffstechniken entwickelt werden, die einen Direktzugriff auf die Datenbasis des NKDZ über das Internet ermöglichen.

Mit dem Projekt UNIDART www.dwd.de/UNIDART/ wurde inzwischen eine Infrastruktur geschaffen, die einen solchen web-gestützten Datenbankzugriff erlaubt. Die Entwicklung von UNIDART erfolgt unter der Federführung des IT-Bereichs im DWD und ist in die Konzepte eines zukünftigen Informationssystems der WMO eingebunden. UNIDART wird nicht nur den Zugriff auf die Daten des NKDZ sondern auch auf andere Datenzentren (z.B. die Klimadatenbanken anderer europäischer Wetterdienste) ermöglichen. Eine wichtige Voraussetzung für diese Funktionalität ist eine standardisierte Datenbeschreibung (ISO 19115), wie sie im Rahmen von UNIDART vom DWD und von den anderen beteiligten europäischen Wetterdiensten realisiert wurde. Für den Bereich der Forschung wird ein Zugriff über das Internet auf die gesamte mit UNIDART beschriebene Datenbasis ermöglicht. Die Zugriffsberechtigung wird durch den Datenservice des DWD in der Regel dann erteilt werden, wenn die entsprechenden Nutzungsbedingungen akzeptiert werden.

Schlussbemerkung

Ziel der Weiterentwicklung des NKDZ bleiben die Verbesserung der Datenbasis (qualitativ und quantitativ) sowie die Bereitstellung von zusätzlichen nutzerfreundlichen web-gestützten Zugriffsverfahren. Es ist zu hoffen, dass diese Ziele auch in Zeiten einschneidender Einsparungen erreicht werden können. Möglich wird das nur, wenn die bereits angefangenen Kooperationsprojekte im nationalen und internationalen Kontext erfolgreich weitergeführt oder sogar ausgebaut werden können.

Die Witterung in Deutschland

G. Müller-Westermeier, W. Riecke

Insgesamt war das Jahr 2005 in Deutschland recht warm und reich an Sonnenschein. In Bezug auf den Niederschlag fiel das Jahr durchschnittlich aus.

Die *Mitteltemperatur* für Deutschland berechnet aus einem interpolierten 1-km-Raster betrug 9,0 °C. Das sind 0,7 K mehr als im internationalen klimatologischen Referenzzeitraum 1961-1990. Damit war das Jahr 2005 das 20. wärmste seit 1901. Nur im Februar und August ergaben sich unterdurchschnittliche Temperaturen, während die übrigen Monate, insbesondere Januar, April, September und Oktober zu warm waren.

In Abb. 2 - 6 sind die Zeitreihen der Gebietsmittelwerte (Tagesmitteltemperatur) von Deutschland für die klimatologischen Jahreszeiten und das Jahr zusammengestellt. Dabei ist neben den Werten der Einzeljahre jeweils auch eine lineare Trendlinie dargestellt, aus der sich die Zunahme der Temperatur in Deutschland während des letzten Jahrhunderts erkennen lässt.

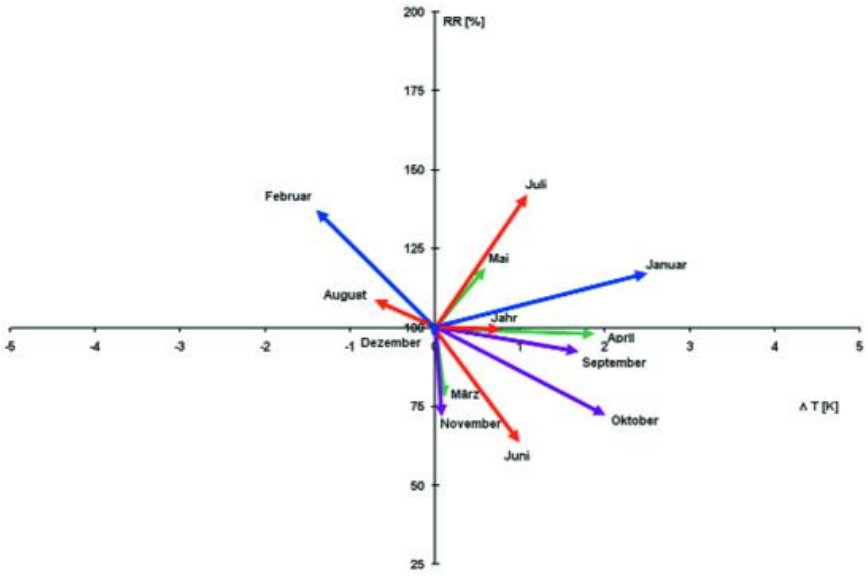


Abb. 1 Thermopluviogramm für Deutschland 2005. Bezugszeitraum (1961-1990)

Hinsichtlich der *Sonnenscheindauer* gab es im Jahr 2005 acht überdurchschnittliche Monate, wobei die Sonnenscheinüberschüsse teilweise sehr groß waren. Dem standen nur 4 Monate mit leichten Sonnenscheindefiziten gegenüber, so dass das Jahr insgesamt sehr sonnenscheinreich wurde. Das Gebietsmittel der Sonnenscheindauer für das Jahr 2005 betrug 1742 Std.. Das sind 214 Std. oder 14 % über dem Normalwert. Damit wurde das Jahr 2005 das fünfte in der Reihe sonnenscheinreicher Jahre seit Mitte des 20. Jahrhunderts.

In Abb. 7 - 11 sind die Zeitreihen der Gebietsmittel von Deutschland für den Sonnenschein in den Jahreszeiten sowie für das gesamte Jahr zusammengefasst.

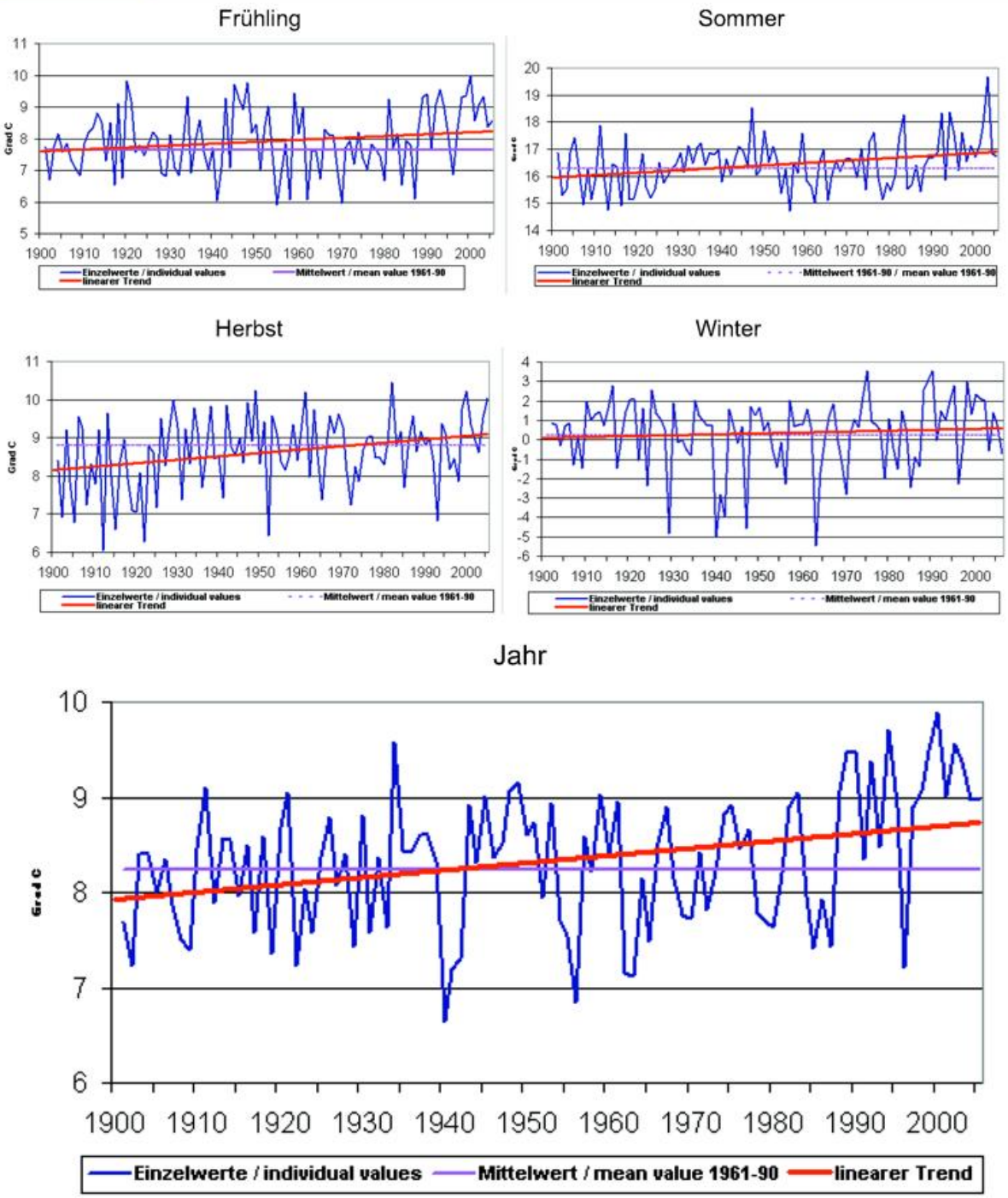
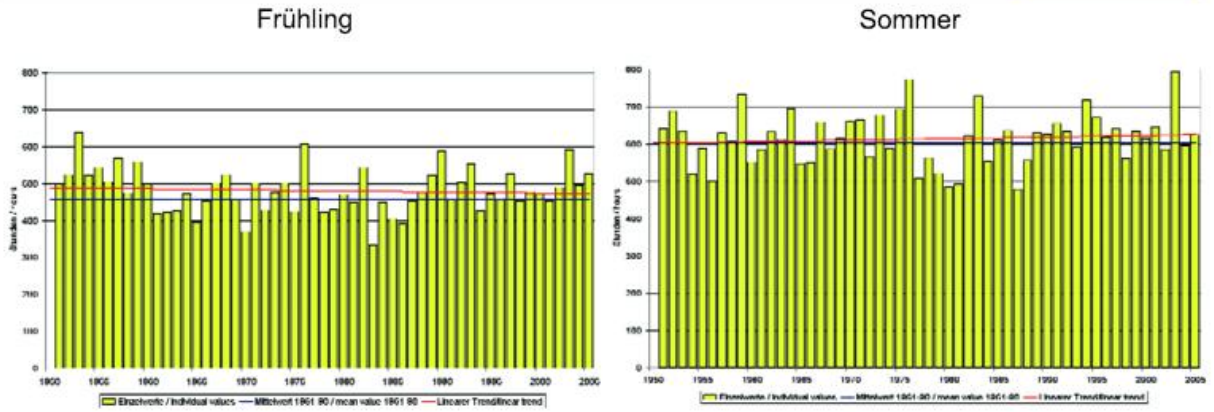


Abb. 2 - 6 Mittlere Tagesmitteltemperatur Deutschland 1901 - 2005

Diese Zeitreihen beginnen erst 1951, da die Datenbasis davor für eine brauchbare räumliche Interpolation zu gering war.

Das Flächenmittel 2005 der Globalstrahlung für das gesamte Bundesgebiet liegt nur 0,9 % über dem langjährigen Durchschnitt der Periode 1981 – 2000 und auch nur knapp unter dem Flächenmittel von 1057 kWh/m^2 des Vorjahres. Zum Vergleich sei nochmals der Wert des Ausnahmejahres 2003 mit 1170 kWh/m^2 erwähnt.



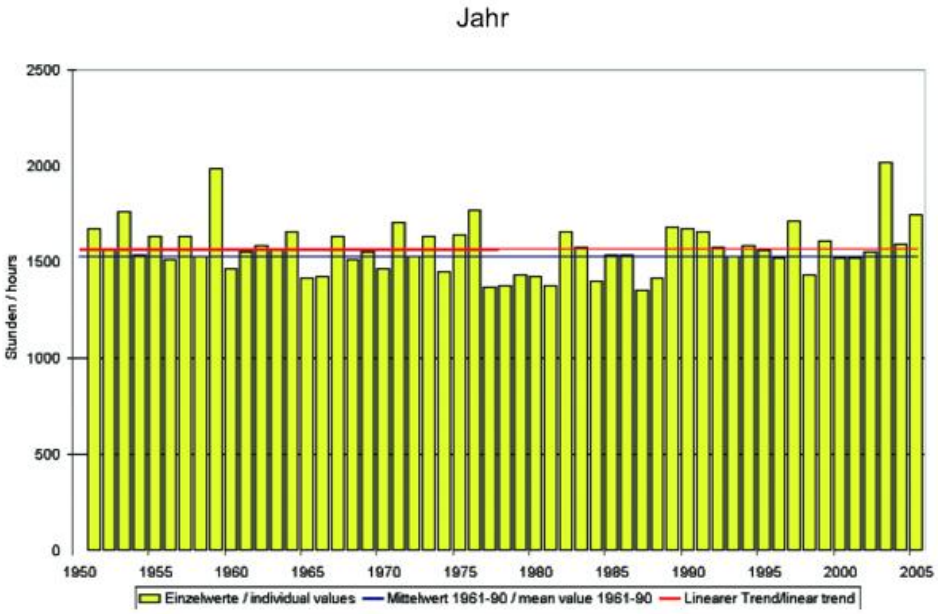


Abb. 7-11 Mittlere Sonnenscheindauer Deutschland 1951-2005

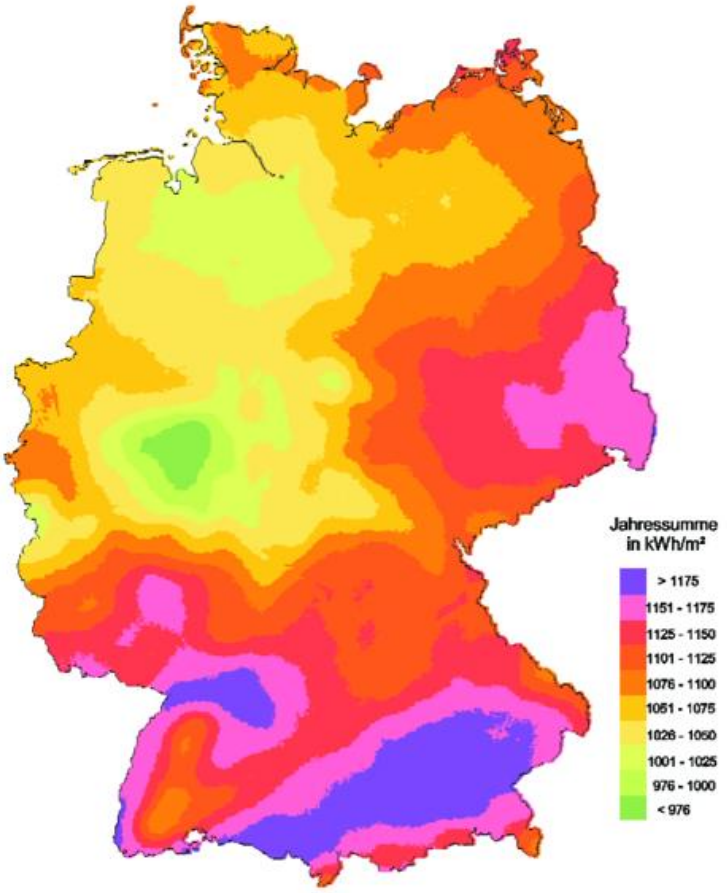


Abb. 12 Globalstrahlung 2005

Dieses glättende Flächenmittel lässt nicht erkennen, dass es an der Ostseeküste und im südlichen Ostdeutschland 2005 zu einem deutlichen Mehr an Sonne gekommen ist. Über Süddeutschland sind auch im Jahr 2005 besonders hohe Einstrahlungswerte zu verzeichnen gewesen, doch zieht sich das Band höheren Strahlungsangebotes diesjährig über Nordbayern hinweg bis in die Lausitz. Diese Zone setzt sich auf einem niedrigeren Niveau entlang der Oder nordwärts bis zur Ostsee fort und folgt dann weiter der Ostseeküste bis ins nördliche Schleswig-Holstein. Umrahmt wird damit ein Bereich mit geringerer Einstrahlung, der sich vom Sauerland/Rothaargebirge über Niedersachsen bis zur Unterelbe erstreckt.

Für den Bereich Münchens ergaben sich die höchsten Einstrahlungswerte. Dort addierte sich die Jahressumme der Strahlung bis auf 1220 kWh/m^2. Eingebettet war dieses Maximum in eine Zone mit nur wenig niedrigerer Einstrahlung, die vom Bodensee ostnordostwärts bis auf die Höhe von Landshut verlief. Ähnlich hohe Werte ergaben sich zwischen Karlsruhe und Stuttgart. Bis zu 1180 kWh/m^2 wurden in der Lausitz erreicht. Im nördlichen Rügen waren es bis 1150 kWh/m^2, auf Fehmarn in Schleswig-Holstein bis 1125 kWh/m^2. Die Region Sauerland/Rothaargebirge brachte es auf unter 975 kWh/m^2. Allerdings lag die Einstrahlung dort noch leicht über dem des vergangenen Jahres.

Im nördlichen und östlichen Sachsen, dem südlichen Brandenburg und dem östlichen Sachsen-Anhalt war ein Einstrahlungsplus von über 10 % gegenüber dem vieljährigen Strahlungsangebot gegeben. Weite Teile des nordöstlichen Schleswig-

Holstein konnten eine markante positive Abweichung von bis zu 13 % verbuchen. Die höchste Abweichung mit etwa 16 % trat südlich von Görlitz auf. Im Westen Deutschlands gab es vereinzelte Inseln mit Abweichungen von + 8 bis +9 %. Deutlichere negative Abweichungen vom vieljährigen Mittel waren für den Westerwald, den südlichen Schwarzwald und für die östliche Alpenregion auszumachen.

Das Jahr 2005 hatte in Deutschland 7 Monate mit unter- und 5 Monate mit überdurchschnittlicher Niederschlagshöhe. Insgesamt fiel das Jahr in Bezug auf den Niederschlag durchschnittlich aus. Das Gebietsmittel der jährlichen Niederschlagshöhe ergab sich zu 786 mm. Das sind nur 3 mm oder 0,5 % weniger als in der Referenzperiode. Das Jahr 2005 war damit das 45. trockenste seit Beginn des 20. Jahrhunderts.

Abb. 13 -17 stellen die Zeitreihen des Gebietsmittels von Deutschland für die Niederschlagshöhe in den klimatologischen Jahreszeiten und im Jahr dar. Auch hier sind lineare Trends eingezeichnet. Es findet sich ein deutlicher Anstieg im Winter, während die Trends in den anderen Jahreszeiten kaum signifikant sind. Der Wintertrend spiegelt sich auch in der Zeitreihe der Jahressummen wieder.

Der Witterungsverlauf des Jahres lässt sich folgendermaßen beschreiben:

Die erste Hälfte des Januar war ungewöhnlich warm, so dass der Monat insgesamt, trotz einer kalten Episode am Monatsende sehr mild ausfiel. Im Gebietsmittel war der Monat etwas zu trocken und sehr sonnenscheinreich.

Der Februar war kalt und recht durchschnittlich in Bezug auf Niederschlag und Sonnenschein.

Der März war in seiner ersten Hälfte noch winterlich kalt. Teilweise wurden neue Kälterekorde für diesen Monat registriert. Die zweite Monatshälfte war hingegen insbesondere im Südwesten sehr mild, so dass sich für den Monat im Gebietsmittel von Deutschland sogar noch eine geringfügige positive Temperaturabweichung gegenüber dem Mittelwert der Referenzperiode ergab. Ansonsten war der März im Gebietsmittel trocken und sonnenscheinreich.

Der April war in ganz Deutschland mild und meist sonnenscheinreich. In Bezug auf den Niederschlag war der Monat insgesamt durchschnittlich. Es traten jedoch sehr große regionale Unterschiede auf, wobei es im Süden und Westen teilweise sehr nass war, während es im Osten verbreitet erheblich zu trocken blieb.

Der Mai war in Deutschland überwiegend recht niederschlagsreich. Über große Teile des Monats herrschte relativ kühle Witterung vor, am Monatsanfang und gegen Ende des Monats war es jedoch sehr warm, so dass der Monat insgesamt meist etwas zu warm ausfiel. Vom 27. bis. 29. Mai war es bereits hochsommerlich heiss, wobei an zahlreichen Stationen neue Temperaturrekorde für den Mai registriert wurden.

Im Juni war es zunächst relativ kühl, in der zweiten Monatshälfte wurde es jedoch hochsommerlich heiß, so dass der Monat im Vergleich zur klimatologischen

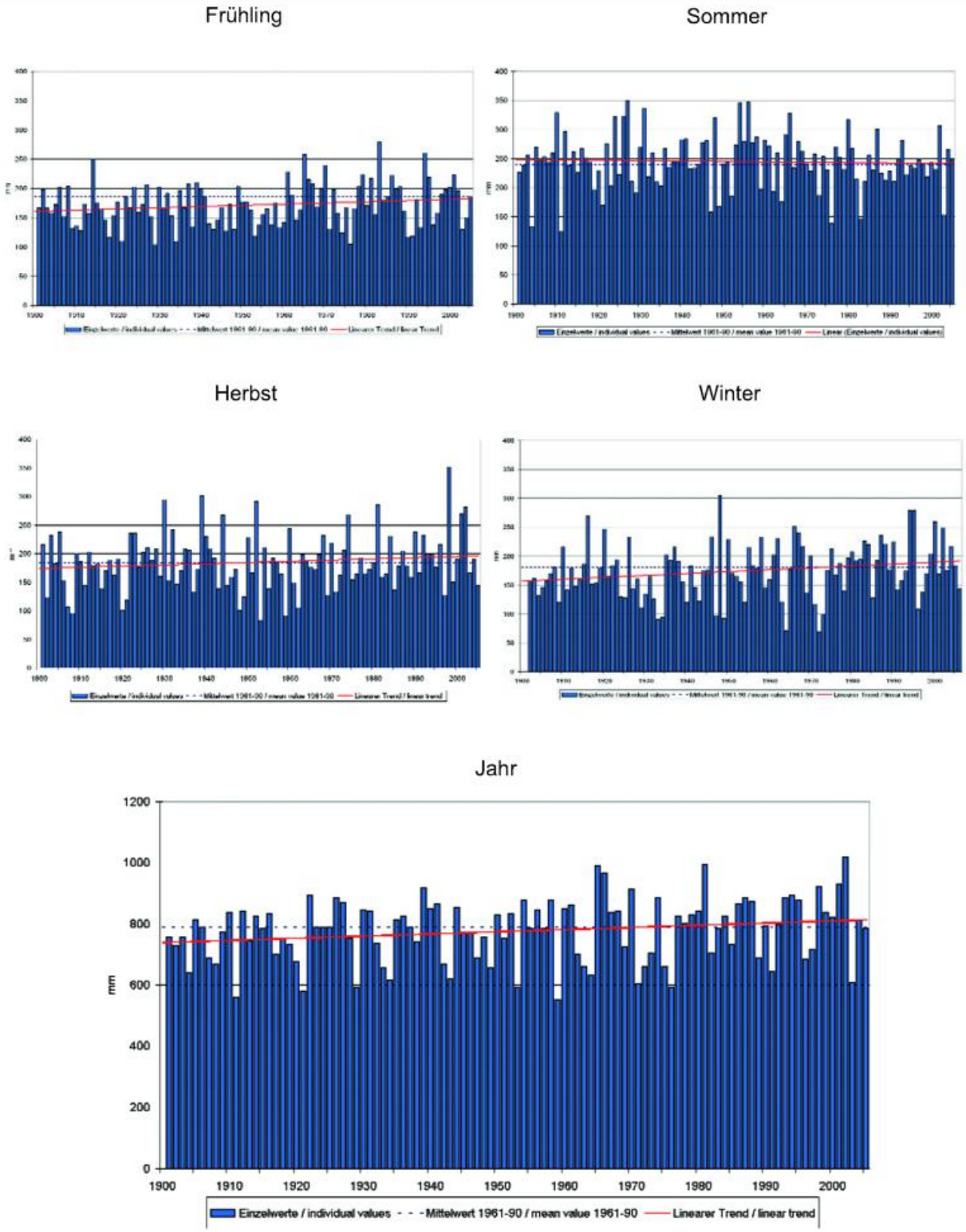


Abb. 13 -17 Mittlere Niederschlagshöhe Deutschland 1901-2005

Referenzperiode insgesamt noch etwas zu warm wurde. Im größten Teil Deutschlands war der Monat sehr trocken und sonnenscheinreich.

Der Juli war im Gebietsmittel von Deutschland recht niederschlagsreich, wobei jedoch sehr große regionale Unterschiede auftraten. Dabei war es nahezu überall wärmer als in der internationalen klimatologischen Referenzperiode 1961-90. Die Sonnenscheindauer lag meist etwas unter dem Bezugswert.

Der August war in diesem Jahr zum ersten Mal seit 1993 wieder etwas kühler als im Bezugszeitraum. In der zweiten Monatshälfte kam es in Bayern zu Starkregenereignissen, die zu einer katastrophalen Hochwassersituation im Alpenraum führten. In den Monatssummen und im Gebietsmittel von Deutschland wirkten sie sich aber kaum aus, so dass der Monat in Bezug auf Niederschlag insgesamt nur durchschnittlich ausfiel. Dabei wurde meist etwas weniger Sonnenschein als im Bezugszeitraum registriert.

Der September war in ganz Deutschland erheblich wärmer und sonnenscheinreicher als in der Referenzperiode. Die Niederschlagsmengen lagen überwiegend unter den Bezugswerten, wobei es jedoch wieder große regionale Unterschiede gab.

Der Oktober war in ganz Deutschland zu mild, überwiegend trocken und sehr sonnenscheinreich.

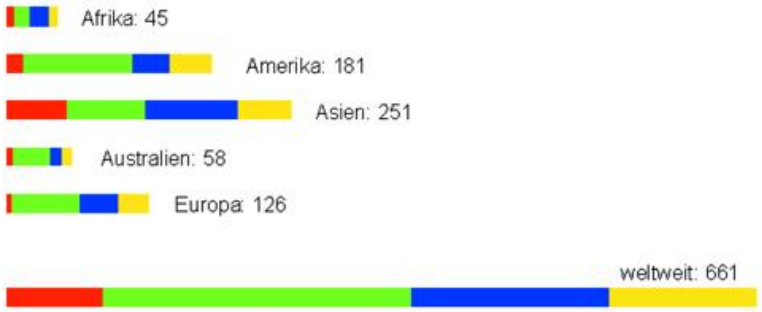
Der November war in seiner ersten Hälfte sehr mild, die zweite Hälfte war aber schon winterlich, so dass die Monatsmitteltemperatur im Gebietsmittel von Deutschland nahezu dem Referenzwert entsprach. Im größten Teil Deutschlands war der Monat zu trocken und sehr sonnenscheinreich. Am 25. November kam es in Nordwestdeutschland zu sehr starken Nassschneefällen. In Verbindung mit starken Wind führte dies zu einer extremen Vereisung, so dass verschiedentlich Leitungen rissen sowie Masten umstürzten und die Stromversorgung von über 100000 Bewohnern zum Teil für mehrere Tage zusammenbrach (siehe Beitrag “Das Münsterländer Schneechaos am 1. Adventswochenende 2005” in diesem Band.)

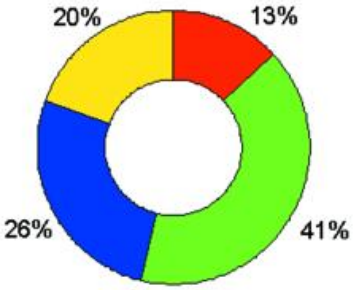
Im Dezember war es in Norddeutschland relativ mild, im Süden etwas kälter als im vieljährigen Durchschnitt. Im Gebietsmittel von Deutschland hoben sich diese Anomalien aber gerade auf. Auch die Sonnenscheindauer war insgesamt durchschnittlich, wobei sich jedoch ebenfalls große regionale Unterschiede ergaben. Dabei war es im größten Teil Deutschlands recht trocken.

Auch im Jahr 2005 machten Unwetterereignisse wieder den größten Teil der weltweit aufgetretenen Naturkatastrophen aus. Eine zusammenfassende Darstellung der verschiedenen Arten von Naturkatastrophen sowie der Todesopfer und Sachschäden zeigen die nachfolgenden Diagramme, die von der Münchener Rückversicherung zur Verfügung gestellt wurden. Sie zeigen deutlich, dass sowohl bei der Zahl der Schadensereignisse als auch bei den volkswirtschaftlichen und den versicherten Schäden die durch das Wetter verursachten Ereignisse (Überschwemmungen und Stürme) den größten Anteil hatten. Lediglich bei der Anzahl der Todesopfer standen auch in diesem Jahr andere Arten von Naturkatastrophen, diesmal insbesondere das Erdbeben in Pakistan, im Vordergrund.

Tab. 1 Naturkatastrophen 2005
(rot) Erdbeben, Vulkanausbruch, Tsunami, (grün) Sturm, (blau) Überschwemmung, gelb) Temperaturextreme (z.B. Hitzewelle, Kältewelle, Waldbrand), Massenbewegungen (z.B. Lawine, Erdrutsch).

Anzahl der Schadenereignisse: 661

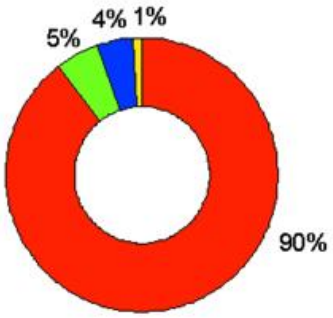




Prozentuale Verteilung weltweit

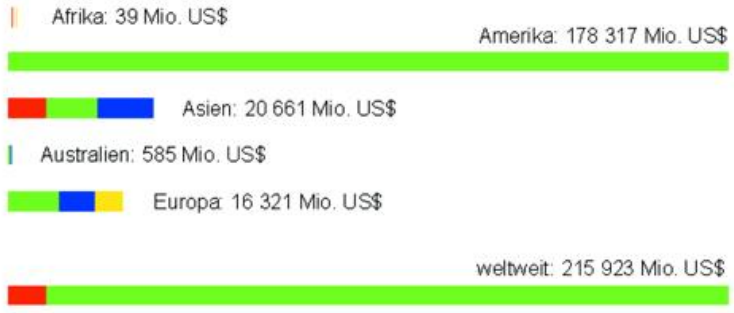
Anzahl der Todesopfer: 101 176

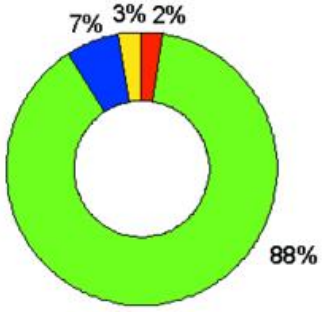




Prozentuale Verteilung weltweit

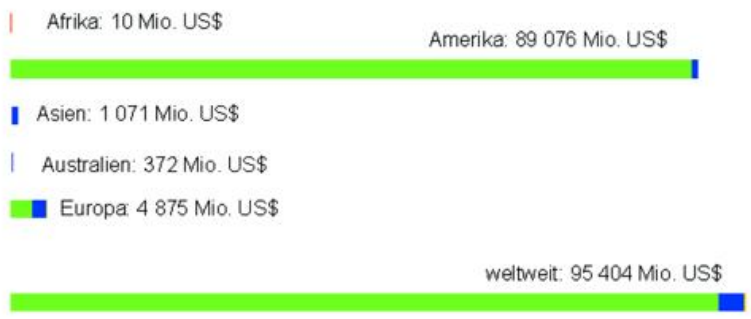
Volkswirtschaftliche Schäden: 215 Mrd. US$

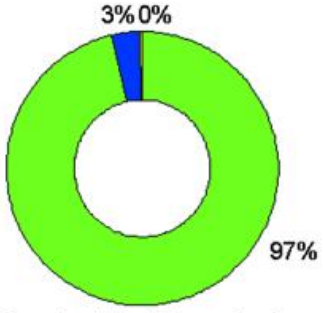




Prozentuale Verteilung weltweit

Versicherte Schäden: 95 Mrd. US$





Prozentuale Verteilung weltweit

© Munich Re, Geo Risiko Forschung

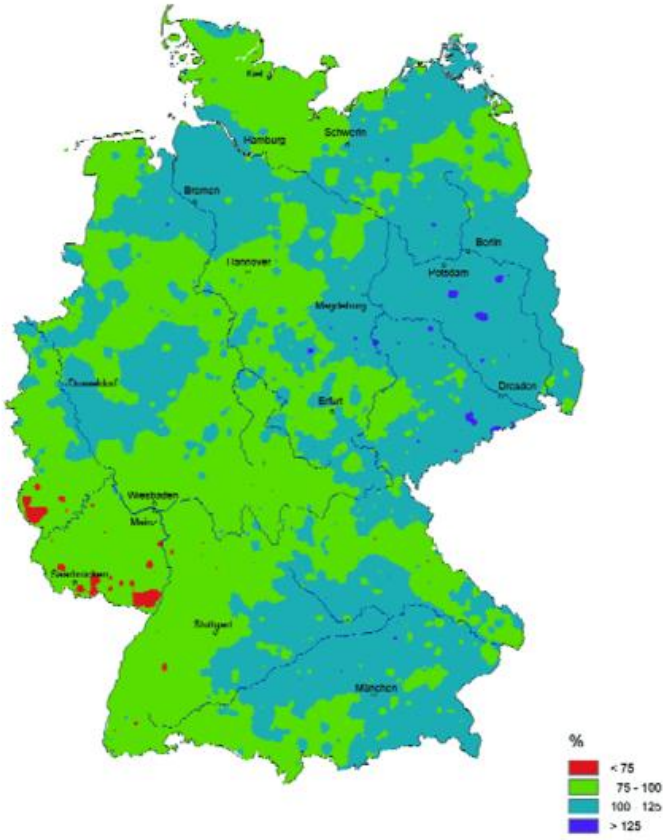


Abb. 18 Niederschlagshöhe 2005 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990.



Abb. 20 Sonnenscheindauer 2005 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990.

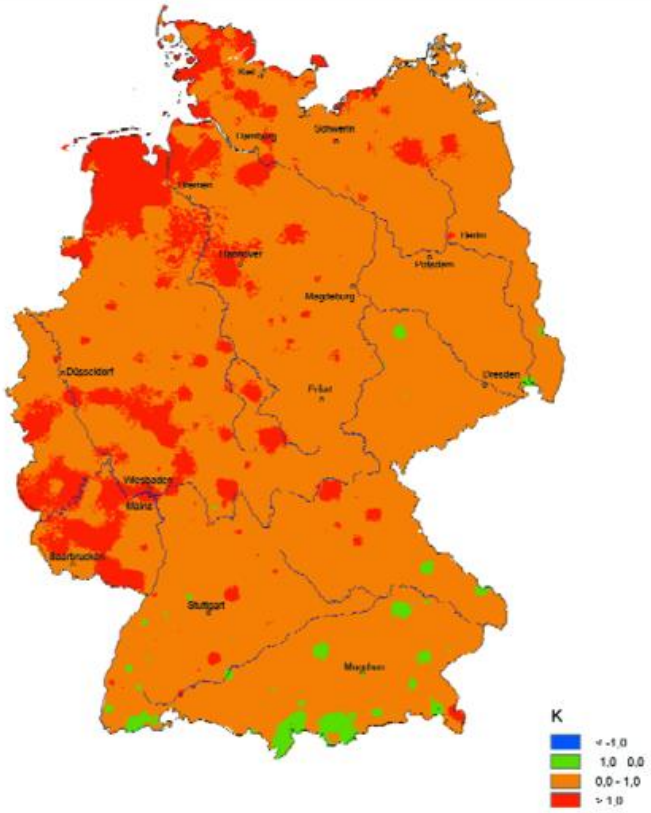


Abb. 19 Temperaturabweichung 2005 vom vieljährigen Mittel 1961 - 1990.



Abb. 21 Temperaturabweichung Winter 2005 vom vieljährigen Mittel 1961 - 1990.

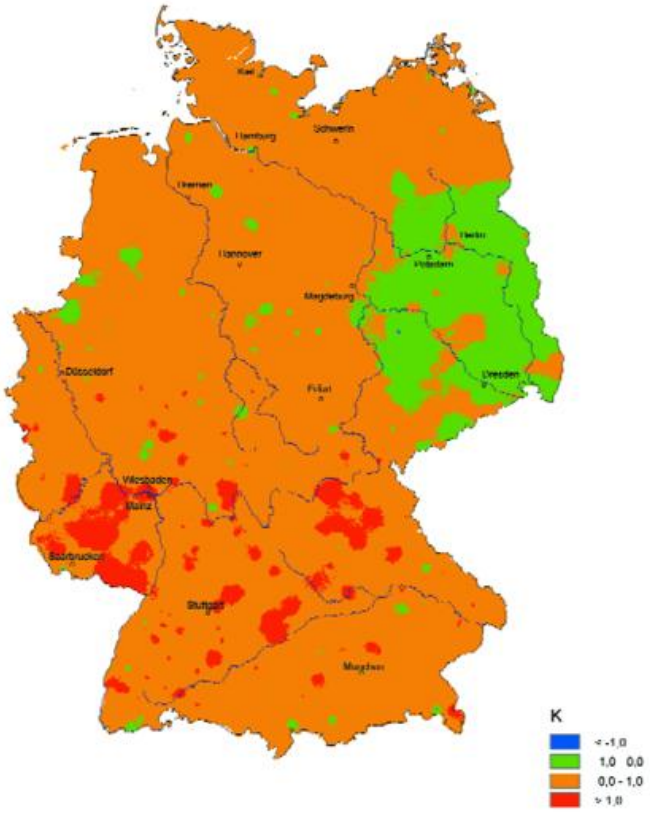
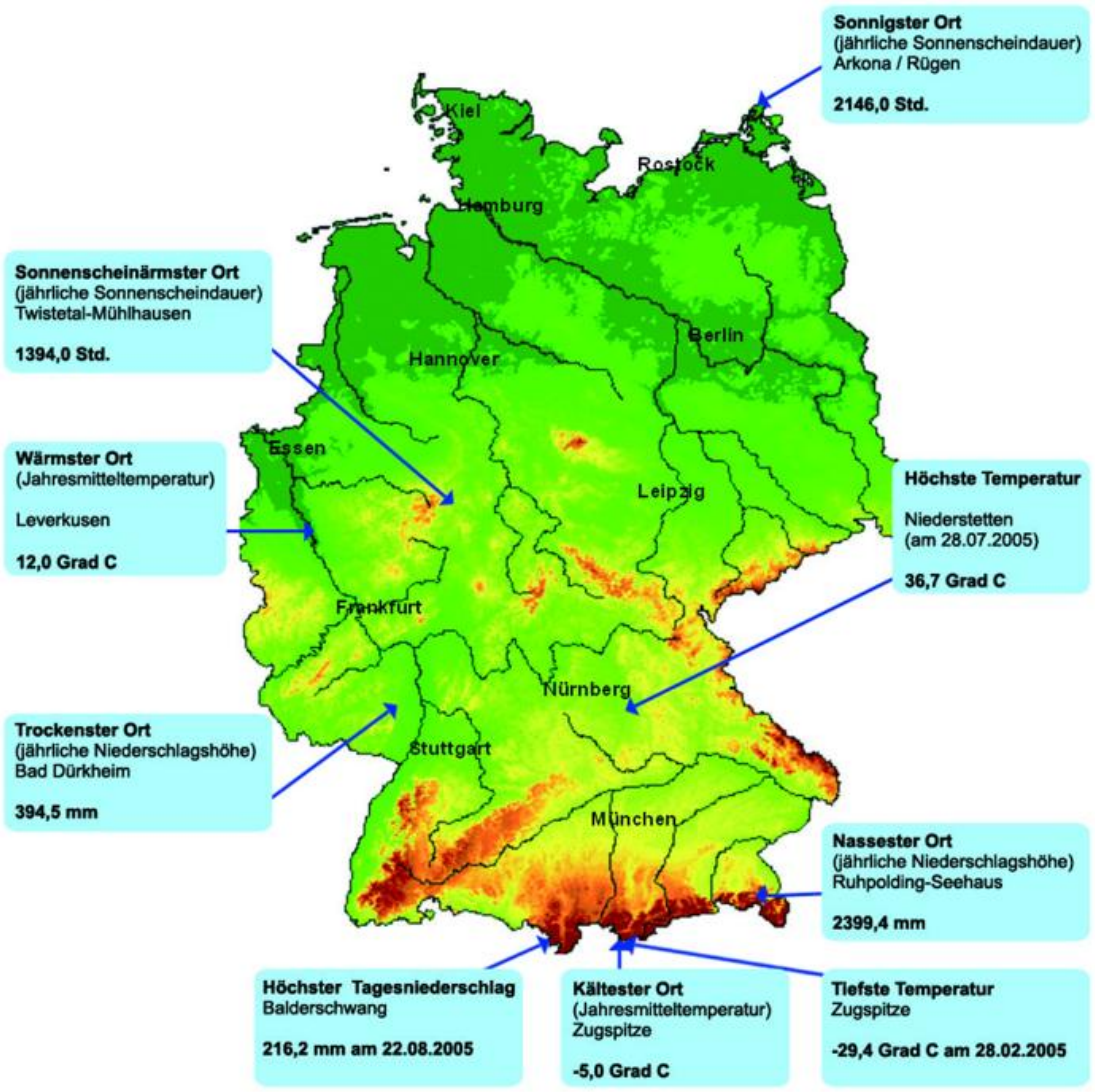


Abb. 21 Temperaturabweichung Sommer 2005 vom vieljährigen Mittel 1961 - 1990.



Die eingetragenen Extremwerte beruhen auf den Messungen der Beobachtungsstationen des DWD. Im Einzelfall können noch stärkere Extreme aufgetreten sein, die von den Messstellen nicht erfaßt wurden (s.a. “Die Witterung in Deutschland”). Die Angaben in der Extremwertkarte beruhen auf de Auswertung aller Daten der ca. 600 Klima- und 2000 Niederschlagsstationen des DWD.

Stationskennziffer	Name	Koordinaten	Meßnetze
03005	Arkona/Rügen	54°41'N, 13°26'E	Klima
02656	Bad Dürkheim	49°28'N, 08°12'E	Klima
70101	Balderschwang	47°28'N, 10°06'E	Niederschlag
01171	Leverkusen	51°01'N, 06°59'E	Klima
09075	Niederstetten	49°23'N, 09°58'E	Klima
92443	Ruhpolding-Seehaus	47°43'N, 12°37'E	Niederschlag
01877	Twistetal-Mühlhausen	51°20'N, 08°55'E	Klima
4155	Zugspitze	47°25‘N, 10°59‘E	Klima

Das Klima in den deutschen Küstengebieten

C. Lefebvre

Das Jahr 2005 wird vor allem wegen seines Spätsommers und des ungewöhnlich warmen und sonnigen Oktobers in Erinnerung bleiben, denn dieser Monat war der sonnenscheinreichste seit 1951. Aber nicht nur der Oktober, das gesamte Jahr verzeichnete eine hohe Sonnenscheindauer von 1675 Stunden an der Emsmündung bis 2147 Stunden am Kap Arkona, womit die Jahresmittel von 1961-1990 um 10-20 % überschritten wurden. Die Jahresmitteltemperaturen bewegten sich bei 9-10 °C, womit das um rund 1 K über dem Durchschnitt liegende Temperaturniveau der Vorjahre erhalten blieb. Mehrere Monate fielen zu trocken aus, und das wirkte sich auch auf Jahresniederschlag aus. Mit Höhen zwischen 471 mm auf Fehmarn und 771 mm an der Wesermündung wurden an der Ostsee Defizite bis zu 10 %, an der Nordsee bis zu 20 % beobachtet. Damit war das Berichtsjahr aber nicht so trocken und sonnenscheinreich wie 2003. In den Wintermonaten gab es zahlreiche Stürme, darunter vier, die mit Böen bis Orkanstärke verbunden waren und etliche Schäden verursachten.

Das Jahr begann ungewöhnlich mild. In der Nacht vom 7. zum 8. Januar lagen die nächtlichen Minimumwerte bei ablandigen Winden an der Küsten Niedersachsens und Mecklenburg-Vorpommerns bei 10-11 °C, womit neue Rekordwerte für diesen Monat erzielt wurden. Aber auch die Tageshöchsttemperaturen mit 10-14 °C am 10. Januar bedeuteten neue Rekordwerte, die die bisherigen aus den Jahren 1998 oder 1991 überschritten. Insgesamt fiel der Januar um 3-4 °C zu warm aus und verzeichnete damit die höchsten Abweichungen des Berichtsjahres (Abb. 1). Gleich zwei Orkane, ERWIN (in Skandinavien GUDRUN genannt) und INGO, zogen über die Küstengebiete hinweg und im Februar, der sich winterlich mit Kälte und Schnee zeigte, folgte mit ULF der dritte. Im März setzte sich zunächst mit Frost und weiteren Schneefällen die winterliche Witterung fort. Ein erster Anstieg der Temperaturen auf über 10 °C zur Monatsmitte ließ den Schnee rasch abschmelzen. Im April dominierte untypischer Weise Hochdruckwetter mit viel Wärme und Sonne, so dass er um rund 2 °C zu warm ausfiel. Ganz anders war dagegen der Mai, der sich über weite Strecken zu kühl und zu nass präsentierte, und zu den Eisheiligen vereinzelt geringen Frost in Bodennähe brachte. Sommerwetter zum Monatsende mit Höchsttemperaturen zwischen 25 und 33 °C, die neue Rekordwerte für Mai bedeuteten, bis zu 5 Sommertage und gebietsweise ein heißer Tag ließen ihn insgesamt noch um bis zu 1 K zu mild ausfallen. Auch der Juni war zunächst zu kühl und zu nass bevor nach Monatsmitte das Temperaturniveau zunehmend anhob. Um den astronomischen Sommeranfang stellte sich hochsommerliche Witterung ein, die auch den Juli prägte und für ein Plus von bis zu 5 Sommertagen und Temperaturanomalien von 1-2 K sorgte. Im August legte der Sommer eine Pause ein. Mit Sturm, Regen und Höchsttemperaturen zwischen 15 und 20 °C hatte die 1. Monatshälfte an der Nordsee eher einen herbstlichen Charakter. Für diesen insgesamt um bis zu 1 K zu kühlen Monat wurden die Küstenländer dann aber durch einen schönen Spätsommer und Frühherbst entschädigt. Vorherrschender Hochdruckeinfluss mit viel Sonne und Trockenheit ließen den September um 1-2 K und den Oktober um 2-3 K zu warm ausfallen. Kurz nach Mitte Oktober traten die ersten Nachtfröste dieses Herbstes auf. Auch der Rest des Jahres blieb überdurchschnittlich mild und sonnig. Ab Mitte November lagen die Temperaturen unter 10 °C und nachts traten zeitweise Luftfröste auf. Mitte Dezember gab

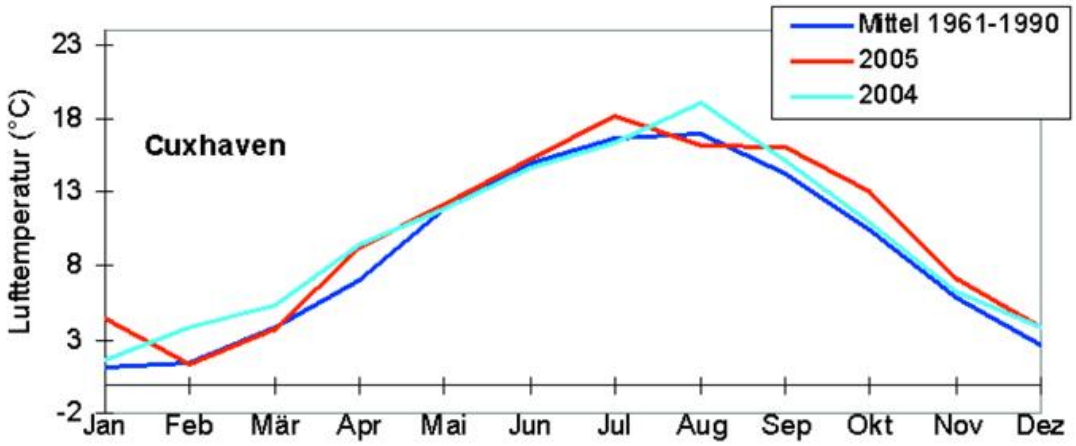


Abb. 1 Jahresgang der Monatsmitteltemperatur

das 4. Orkantief dieses Jahres, DORIAN, mit Zufuhr von polarer Kaltluft und ersten Schneefällen einen Vorgeschmack auf den Winter. Die Singularität 'Weihnachtstauwetter' trat leicht verfrüht auf und ließ den Schnee noch vor den Weihnachtsfeiertagen wieder tauen, bevor am 2. Weihnachtstag der Winter mit weiteren Schneefällen und Frosttemperaturen auch am Tage einen erneuten Anlauf nahm. Silvester brachte dann aber Regen und eine durchgreifende Milderung.

Das überdurchschnittliche Wärmeangebot des Berichtsjahres zeigte sich auch in der Zahl der kalten und warmen Tage. So lag die Zahl der Sommertage, die sich zwischen 0 auf Helgoland und 24 am Kleinen Haff bewegte, um bis zu 7 über den Mittelwerten. Die Zahl der Frosttage, die an der Nordsee zwischen 26 auf Helgoland und 52 an der Emsmündung und an der Ostsee zwischen 59 am Kap Arkona und 87 am Kleinen Haff lag, traf östlich von Rügen die Mittelwerte und war westlich davon im Durchschnitt um 10 Tage niedriger. Die Zahl der Eistage blieb mit 2 auf den Ostfriesischen Inseln und 15 am Kleinen Haff um 6-13 unter den Mittelwerten.

Die Zahl der Tage mit Niederschlag von mindestens 1 mm unterschritt mit Werten zwischen 92 auf Fehmarn und 149 an der Emsmündung meist die Mittelwerte geringfügig. Ebenso verhielt es sich mit der Anzahl der Starkniederschlagstage (mindestens 10 mm), die mit Werten zwischen 9 auf Fehmarn und 24 an der Wesermündung um bis zu 7 geringer ausfiel, örtlich aber die Mittelwerte auch leicht überschritt. Die weiträumig stärksten Niederschläge mit Tagessummen bis um 40 mm und 2-Tagesummen bis 60 mm wurden am 20./21. Juli oder 24./25. Oktober durch Tiefdruckgebiete hervorgerufen. Aber auch örtliche Gewitter wie am 6. Juli auf Norderney verursachten hohe Tagessummen um 40 mm. Geprägt war das Jahr - mit Ausnahme der vorpommerschen Küste - aber durch meist unterdurchschnittliche Monatshöhen in den Monaten Januar, März, April (nur Ostsee), Juni, August (nur Ostsee), September, Oktober (nur Nordsee), November und Dezember (nur Nordsee), wobei im April an der Ostseeküste mit 10-30 mm nur rund die Hälfte des üblichen Niederschlags fiel (vgl. Abb. 2). Die Monate April und Oktober waren im Ostseeraum von zwei langanhaltenden niederschlagsfreien Phasen gekennzeichnet, die sich vom 16. bis zum 26. April und vom 2. bis zum 20. Oktober erstreckten.

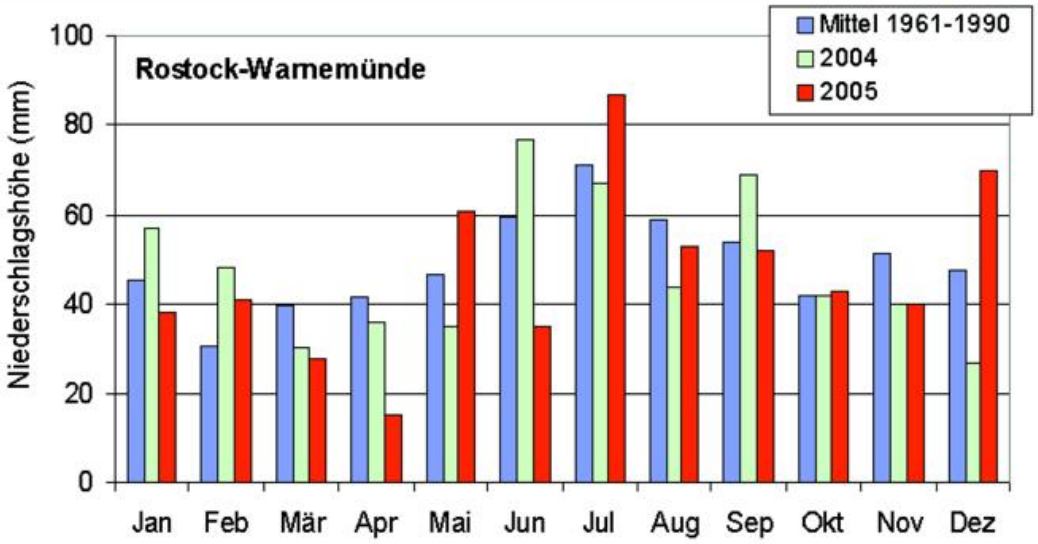


Abb. 2 Jahresgang der monatlichen Niederschlagshöhe

Starker Schneefall ließ am 23./24. Januar an der vorpommerschen Küste eine Schneedecke von 20-30 cm Höhe entstehen, während es in den übrigen Küstengebieten nur einen geringen Schneebelag gab, der bis Monatsende wieder abschmolz. Weiterer Schnee fiel vom 13. Februar an auf der Rückseite von Orkantief ULF. Besonders schneereich war aber das Tief YANNICK am 23. Februar, das an der Nordsee zu einer Schneedecke von rund 5 cm, an der Ostsee von 10-20 cm führte, wobei es östlich von Rügen zu beträchtlichen Schneeverwehungen kam. In der 1. Märzwoche erhöhten sich die Schneedecken auf 5-10 cm, östlich von Rügen bis zu 40 cm, bevor dann die Schneeschmelze einsetzte. Zur Monatsmitte verschwand der Schnee an der Nordsee und wenig später auch an der Ostsee. Im November fielen ab Monatsmitte die Niederschläge dann wieder zeitweise als Schnee und ließen vorübergehend eine meist nur geringe, auf Rügen jedoch bis zu 10 cm hohe Schneedecke entstehen. Im Dezember gingen die Niederschläge nach Durchzug von Orkantief DORIAN in Schnee über, der zu einer Höhe um 5 cm anwuchs, bis zum 22. jedoch wieder abschmolz. Mehr Schnee fiel dann vom 2. Weihnachtstag an. Er brachte bis zu rund 10 cm an der Nordsee und 15-20 cm an der Ostsee, wobei kräftiger Wind in freien Lagen, besonders auf der Insel Fehmarn, zu heftigen Schneeverwehungen führte.

Im Jahresverlauf verzeichneten Januar, März, April, Juni, September, Oktober und November meist um bis zu 50 % mehr Sonnenschein als im Mittel. Ungewöhnlich hoch war die Sonnenscheindauer im Oktober. Sie lag um 70 bis 100 % (vgl. Abb. 3) über den vieljährigen Mittelwerten, erreichte aber nicht die bisherigen Höchstwerte von 1951.

Das Jahr 2005 begann nicht nur ungewöhnlich mild, sondern auch stürmisch bei vorherrschenden Winden aus westlichen Richtungen (Abb. 4). Auf dem Nordatlantik erreichten drei Tiefdruckgebiete im Januar sogar einen Kerndruck von 950 hPa und weniger. Innerhalb der ersten 5 Wochen wurden nicht nur der deutsche Küstenraum und weite Teile Deutschlands, sondern auch Großbritannien und Skandinavien von mehreren Sturmtiefs erfasst, von denen drei in Deutschland Böen bis Orkanstärke auslösten. Sie verursachten erhebliche Sturm- und Überschwemmungsschäden und kosteten einigen Menschen das Leben. Mehrere Schiffe kollidierten, gerieten in Seenot oder kenterten.

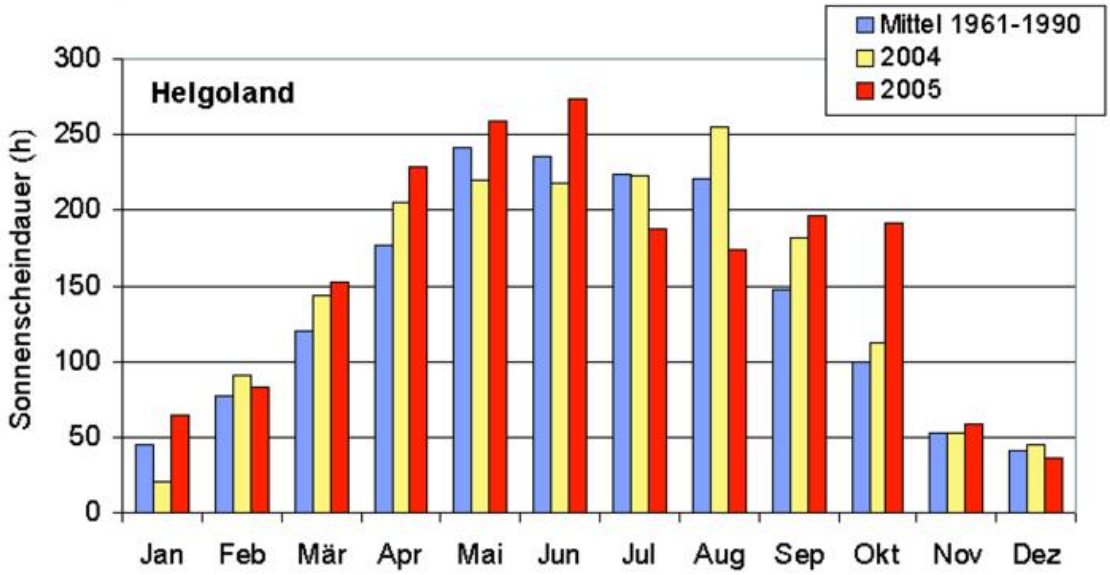


Abb. 3 Jahresgang der monatlichen Sonnenscheindauer

Durch die von Orkan ERWIN aufgewühlte Nordsee wurde am 8. Januar von der Südspitze Sylts so viel Sand abgetragen, dass sich diese um 20 m verkürzte. Der Einfluss von Orkan INGO über dem Bundesgebiet wurde durch eine Wellenstörung verstärkt, die sich an dessen okkludierter Kaltfront ausbildete. Sie sorgte über der Südhälfte Deutschlands für eine Windverschärfung und ergiebige Niederschläge bis 52 mm in 24 Stunden. In den Küstengebieten traten die höchsten Windgeschwindigkeiten von 120-130 km/h im Nordfriesischen Insel- und Küstenbereich auf. Am 12. und 13. Februar zog dann Orkantief ULF vom Ostatlantik über die Nordsee und knapp nördlich von Schleswig-Holstein zur Ostsee, wobei es im deutschen Küstenraum verbreitet zu orkanartigen Böen (Bft. 11), in exponierten Lagen auch zu Orkanböen bis 128 km/h (Boltenhagen) kam. Insgesamt hatte der kalte Februar einen doppelt so hohen Anteil an Nordwinden wie im Mittel. Sie kamen an der Nordsee zu 50 % der Zeit vor. Ebenso hoch war der Anteil an östlichen Winden im niederschlagsarmen April und im sonnigen Oktober (vgl. Abb. 4). Erneut sehr windreich wurde es Mitte Dezember. Schon am 15. wehte in den Küstengebieten ein stürmischer Nordwestwind mit höchsten Böen zwischen 90 und 110 km/h, bevor sich am 16. Dezember das Sturmfeld von Tief DORIAN mit Orkanböen bis 134 km/h (Helgoland) auswirkte, das auch

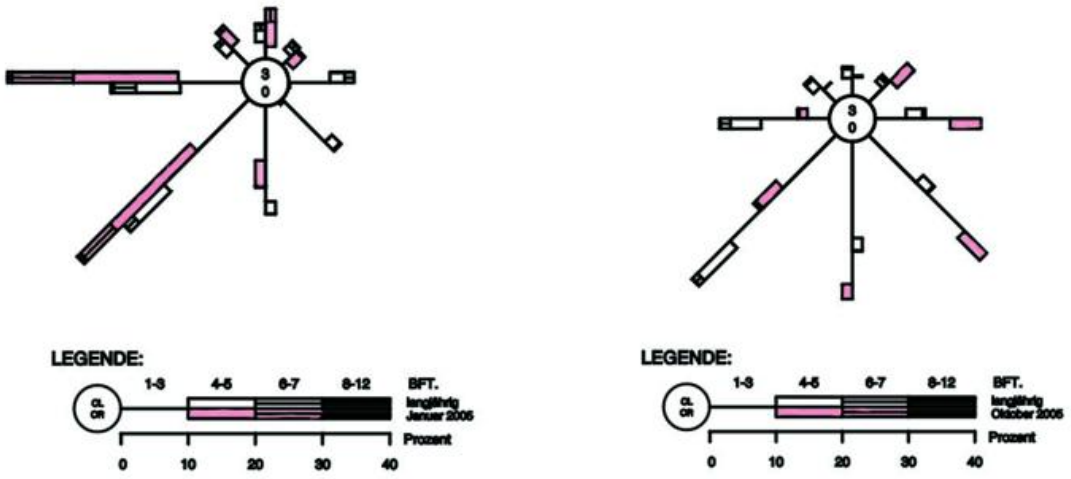


Abb. 4 Windverteilungen von Boltenhagen im Januar und Oktober 2005 und im Monatsmittel.

weite Teile Deutschlands, der Schweiz, Österreichs und Tschechiens erfasste. Da auch Gewitter mit stürmischen Böen verbunden waren, wurden im Jahresverlauf an den Küsten und auf den Inseln vielfach 35 bis 50 Tage, in Nordfriesland 60 bis 80 Tage mit mindestens Bft. 8 verzeichnet. An exponierten Standorten wie auf Helgoland und am Kap Arkona auf Rügen waren es 112 bzw. 104 Tage. Das waren an der Nordsee bis zu rund 20 Tage, an der Ostsee bis zu rund 6 Tage weniger als im letzten Jahr.

Die ungewöhnlich milde Witterung zu Jahresbeginn ließ die küstennahen Wasseroberflächentemperaturen von Nord- und Ostsee innerhalb der ersten Januardekade auf 5-8 °C ansteigen, bevor sie stetig zurückgingen (vgl. Abb.5). Nachdem eine kurze Frostperiode in der 2. Februarwoche zu Temperaturen um den Gefrierpunkt und vorübergehender Eisbildung an der südlichen Ostsee geführt hatte, setzte in der 2. Februarhälfte verstärkte Eisbildung ein, die zum Monatsende auch die westliche Ostseeküste und in der 1. Märzwoche die nordfriesische Küste erfasste. In den Boddengewässern entstand eine Festeisschicht von 5-10 cm, im Kleinen Haff bis zu 15 cm, was hier zu Behinderungen für Schiffe mit geringer Motorleistung führte. In der 2. Märzdekade bewirkte die Erwärmung ein rasches Abschmelzen, so dass kurz nach Monatsmitte auch die Ostseeküste wieder eisfrei war. Die Monatsmittel der Wassertemperaturen lagen um bis zu 2 K unter den vieljährigen Mittelwerten. Das änderte sich im April, dessen Wärme- und Strahlungsangebot die flacheren Gewässerzonen deutlich rascher und kräftiger erwärmte als üblich und die Temperaturen bis auf 10 °C ansteigen ließ. Die Monatsmittelwerte lagen um 1-2 K über der Norm. Im Mai schritt die Erwärmung über weite Strecken nur zögerlich voran, verstärkte sich dann aber aufgrund der Sommerwitterung zum Monatsende. Der Juni brachte zunächst sogar eine Abkühlung, bevor ein kräftiger Anstieg die Wassertemperaturen in den letzten Junitagen und bis Mitte Juli auf die höchsten Werte dieses Jahres von 20-22 °C im Tagesmittel in den flacheren Zonen und auf 18 °C bei Helgoland beförderte. Damit fiel der Juli nach 2 Monaten mit durchschnittlichen Wassertemperaturen um rund 1 K zu warm aus. In der 1. Augusthälfte kühlten sich die Gewässer dann zügig ab, und die Monatsmittel gerieten um 1-2 °C unter die vieljährigen Vergleichswerte. Danach wurde der jahreszeitliche Temperaturrückgang aber durch die anhaltend milde Witterung deutlich gebremst. Mitte November waren die Gewässer mit 10 °C genauso warm wie die Luft. Die Monatsmittelwerte lagen um bis zu 2 K über dem Durchschnitt. In der 2. Novemberhälfte erfolgte dann eine stärkere Abkühlung, ebenso wie in der letzten Dezemberwoche, in der die Wassertemperaturen auf 1-3 °C in Küstennähe und 5 °C in den tieferen Gewässerzonen absanken.

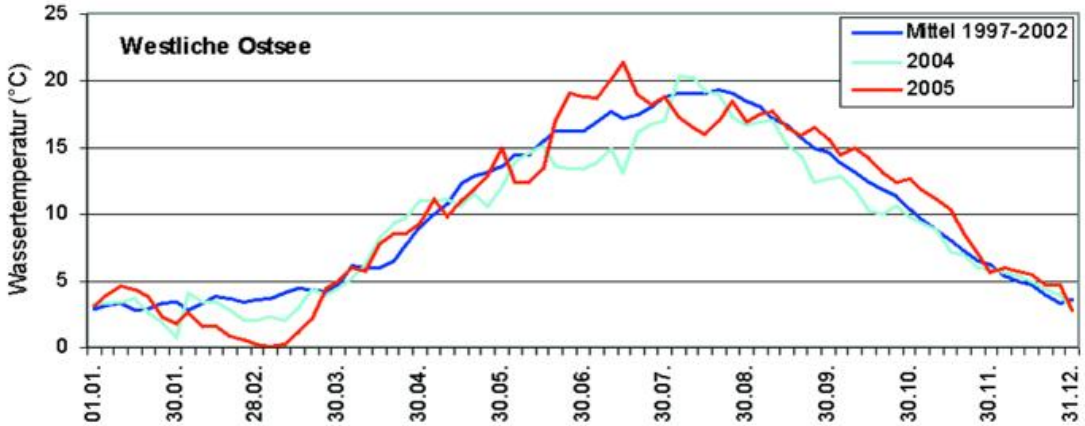


Abb. 5 Jahresgang der Wassertemperatur

Die agrarmeteorologische Situation im Jahr 2005

F. - J. Löpmeier

Schlagzeile

Nach den extremen Jahren 2002 und 2003 waren die meteorologischen Bedingungen für das Jahr 2005, wie schon im Jahr 2004 im Hinblick auf die Landwirtschaft durchschnittlich. Im August kam es zu Behinderungen bei der Getreideernte.

Übersicht über die gesamte Bundesrepublik

Nach ersten frühlingshaften Temperaturen im Januar, die zu ersten Wachstumsreaktionen führten, setzte im Februar bis Mitte März wieder eine absolute Vegetationsruhe ein. Der zunächst Anfang April registrierte Wachstumsrückstand konnte jedoch in den Folgewochen rasch wieder aufgeholt werden. Die ersten Wochen im August mit unbeständigem Wetter, zu niedrigen Temperaturen und potenziellen Verdunstungsraten, die nur 75 % des vieljährigen Mittels erreichten, führten zu Behinderungen bei der Getreideernte und Verzögerungen beim Wachstum der Hackfrüchte.

Schleswig-Holstein, Hamburg, Bremen, Niedersachsen und Mecklenburg - Vorpommern

Das Jahr begann im norddeutschen Raum mit fast frühlingshaften Temperaturen um 15 °C. Erste schwache Wachstumsregungen kamen aber rasch zum Erliegen. Die nachfolgend herrschende winterliche Witterung von Mitte Februar bis Mitte März mit einer überdurchschnittlichen Anzahl von Frosttagen und Temperaturen von –10 bis -17 °C brachte in den Kulturen keine nennenswerten Schäden, da eine geschlossene Schneedecke hinreichenden Schutz bot. Hasel und Schneeglöckchen blühten den Normalwerten entsprechend Mitte Februar. Mit dem nachhaltigen Überschreiten der Tagesmitteltemperaturen von 5 °C begann die Vegetationsperiode in der letzten Märzdekade und endete Mitte November, was dem vieljährigen Durchschnitt entsprach. Die Hauptwachstumszeit begann verspätet um den 20. Mai, dauerte aber aufgrund der recht milden Herbstmonate bis in das erste Novemberdrittel und damit um etwa 10 Tage länger als normal an. Das nachhaltige Grünlandwachstum begann dem vieljährigen Mittel entsprechend zwischen dem 20. März im südwestlichen Niedersachsen und dem 5. April in Vorpommern. Ein Kaltlufteinbruch zwischen dem 20. und 25. April führte in Mecklenburg-Vorpommern und im östlichen Niedersachsen zu starken Nachtfrösten von örtlich –5 bis –10 °C. In früh aufgelaufenen Zuckerrübenbeständen kam es zu Schäden am Blattapparat, in Vorpommern wurden sogar Totalschäden festgestellt. Die phänologische Entwicklung verlief im Mai zunächst verzögert, hatte sich im Juni aber wieder normalisiert. Bei günstigen Witterungsbedingungen konnte die Wintergerste in der zweiten Julidekade geerntet werden. Nachfolgende niederschlagsreiche und kühle Witterung bis Mitte August führte zu erheblichen Verzögerungen bei der übrigen Getreideernte, die erst Ende August abgeschlossen

werden konnte. Bei spätsommerlich warmen und trockenem Septemberwetter entwickelten sich sowohl die neue Rapssaat als auch die Hackfrüchte recht gut. Auch im Oktober wurde in den Kulturen bei milder und sonniger Witterung lebhaftes Wachstum festgestellt und insbesondere Winterraps zeigte eine sehr üppige Entwicklung.

Von den Frostschäden im Mai abgesehen hielt sich der Befallsdruck durch tierische Schädlinge oder pilzliche Schaderreger zunächst in Grenzen bzw. wurde ihm durch entsprechende Maßnahmen rechtzeitig begegnet. Bei feuchter Sommerwitterung breiteten sich jedoch Cercospora-Blattflecken gebietsweise verstärkt aus und auch die Feldmauspopulationen wurden wieder als recht hoch bezeichnet.

Brandenburg, Berlin, Sachsen-Anhalt, Thüringen und Sachsen

Zu Beginn des ersten meteorologischen Frühlingsmonats prägte noch der Winter das Wettergeschehen in den Regionen zwischen der Müritz und dem Fichtelberg. Die vorhandene Schneebedeckung schützte die Wintersaaten weitgehend vor einer stärkeren Kältebelastung. Bis Mitte März herrschte absolute Vegetationsruhe. Ab 15.03. stellte sich die Wetterlage grundlegend auf Frühling um, sodass auch in den Mittelgebirgen bei enormer Schneerücklage kräftiges Tauwetter einsetzte. Das Lufttemperaturmaximum erreichte am 16.03. an der Wetterstation Halle-Kröllwitz 19,8 °C, wobei dort die für diesen Tag höchste Temperatur seit Aufzeichnungsbeginn gemessen wurde. Mit dem verbreiteten Abtauen der Schneedecke bildete sich auf vielen landwirtschaftlichen Nutzflächen stauende Nässe. Die Befahrbarkeit war somit starken Einschränkungen unterworfen. Ende März ließ sich in den Weinbergen an Saale, Unstrut, Elster und Elbe teilweise schon das Bluten der Reben wahrnehmen. Es wurden im Monatsverlauf noch 14 bis 21 Frosttage im Binnentiefland gezählt, von denen sich 2 bis 7 als Eistage erwiesen haben. Der April bescherte ein starkes Gefälle der Monatssummen der Niederschlagshöhe zwischen dem Süden und dem Norden der Region. An vielen Wetterstationen trat in der Zeit vom 11. bis 26.04. und damit an 16 aufeinanderfolgenden Tage gar kein oder zumindest kein messbarer Niederschlag auf. Das hatte bei hohem atmosphärischen Verdunstungsanspruch rasch rückläufige Bodenfeuchten zur Folge. Stellenweise gingen auf den sandigen Standorten des nördlichen Brandenburgs die Bodenfeuchten in der Ausschöpfungsschicht der Winterrapsbestände unter den Welkepunkt zurück, was ein Absterben der betroffenen Bestände nach sich zog. Der Mai zeichnete sich durch Temperaturkapriolen aus. So nahmen an der Wetterstation Wittenberg die Tageshöchsttemperaturen von 31,8 °C am 02.05. bis auf 8,6 °C am 07.05. ab. Das entspricht einer Differenz von 23,2 K. So hatte in der unteren Troposphäre mit einer Nordwestströmung herangeführte Meeresskaltluft am 17.05. Lufttemperaturmaxima von lediglich 7,9 °C in Wiesenburg und 8,2 °C in Leipzig-Schkeuditz zur Folge. Dafür konnten am 28.05. im Bereich der Tieflandstandorte Tageshöchsttemperaturen von 30 bis 34 °C, örtlich von 35 °C gemessen werden. Das weit über der Norm gelegene Wärmeangebot bewirkte einen Wachstumsschub bei Mais, Kartoffeln, Tomaten, Gurken, Zucchini, Auberginen sowie Gewürz- und Gemüsepaprika. Im Juni folgte einer kühlen ersten Monatshälfte Sonnenglut. Der Monat Juli lässt sich am besten, wie folgt, kommentieren: Heiße Nadelstiche und viel Regen. Längere Blattbenetzungszeiten ließen den Infektionsdruck durch pilzliche Schaderreger beträchtlich ansteigen. Besonders hoch war das Infek-

tionsrisiko bei Kartoffeln und Tomaten durch die Kraut- und Knollenfäule. Mit nur 3 bis 8 Sommertagen blieb der August ohne Feuer. Beim Getreide ließen sich Lagererscheinungen mit teils erheblichem Auswuchs wahrnehmen. Besonders in Winterweizenbeständen machten sich Schwärzepilze bemerkbar. Zeichnete sich die Wintergerste noch durch gute bis sehr gute Qualität aus, war dies bei Winterroggen- und Wintertriticalebeständen nicht mehr der Fall. Der September begann mit einem Paukenschlag, entpuppte sich doch der 01.09. in Teilen der Altmark, der Magdeburger Börde, der Goldenen Aue und des Eichsfeldes bei reichlich Sonnenschein als Hitzetag oder „heißer Tag". Auch der weitere Verlauf im September sorgte in der ersten Dekade für 5 bis 9 Sommertage, von denen sich gebietsweise 1 bis 4 als Hitzetage erwiesen haben. Die Witterungsbedingungen förderten die Ertragsbildung bei Mais, Wein und wärmeliebendem Fruchtgemüse. Einen Wermutstropfen stellte die verstärkte nächtliche Taubildung dar, die mitunter längere Blattbenetzungszeiten zur Folge hatte und damit die Entwicklung und Ausbreitung pilzlicher Schaderreger unter anderem in den Rübenbeständen begünstigte. Für das bei der Mahd von Gras, Kleegras, Klee und Luzerne angefallene Schnittgut waren ausgezeichnete Trocknungsbedingungen gegeben. In Plauen wurden vom 18. bis 23.09. in Folge 6 Tage mit Frost in Bodennähe gezählt. Die phasenweise recht warme Witterung im Oktober zog örtlich einen zweiten Frühling der Bäume und Sträucher nach sich. So trieben Kastanienbäume das zweite Mal in diesem Jahr „Kerzen" und brachten diese zur Blüte. Ein zweiter Frühling dürfte sich auch vereinzelt bei Robinien, Apfelbäumen, Kirschbäumen und Forsythiensträuchern eingestellt haben.

Hessen, Saarland, Rheinland-Pfalz, Nordrhein-Westfalen

In mehreren Monaten prägten starke Gegensätze den Witterungsablauf in dem vergangenen Jahr, wobei die Auswirkungen auf die einzelnen Elemente nicht überall gleich waren. Zusammenfassend kann man herausstreichen, dass das Jahr 2005 überall ein besonders sonnenscheinreiches Jahr war, in dem die Sonnenscheindauer bis zu 120 % des Jahressolls erreichte. Mit Ausnahme von Osthessen war es überall etwas zu warm, wobei die Temperaturabweichungen zwischen 0.2 Grad in Nordhessen und bis zu 1 Grad am Niederrhein schwankten. Auch bei den Niederschlägen ergibt sich kein einheitliches Bild. In Nordrhein-Westfalen gab es im Norden mehr Niederschläge als normal, während in der Zülpicher Börde nur 80 % der normalen Niederschlagsmengen fielen. Während es in Ost- und Nordhessen mit ca. 720 mm zu nass war, war es in Mittel- und Südhessen zu trocken. Im Odenwald wurden statt 1063 mm nur 638 mm registriert, was etwa 60 % der vieljährigen Niederschlagsmenge entspricht. In Rheinland-Pfalz gab es im Westen der Eifel, in der Westpfalz und im Westerwald überdurchschnittlich viel Niederschlag, während die Vorderpfalz mit 515 mm und Rheinhessen mit knapp 480 mm nun bereits zum dritten Mal unter ihren - sowieso recht niedrigen - langjährigen Vergleichswerten blieben. Die Niederschläge konnten zwar extremen Wasserstress für die Pflanzen verhindern, reichten aber vielerorts nicht aus, um die Wasservorräte im Unterboden nennenswert aufzustocken.

Nach einem kühlen Frühjahrsbeginn hinkte die Vegetation zunächst der Jahreszeit hinterher. Nachdem es in der zweiten Märzhälfte deutlich wärmer wurde, wurde der Verzug rasch eingeholt. Von Mitte bis Ende März begann überall die Forsythienblüte, und bis Ende April wurde überall die Apfelblüte als Zeichen des Vollfrühlings beob-

achtet. Nachdem die Böden im März ausreichend abgetrocknet waren, konnte die Bestellung mit Feldfrüchten und Getreide zügig durchgeführt werden. Die Maisbestellung erfolgte ab Mitte April unter wechselhaften Bedingungen und wurde teilweise durch kräftige Schauer behindert. Da schwere Böden teils nicht befahrbar waren, konnte Mais hier wegen des Kälteeinbruchs im Mai erst in der letzten Maidekade bestellt werden. Dies erwies sich im nachhinein durchaus als vorteilhaft, da die Spätsaaten zügig aufliefen und nicht durch die Spätfröste im Mai geschädigt wurden. Das Erntejahr 2005 wurde von starken Schwankungen geprägt. Die Rekordernte aus dem Vorjahr konnte bei allen Kulturen mengenmäßig nicht erreicht werden.

Die trockenen und wärmeren Witterungsabschnitte im Mai wurden meist termingerecht für den Silageschnitt und zur Heugewinnung genutzt. Bei der Trockenheit im Juni verzögerte sich häufig der erneute Aufwuchs. Beim Obst kam es aufgrund von Spätfrösten häufig zu deutlich geringeren Erntemengen. Die Wintergerste konnte unter guten Bedingungen geerntet werden, wobei teils überdurchschnittliche Ergebnisse erzielt wurden. Die nachfolgende unbeständige und ab August kühle Witterung verzögerte die Ernte der anderen Getreidearten und führte zu Qualitätseinbußen. Ungünstige Wachstumsperioden wurden teilweise durch anschließende günstige Witterungsphasen wieder wettgemacht. So verzögerten zwar die kühlen Augustwochen die Entwicklung beim Mais, und die Kolben füllten sich nur langsam, aber im September führten überdurchschnittliche Temperaturen und eine ausreichende Wasserversorgung zu einer günstigen Stärkeeinlagerung und der sonnige Herbst bot dem Körnermais günstige Abreifebedingungen. Auch die Zuckerrüben profitierten von dem sonnigen Herbst und steigerten ihren Zuckergehalt bis zur Ernte auf überdurchschnittliche Werte. Im Weinbau fielen die Erntemengen unterdurchschnittlich aus. Bei dem sonnigen und warmen Herbstwetter legte die Reifeentwicklung einen Endspurt ein und die Mostgewichte nahmen bis zur Lese noch einmal kräftig zu. Problematisch ist das milde und sonnige Herbstwetter für den Winterraps und das Wintergetreide. Die Bestände konnten sich bei den günstigen Wachstumsbedingungen ungewöhnlich schnell und üppig entwickeln. Dadurch erhöht sich aber die Frostanfälligkeit und es besteht die Gefahr der Auswinterung.

Bayern, Baden-Württemberg

Das Jahr 2005 begann mit überdurchschnittlich milder Witterung. Zwischen dem 8. und 10. Januar wurden neue Rekordtemperaturen bis nahe 15 Grad verzeichnet. Verstärkt durch strahlenden Sonnenschein lockerte sich die winterliche Vegetationsruhe bei mittleren Bodentemperaturen von über fünf Grad. Reichlich Nassschnee zu Beginn des Februar führte örtlich zu Bruchschäden in den Wäldern. Im weiteren Verlauf herrschte in Süddeutschland zumindest bis zum Ende der ersten Märzdekade Vegetationsruhe. So wurden Anfang März im Süden Bayerns vielerorts die tiefsten Märztemperaturen seit Beginn der Messungen registriert. Erst zur Monatsmitte stiegen die Temperaturen bei sonnigem Hochdruckwetter auf frühlingshafte Werte um 15 Grad, die Schneedecken tauten südlich der Donau jedoch erst im Laufe der zweiten Märzdekade ab. Nur in bevorzugten Lagen konnte in der dritten Monatsdekade mit der Aussaat von Sommergerste begonnen werden. In weiten Teilen Süddeutschlands begann nun die Schneeglöckchenblüte mit einer Verzögerung von zum Teil mehr als 3 Wochen. Aufgrund des Schmelzwassers und der Staunässe blieben die Böden je-

doch verbreitet unbefahrbar, so dass sich die längst überfälligen Feld- und Bestellarbeiten weiter verzögerten. Der freundliche Aprilbeginn führte bei der Vegetation zu kräftigem Wachstum, auf den abgetrockneten Böden wurden die überfälligen Feldarbeiten endlich in Angriff genommen. Im April konnte die Vegetation ihren Rückstand vom Beginn des Monats aufholen und erreichte am Ende bei vielen Kulturen sogar einen Vorsprung von wenigen Tagen. Im Mai blieb es wechselhaft. Nach einem warmen Beginn, der das Wachstum der Vegetation förderte, kam es zu kühleren, nassen Abschnitten. Für anstehende Feldarbeiten sowie für Pflanzenschutzmaßnahmen herrschten wegen der schlechten Bodenbefahrbarkeit meist ungünstige Bedingungen. Pünktlich zu den Eisheiligen traten Bodenfröste und örtlich auch Luftfröste auf, die beim Steinobst (vor allem frühe Kirschen) gebietsweise zu Frostschäden führten. Auch der Mais litt unter den wiederholten Kälteeinbrüchen. Eine mehrtägige warme Hochdruckperiode mit Höchstwerten über 30 Grad bot am Monatsende endlich günstige Bedingungen für die Heuernte. Während es im Juni in Südbayern häufige und teils ergiebige Schauer gab, fielen die Bodenfeuchten im Norden Bayerns und Baden-Württembergs zum Teil auf unter 30 Prozent der nutzbaren Feldkapazität. Die anhaltende Trockenheit beeinträchtigte die Ertragsbildung vor allem bei Sommergerste und Winterweizen durch mangelnde Kornfüllung. Krankheiten wie Halmbruch und Mehltau waren unbedeutend. Netzflecken und Rhynchosporium-Blattflecken waren zwar in Wintergerste die dominierenden Krankheiten, traten aber aufgrund der Trockenheit nur in moderatem Umfang auf. In Bayern war Septoria tritici die bedeutendste Krankheit in Winterweizen. Der Mais stellte verbreitet sein Wachstum ein. Die Niederschläge zum Monatsende versorgten die Böden, vor allem in Südbayern, wieder mit ausreichend Wasser. Aufgrund der ab Mitte Juli häufigen Regenfälle verzögerte sich die anstehende Getreideernte. Durch die feuchtwarme Witterung stieg das Infektionsrisiko pilzlicher Erreger in den Kulturen, in weiten Teilen Nordbayerns herrschte aber weiterhin Wassermangel. Am 29. Juli brachten im südlichen Baden-Württemberg heftige Gewitter schwere Hagelschäden mit Totalausfällen in vielen Kulturen. Vor allem der August war von unbeständigen und kühlen Westwetterlagen geprägt. In den kurzen niederschlagsfreien Zeiten bis zum letzen Monatsdrittel erschwerten Höchsttemperaturen unter 20 Grad eine Abtrocknung des Getreides und damit die Ernte. Erst am 19. wurden Temperaturen über 30 Grad erreicht. In den darauffolgenden vier Tagen fielen in Teilen Südbayerns Niederschlagsmengen zwischen 70 und 100 Liter pro Quadratmeter und führten besonders in Alpennähe zu Überflutungen. Andernorts hatten die feuchten Bedingungen Getreideauswuchs und damit nicht unerhebliche Ernteausfälle zur Folge. Erst in den letzten Augusttagen herrschte sommerlich warmes und trockenes Wetter, so dass nach Abtrocknen der Böden dringend anstehende ackerbauliche Maßnahmen wie z.B. die Rapssaat durchgeführt werden konnten.

Auch Anfang September brachte eine stabile Hochdruckwetterlage für anstehende Feldarbeiten, wie die Kartoffelernte, günstige Bedingungen. Das trockene und warme Septemberwetter hatte die Abreife beim Mais beschleunigt, so dass Ende des Monats in den Körnermaisregionen im Südwesten Deutschlands mit der Körnermaisernte begonnen wurde. Die Erträge lagen unter denen des Vorjahres, waren aber –trotz Trockenheit und Kälteeinbrüche während der Jugendphase - meist überdurchschnittlich. In den ersten Oktobertagen führten ergiebige Regenfälle von 25 bis 50 mm zu Verzögerungen bei der Aussaat von Winterweizen. Das sich anschließende sonnenscheinreiche, milde Hochdruckwetter begünstigte dann aber alle anstehenden Arbei-

ten auf den Feldern. So konnte die Körnermais- und Zuckerrübenernte unter hervorragenden Bedingungen durchgeführt werden. Gleichzeitig erhöhte sich durch die sonnenscheinreiche Witterung der Zuckerertrag in wenigen Wochen z.T. um 2-3 Pol.-Punkte. Trotzdem lagen die Masseerträge bei guten Zuckergehalten meist unter dem Durchschnitt. Der goldene Herbst ließ beim Wein doch noch einen guten Qualitätsjahrgang heranreifen; der verregnete August führte jedoch vielerorts zu Fäulnis und damit zu geringeren Erträgen als zunächst erwartet. Im November konnten die Feld- und Erntearbeiten in der ersten Monatshälfte aufgrund des frostfreien und niederschlagsarmen Wetters ohne größere Behinderungen abgeschlossen werden. In der zweiten Monatshälfte zog der Winter mit frostigen Temperaturen und Schneefällen in Bayern und Baden-Württemberg ein.

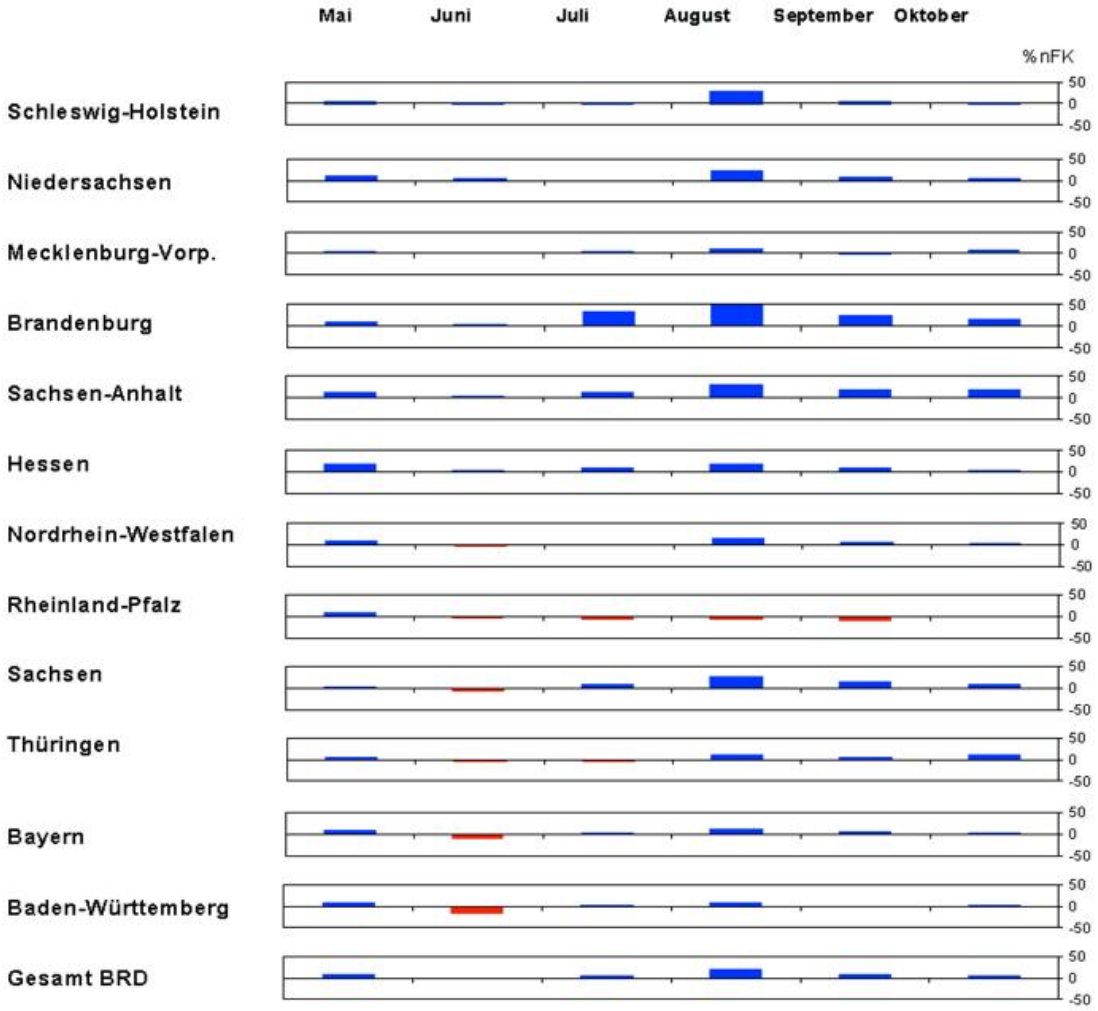


Abb. 1 Monatliche Abweichungen der Bodenfeuchte von Wintergetreide auf leichten Standorten (% nFK) im Jahr 2005 vom vieljährigen Mittelwert 1961 - 2003 (rot = zu trocken, blau = zu feucht)

Tab. 1 Charakteristische agrarmeteorologische Kenngrößen für das Jahr 2005. Die Tabelle enthält die Abweichungen vom vieljährigen Mittelwert (1961-2003) im Jahr 2005 für die Parameter Bodentemperatur, Minimumtemperatur in Bodennähe, Penman–Verdunstung und Benetzungszeit. Die rot dargestellten Werte stellen zu warme, bzw. Zeiten mit hoher Verdunstung und geringer Blattbenetzung, die blauen Werte zu niedrige Temperaturen, hohe Blattbenetzung und geringe Verdunstung dar.

	Januar		Februar			März					April					Mai					Juni				
	1	2	1	2	6	1	2	3	5		1	2	3	4		1	2	3	4		1	2	3	4	
Schleswig-Holstein	2.1	3.4	-0.8	-0.1	0.5	-0.2	-2.2	103.4	1.2		1.6	0.8	123.7	46.6		0.2	-0.1	99.4	110.7		0.5	-0.8	109.2	67.4	
Niedersachsen	2.0	3.3	-0.8	-0.3	0.5	0.2	-1.2	103.9	-.4		2.0	0.8	116.7	57.9		0.0	0.0	94.2	126.1		0.9	-0.6	109.2	76.2	
Mecklenburg-Vorp.	2.2	3.5	-0.8	-0.1	-0.2	-0.2	-2.2	99.2	-.6		1.7	0.3	125.4	35.4		0.4	0.8	96.8	119.8		0.1	-0.4	108.5	80.2	
Brandenburg	2.2	3.4	-0.9	-1.3	-0.1	-2.3	106.9	-2.3			2.3	0.4	125.7	49.1		0.2	0.7	92.9	138.9		0.3	-0.9	107.3	77.2	
Sachsen-Anhalt	2.1	3.6	-0.7	-0.7	0.4	-1.2	104.8	-2.1			2.6	0.2	119.0	54.8		0.6	0.6	93.0	141.4		1.2	-1.1	106.8	67.3	
Hessen	1.4	3.1	-1.4	-0.9	0.6	0.2	112.4	-6.8			1.9	1.3	99.9	106.6		0.2	0.0	97.3	123.4		1.4	0.2	108.8	72.3	
Nordrhein-Westfalen	1.6	2.7	-1.1	-0.9	0.8	0.6	101.4	-3.1			2.0	1.7	99.4	92.7		0.2	-0.2	100.4	112.6		2.0	0.3	115.6	65.7	
Rheinland-Pfalz	1.3	2.0	-1.3	-2.7	0.8	-0.3	100.2	-4.0			2.2	1.8	96.9	103.8		1.0	0.2	103.9	97.7		2.8	1.1	119.3	54.9	
Sachsen	1.5	3.3	-1.2	-2.8	-0.1	-2.0	111.7	2.0			2.6	0.7	119.4	60.2		0.7	0.6	101.7	103.5		1.1	-0.3	110.9	72.8	
Thüringen	1.8	3.5	-1.1	-2.2	0.5	-1.3	117.5	-.1			2.4	1.1	114.1	59.6		0.6	0.6	102.7	106.8		1.5	-0.3	111.7	67.3	
Bayern	1.0	2.1	-1.2	-4.1	-0.4	-3.8	104.0	-.2			1.5	1.3	101.4	82.4		0.3	-0.1	103.4	102.7		1.6	0.3	115.7	55.3	
Baden-Württemberg	1.1	2.0	-1.5	-2.6	0.4	-1.8	107.2	-1.9			1.5	1.8	99.4	101.7		0.5	0.4	105.3	98.6		2.7	1.3	126.9	41.0	
Gesamt BRD	1.7	3.0	-1.1	-1.6	0.2	-1.5	106.1	-1.5			2.0	1.0	111.7	70.9		0.4	0.3	99.3	115.2		1.3	-0.1	112.5	66.5	

	Juli				August					September					Oktober					Novemb.		Dezember	
	1	2	3	6	1	2	3	6		1	2	3	5		1	2	3	5		1	2	1	2
Schleswig-Holstein	1.1	1.3	93.6	0.5	-1.5	-0.6	83.8	1.6		2.1	0.4	119.8	-21.1		2.2	1.2	128.8	-6.2		0.7	0.4	0.2	0.1	
Niedersachsen	1.0	1.0	97.1	1.0	-1.6	-0.7	80.8	2.4		2.6	0.6	125.3	-13.3		2.3	1.4	126.0	-1.0		0.9	0.4	0.4	0.7	
Mecklenburg-Vorp.	1.2	1.4	97.0	0.2	-1.0	-0.5	87.7	0.1		2.4	0.9	116.1	-12.0		2.3	1.4	120.4	.7		0.5	0.1	0.2	0.1	
Brandenburg	0.5	1.5	92.0	1.8	-1.0	-0.7	87.7	1.3		2.7	0.8	118.1	-3.2		2.0	1.3	122.0	2.0		0.4	-0.1	0.1	-0.3	
Sachsen-Anhalt	1.2	1.7	92.0	1.2	-0.5	-0.6	84.9	0.6		3.0	0.5	115.0	-9.9		2.3	1.2	111.8	6.5		0.8	0.1	0.0	0.0	
Hessen	0.6	0.8	99.1	-0.2	-1.6	-0.5	85.9	1.4		2.5	1.1	121.7	-14.8		2.3	1.8	114.9	-3.3		0.6	0.4	-0.2	0.0	
Nordrhein-Westfalen	1.0	0.8	100.4	0.4	-1.6	-1.4	83.6	3.2		2.6	1.1	117.9	-13.2		2.7	2.2	129.7	-1.1		0.5	0.1	-0.1	0.2	
Rheinland-Pfalz	0.9	1.2	100.8	-0.1	-1.3	-1.2	86.8	0.7		2.6	1.9	116.1	-16.2		2.7	2.4	114.3	-3.7		0.7	0.2	-0.4	-0.5	
Sachsen	0.8	1.0	102.0	-0.1	-1.5	-0.6	86.6	1.7		2.3	0.9	112.8	-1.9		2.0	1.4	125.3	-3.6		0.1	-0.4	-0.4	-0.3	
Thüringen	1.0	1.0	110.0	-1.2	-1.6	-0.4	85.7	1.2		2.6	1.2	116.4	1.1		2.5	2.0	118.0	1.2		0.6	0.9	0.0	0.9	
Bayern	-0.1	0.7	101.6	-0.5	-2.2	-0.8	86.1	1.9		1.7	1.4	113.6	-6.0		1.6	1.0	126.8	-6.9		0.1	-1.5	-0.5	-1.0	
Baden-Württemberg	-0.3	0.8	97.2	0.0	-1.8	-0.8	90.6	1.0		1.9	2.0	112.7	-14.0		2.1	1.9	112.3	-3.7		0.3	-0.7	-0.6	-0.7	
Gesamt BRD	0.8	1.1	98.6	0.2	-1.5	-0.7	85.9	1.4		2.4	1.1	117.2	-10.4		2.3	1.6	120.9	-1.6		0.5	0.0	-0.1	-0.1	

Legende:
1 = Bodentemperatur unbewachsener Boden 5 cm (rot = zu warm, blau = zu kalt)
2 = Minimumtemperatur in Bodennähe für unbewachsenen Boden (rot = zu warm, blau = zu kalt)
3 = Penman-Verdunstung, Abw. in % (rot = zu hohe Verdunstung, blau = zu geringe)
4 = Benetzungszeiten, Abw. in % (rot = rel. geringe Benetzungszeiten, blau = relativ hohe)
5 = Krumenbodenfeuchte, %nFK (rot = relativ trocken, blau = relativ feucht)
6 = Kornfeuchte (%, 19 Uhr) (rot = relativ gering, blau = relativ hoch)

Das Jahr 2005 im Vergleich zu den vieljährigen Mittel- und Extremwerten

Die folgenden Abbildungen 2 a - 2 d zur Bodenfeuchte von Zuckerrüben auf Lehmboden charakterisieren die Wasserhaushaltsbedingungen des Jahres 2005 im Vergleich zu den vieljährigen Extrem- und Mittelwerten. Die Bodenfeuchte der einzelnen Monate ergibt sich aus Niederschlag und Verdunstung während des Monats und der vergangenen Zeiträume. Es wird deutlich, dass in allen Gebieten das Jahr 2005 weit von Extremwerten entfernt war und die Verhältnisse etwa den vieljährigen Mittelwerten entsprechen.

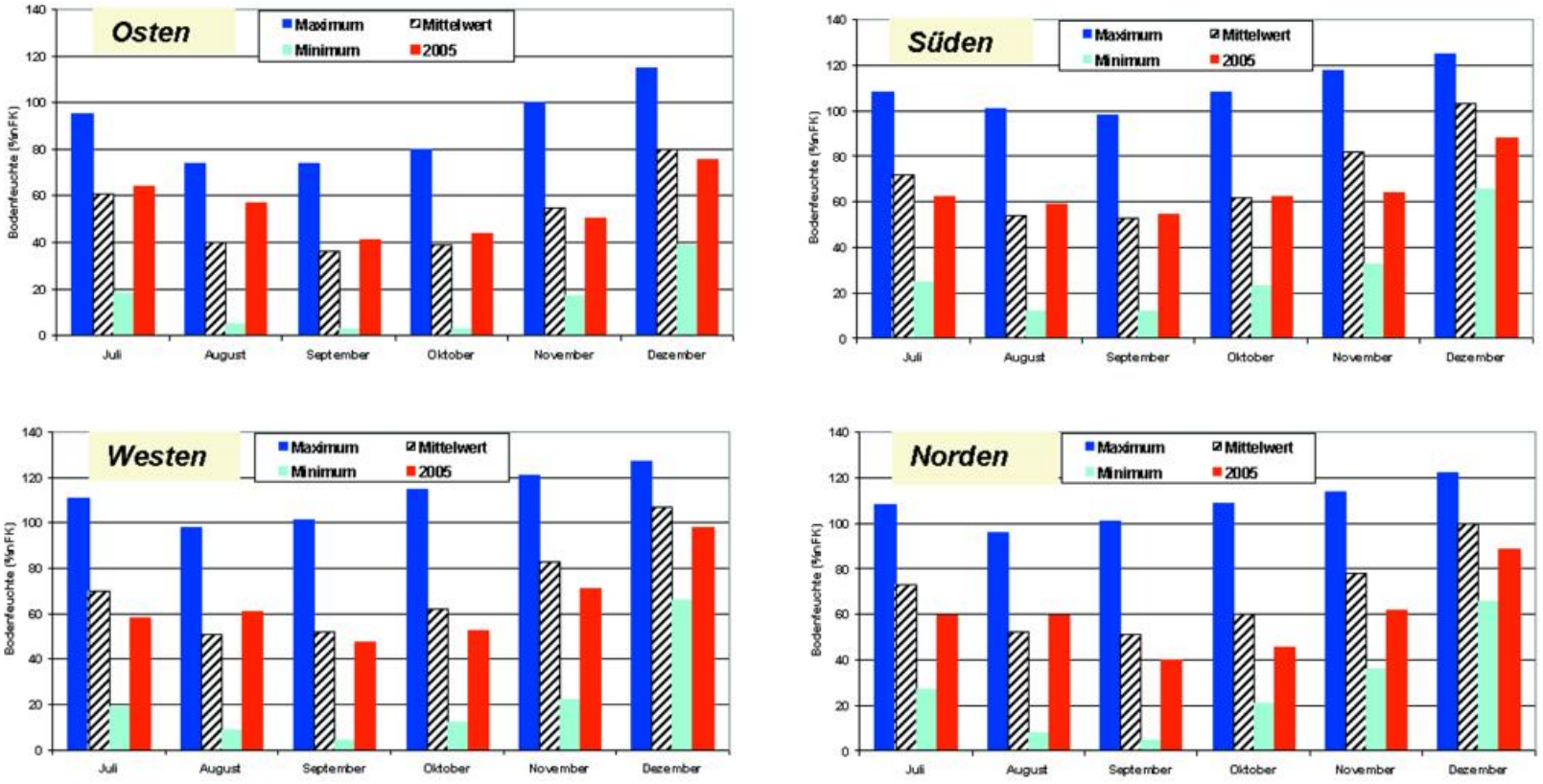


Abb. 2a - 2d Monatsmittelwerte der Bodenfeuchte (Juli - Dezember) Zuckerrüben/Lehmboden für Ost-, Süd-, West- und Norddeutschland

Die Bodenfeuchtesituation während der Vegetationszeit 2005

Die Abbildung 1 weist im August in vielen Bundesländern auf eine positive Abweichung der Bodenfeuchte vom v ieljährigen Mittelwert hin. Dieser Überschuss wurde jedoch im September mit durchschnittlichen potenziellen Verdunstungsraten von ca. 115 % des vieljährigen Mittelwerts wieder aufgezehrt.

Aus der Tabelle 1 wird ersichtlich, dass abgesehen von den Monaten Februar und August die Bodentemperaturen in den meisten Bundesländern über dem vieljährigen Mittelwert lagen. Der Monat August weist in der gesamten Bundesrepublik negative Abweichungen bei den Temperaturen und der Verdunstung auf und die Abweichungen der Kornfeuchten vom Durchschnittswert charakterisieren ebenfalls die ungünstigen Bedingungen für die Getreideernte.

Langjährige Mittelwerte der Lufttemperaturen in Bodennähe

In der folgenden Tabelle 2 sind die vieljährigen Monatsmittelwerte der bodennahen Lufttemperatur (5 cm über Grund) über einem unbewachsenen Boden (lehmiger Sand) zusammengestellt. Die Werte basieren auf Berechnungen des Modells AMBETI[1] bzw. beziehen sich auf den Zeitraum 1962 bis 2003. In den Spalten 1 ist der Monatsmittelwert des seit 1962 kältesten Monats, in der Spalte 2 der vieljährige Mittelwert, in der Spalte 3 der Monatsmittelwert des bisher wärmsten Monats aufgeführt. Ausgeklammert für die Berechnungen der Mittelwerte sind Stationen in Höhenlagen, die für landwirtschaftliche Verhältnisse nicht repräsentativ sind.

In der Tabelle 3 sind ergänzend dazu jeweils die Jahre aufgeführt, in denen der kälteste bzw. wärmste Monat aufgetreten ist. In den Monaten Februar und März dominiert bei den wärmsten Monaten das Jahr 1990, aber auch die Jahre 2000 und 2003 zählen in vielen Monaten zu den wärmsten Jahren. Auffallend ist, das abgesehen von den Monaten Januar und Dezember fast ausschließlich Jahre ab 1990 als die wärmsten Monate aufgelistet sind, während bei den kältesten Monaten überwiegend Jahre vor 1990 registriert werden. Ca. 75 % der wärmsten Monate fallen auf die Jahre ab 1990.

[1] Braden, H.: The model AMBETI. A detailed description of a soil-plant-atmosphere model. - Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 195, Offenbach a.M., 1995

Tab. 2 Vieljährige Monatsmittelwerte des bodennahen Temperaturminimums (5cm über Boden).

	Januar			Februar			März			April			Mai			Juni		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Schleswig-Holstein	-11,7	-3,0	3,0	-12,7	-2,8	2,6	-4,2	-0,1	2,9	1,4	3,0	5,2	4,9	7,4	9,3	8,6	10,8	12,7
Niedersachsen	-16,0	-3,1	3,1	-15,4	-3,0	2,6	-6,6	0,3	3,5	1,4	3,2	5,6	4,8	7,6	9,6	8,8	10,8	12,7
Mecklenburg-Vorpommern	-13,6	-3,7	2,4	-14,6	-3,5	2,6	-5,5	-0,6	3,0	1,4	2,9	5,1	5,2	7,5	9,8	9,4	11,2	13,0
Brandenburg	-16,6	-4,7	1,9	-16,8	-4,2	1,7	-6,0	-0,7	3,0	1,0	3,1	5,8	4,6	8,0	10,9	9,3	11,4	13,5
Sachsen-Anhalt	-17,8	-4,9	1,9	-18,8	-4,6	1,2	-6,3	-0,8	2,7	0,6	2,6	5,1	3,9	7,3	10,2	8,7	10,6	12,9
Hessen	-16,7	-4,3	1,5	-18,3	-4,0	2,1	-5,6	0,1	3,7	1,0	3,2	5,9	4,7	7,7	9,7	8,6	11,1	13,6
Nordrhein-Westfalen	-15,2	-1,9	3,4	-13,4	-1,7	3,4	-2,9	1,5	5,1	2,0	4,0	6,8	5,3	8,3	10,3	8,8	11,2	13,1
Rheinland-Pfalz	-12,0	-3,3	1,6	-12,9	-2,5	3,1	-3,6	0,8	4,2	1,8	3,7	6,2	5,0	8,2	10,3	9,4	11,3	15,0
Sachsen	-16,6	-5,7	1,2	-18,0	-5,2	1,1	-9,4	-1,2	2,7	0,3	2,7	5,6	3,9	7,4	10,2	8,5	10,8	12,8
Thüringen	-16,7	-5,4	1,0	-18,1	-5,3	1,4	-11,4	-1,1	2,7	0,4	2,6	5,0	3,9	7,1	9,4	8,5	10,5	12,5
Bayern	-18,5	-7,6	-1,2	-20,5	-6,7	0,9	-8,8	-1,9	2,5	-0,4	2,0	4,8	3,3	6,8	9,3	7,9	10,1	13,2
Baden-Württemberg	-14,1	-4,6	0,6	-16,1	-3,5	2,5	-4,2	0,3	4,6	1,5	3,7	6,1	4,9	8,3	10,7	9,7	11,6	16,3

	Juli			August			September			Oktober			November			Dezember		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Schleswig-Holstein	11,2	12,9	14,9	10,5	12,7	16,0	7,3	9,8	13,0	1,8	6,1	9,7	-2,3	2,1	5,3	-9,8	-1,3	3,2
Niedersachsen	11,2	12,8	15,0	9,8	12,4	15,5	7,2	9,5	12,7	1,4	5,8	9,9	-2,8	1,9	4,9	-9,0	-1,4	3,5
Mecklenburg-Vorpommern	11,2	13,3	15,3	10,6	13,1	16,5	7,7	10,0	12,9	2,8	6,0	9,6	-2,7	1,8	4,8	-11,2	-1,7	2,6
Brandenburg	11,2	13,2	15,6	10,2	12,8	15,8	7,0	9,4	12,5	1,6	5,3	9,2	-4,6	1,0	4,8	-12,1	-2,6	2,1
Sachsen-Anhalt	10,7	12,4	14,7	9,4	12,0	15,1	6,6	8,7	11,4	1,2	4,8	8,5	-4,6	0,8	4,6	-13,5	-2,9	2,4
Hessen	11,0	12,8	15,7	10,0	12,4	14,9	6,4	9,1	12,0	2,0	5,3	8,5	-4,5	1,2	4,7	-9,7	-2,3	2,4
Nordrhein-Westfalen	11,2	13,2	16,2	10,7	12,9	15,5	6,7	10,1	14,0	3,2	6,6	10,7	-1,6	2,6	6,5	-5,7	-0,4	4,3
Rheinland-Pfalz	11,3	13,1	16,6	10,7	12,9	15,9	6,7	9,6	12,8	3,2	5,9	9,6	-3,3	1,4	5,8	-7,5	-1,7	2,7
Sachsen	10,8	12,5	14,8	9,5	12,2	14,9	6,7	9,0	12,1	1,5	5,0	8,7	-5,6	0,5	4,5	-13,5	-3,5	1,5
Thüringen	10,6	12,2	14,5	9,6	11,9	14,7	6,2	8,8	11,9	1,6	4,9	8,3	-5,0	0,4	4,0	-13,7	-3,4	1,5
Bayern	10,0	11,9	14,5	9,3	11,5	13,9	5,2	8,0	10,7	0,0	4,0	8,0	-5,8	-0,7	3,7	-15,1	-5,2	-0,7
Baden-Württemberg	11,8	13,5	16,8	11,1	13,2	16,5	6,6	9,7	12,9	2,6	5,7	9,5	-4,4	0,9	5,5	-9,3	-2,7	1,7

Legende:

1 = Mittelwert des kältesten Monats
2 = Mittelwert
3 = Mittelwert des wärmsten Monats

Tab. 3 Jahre der wärmsten und kältesten Monate der bodennahen Temperaturen im Zeitraum 1962-2003

	Januar		Februar		März		April		Mai		Juni	
	1	3	1	3	1	3	1	3	1	3	1	3
Schleswig-Holstein	1963	1975	1996	1990	1996	1990	1970	1968	1962	1990	1991	1992
Niedersachsen	1996	1975	1986	1990	1969	1990	1970	1993	1962	2000	1991	2003
Mecklenburg-Vorpommern	1963	1975	1996	1990	1969	1990	1970	2000	1996	2000	1991	1992
Brandenburg	1996	1975	1986	1990	1969	1990	1970	2000	1991	2000	1984	2003
Sachsen-Anhalt	1996	1975	1996	1990	1969	1990	1970	2000	1962	2000	1984	2003
Hessen	1964	1975	1986	1990	1987	1990	1970	1968	1991	1993	1985	2003
Nordrhein-Westfalen	1963	1975	1986	1990	1962	1991	1970	1993	1962	1989	1991	2003
Rheinland-Pfalz	1963	1975	1963	1990	1962	2003	1970	1993	1983	1990	1991	2003
Sachsen	1996	1975	1996	1990	1969	1990	1973	2000	1991	2000	1985	2003
Thüringen	1996	1975	1991	1990	1969	1990	1973	2000	1962	1990	1991	2003
Bayern	1964	1975	1991	1966	1987	1990	1973	2000	1991	1990	1985	2003
Baden-Württemberg	1964	1975	1963	1990	1962	1989	1970	1993	1962	1990	1969	2003

	Juli		August		September		Oktober		November		Dezember	
	1	3	1	3	1	3	1	3	1	3	1	3
Schleswig-Holstein	1965	1994	1962	1997	1986	1999	2003	2001	1993	1963	1995	1974
Niedersachsen	1962	1994	1962	1997	1986	1999	2003	2001	1993	1994	1995	1974
Mecklenburg-Vorpommern	1965	1994	1962	1997	1986	1999	1992	2001	1985	1963	1995	1974
Brandenburg	1979	1994	1962	1997	1996	1999	1992	2001	1965	1963	1962	1974
Sachsen-Anhalt	1962	1994	1962	1997	1986	1999	1992	1995	1965	1963	1995	1974
Hessen	2000	1994	1979	2003	1996	1999	1974	2001	1985	1994	1963	1974
Nordrhein-Westfalen	1965	1994	1963	2003	1986	1999	1974	2001	1985	1994	1969	1974
Rheinland-Pfalz	1980	1994	1963	2003	2001	1999	1974	2001	1985	1994	1963	1974
Sachsen	1974	1994	1987	2003	1996	1999	1974	2001	1985	1963	1968	1974
Thüringen	1962	1994	1966	2003	1996	1999	1974	1995	1985	1994	1968	1974
Bayern	1980	1994	1966	2003	1996	1999	1974	2001	1966	1994	1963	1974
Baden-Württemberg	1980	1983	1966	2003	1996	1999	1974	2001	1985	1994	1963	2000

Legende:

1 = Jahr des kältesten Monats
3 = Jahr des wärmsten Monats

blau = kältester Monat vor 1990
rot = wärmster Monat ab 1990

Die phänologische Entwicklung

G. Müller-Westermeier

Das Jahr 2005 begann sehr mild, so dass in Nord- und Westdeutschland die ersten phänologischen Phasen wie die Schneeglöckchenblüte bis zu 3 Wochen früher als normal einsetzten. Gegen Ende Januar wurde es jedoch kalt und blieb bis in den März hinein winterlich. Daher traten, abgesehen von lokalen Besonderheiten, die Vorfrühlingsphasen im Süden und Osten Deutschlands sowie in den höheren Lagen bis zu 2 Wochen später auf als im Mittel der Referenzperiode 1961-90 (s. Abb. 1).

Ab der zweiten Märzhälfte lagen die Temperaturen dann bis in den Sommer hinein überwiegend über den vieljährigen Bezugswerten, so dass die Verzögerung in der Pflanzenentwicklung rasch wieder aufgeholt wurde. Schon die Vollfrühlingsphasen traten verbreitet etwas früher als normal auf. So ergaben sich bei der Apfelblüte (s. Abb. 2) im Nordwesten bis zu 2 Wochen frühere Blühtermine als in der Periode 1961-90. Im Süden und Nordosten Deutschlands setzte diese Phase der Pflanzenentwicklung zu den üblichen Terminen ein.

Die Sommerphasen wie das Ährenschieben des Roggens traten dann im größten Teil Deutschlands etwa eine Woche früher als normal auf (s. Abb. 3).

Da der August kühl und regnerisch ausfiel, wurden die Pflanzenentwicklung in der zweiten Jahreshälfte wieder etwas verzögert. Die herbstlichen Reifestadien wie der Zeitpunkt der ersten reifen Früchte der Rosskastanie (s. Abb. 4) traten daher meist zu den regional üblichen Terminen auf. Im Norden und Westen wurden sie örtlich bis zu einer Woche später als normal beobachtet. Nur südlich der Donau wurden sie verbreitet ein bis zwei Wochen zu früh registriert.

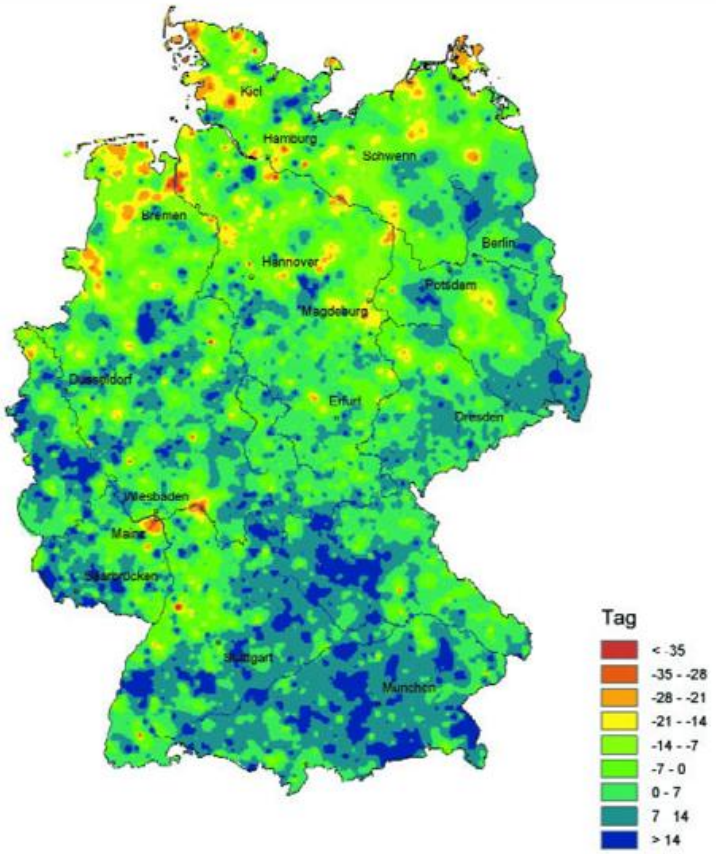


Abb. 1 Beginn der Blüte des Schneeglöckchens (Abweichung vom vieljährigen Mittel (1961-1990))

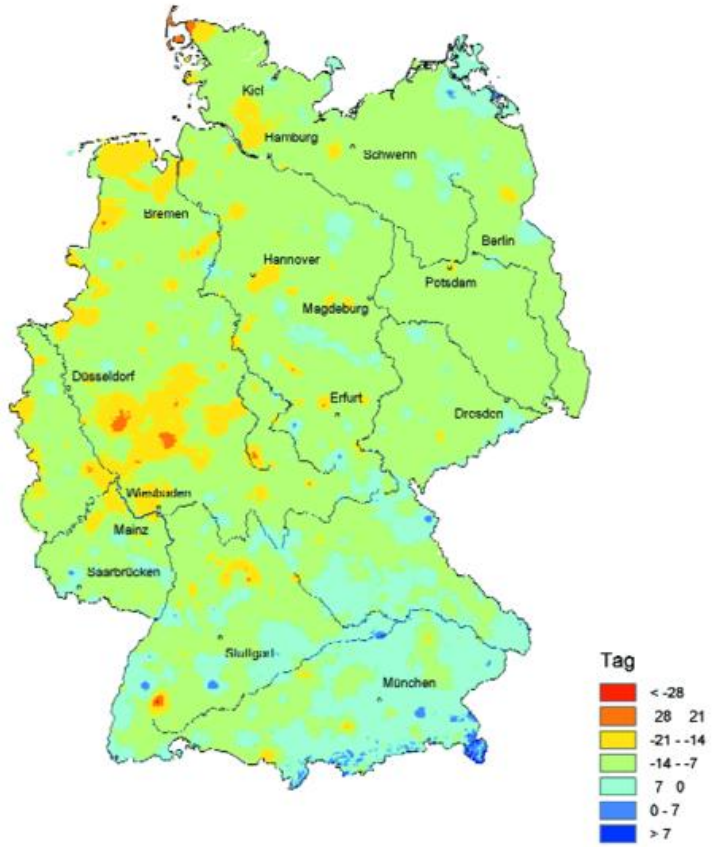


Abb. 2 Apfelblüte 2005 (Abweichung vom vieljährigen Mittel (1961-1990))

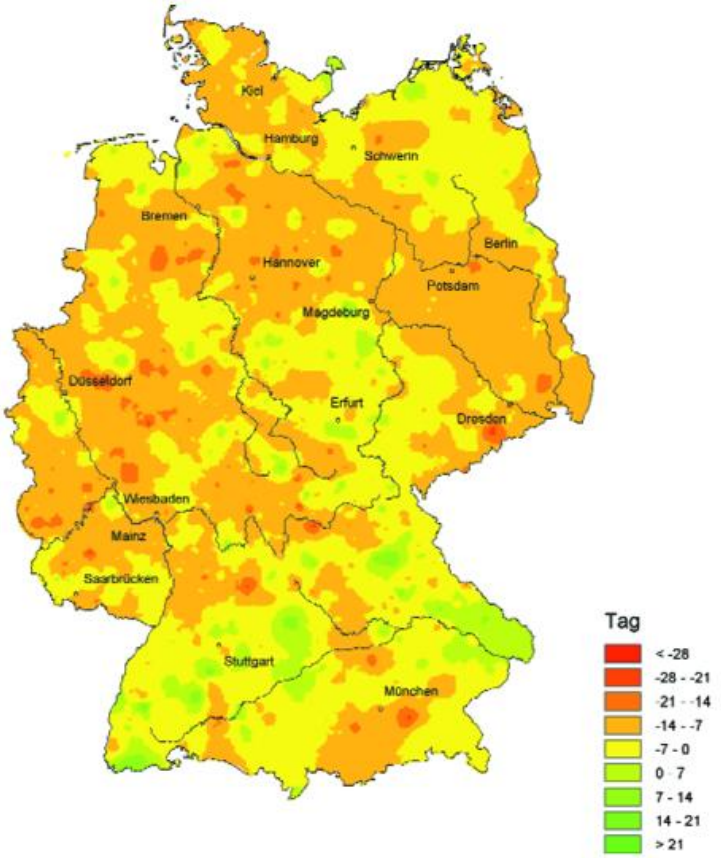


Abb. 3 Beginn Ährenschieben des Winterroggens 2005 (Abweichung vom vieljährigen Mittel (1961-1990))

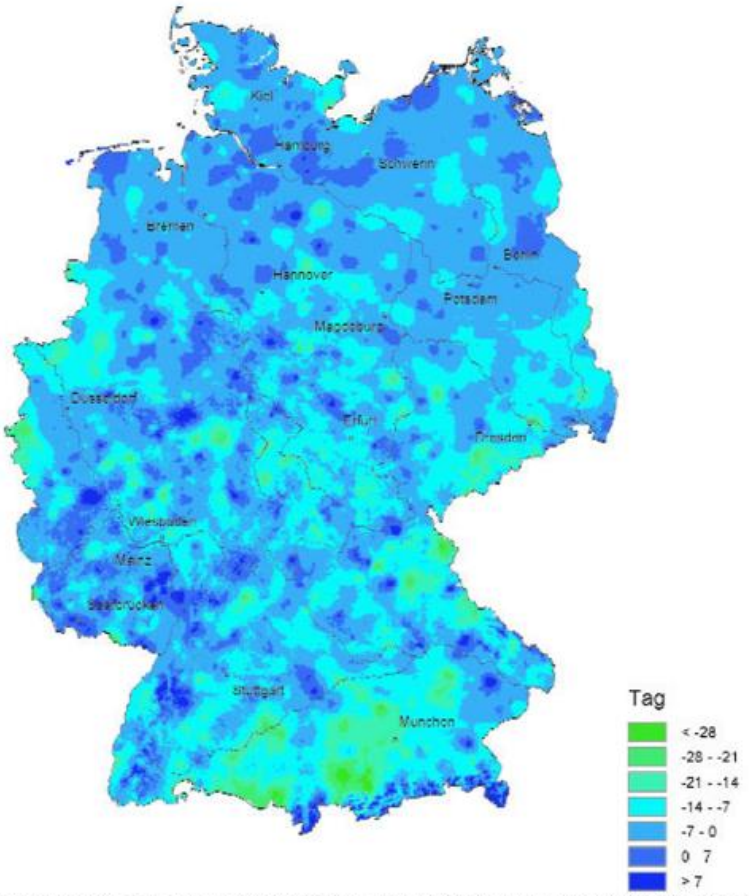


Abb. 4 Erste reife Früchte der Rosskastanie 2005 (Abweichung vom vieljährigen Mittel (1961-1990))

Entwicklung der Ozonschicht

H. Claude, W. Steinbrecht und U. Köhler

Der Jahresmittelwert des Gesamtozons am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg betrug 321 DU. Dieser Orientierungswert für den Zustand der gesamten Ozonschicht liegt um 2.1 Prozent unter den vieljährigen Mittelwerten 1968- 2005 oder um 6.3 Prozent unter dem Mittelwert der ersten fünf Jahre (1968-72) der langen Hohenpeißenberger Ozonmessreihe. Geht man vom bisherigen Minimum Anfang der neunziger Jahre des vergangenen Jahrhunderts mit Werten unter 310 DU aus, so hat sich damit eine gewisse Erholungstendenz fortgesetzt. Die Minimalwerte der neunziger Jahre kamen jedoch nicht nur durch anthropogenes Chlor, sondern auch durch die Aerosole des Pinatubo zustande. Insofern relativiert sich diese Erholung.

So gab es auch in diesem Jahr mehrfach Episoden mit besonders dünner Ozonschicht. Die Werte lagen dann im Bereich der absoluten Minima. Besonders hervorzuheben ist der Zeitraum vom 15.-24. März, als der Ozonschwund über Mitteleuropa teilweise mehr als 20% erreichte. Dies führte zu einer für diese Jahreszeit ungewöhnlich hohen UV-Bestrahlungsstärke, wodurch verbreitet und unerwartet Sonnenbrände auftraten. Die z. B im Internet verfügbaren UV-Vorhersagen des Deutschen Wetterdienstes (http://www.uv-index.de) hatten die Situation zwar richtig erfasst und zusätzlich zu den entsprechenden Prognosen Warnungen herausgegeben. Beides wäre zur Prävention hilfreich gewesen, wenn dieser Service in der Öffentlichkeit noch bekannter wäre. Die prophylaktische Verhinderung von Sonnenbränden mit vielfachen Spätfolgen wie Hautkrebs und Augenschäden wird trotz intensiver Anstrengungen des DWD und anderer öffentlicher Einrichtungen noch immer zu wenig genutzt.

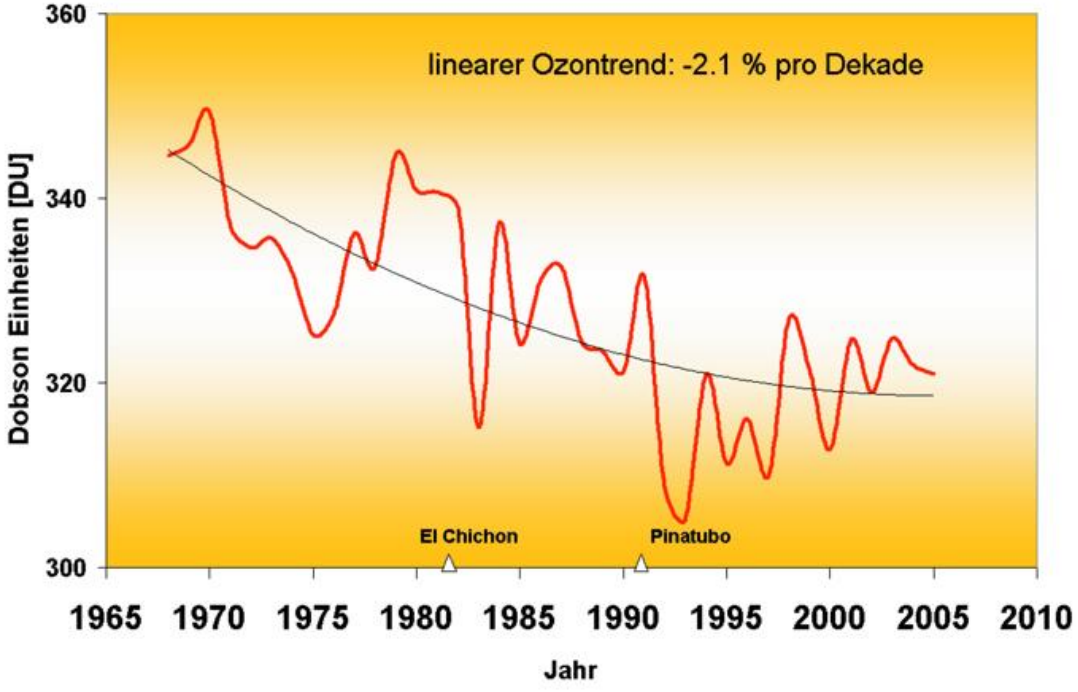


Abb. 1 Zeitreihe der Jahresmittelwerte des Gesamtozons (Ozonschichtdicke) seit 1968 mit polynomischer Trendkurve.

Hauptgrund für die niedrigen Ozonwerte im Frühjahr ist nicht nur der langfristige Ozontrend, sondern speziell in dieser Episode die Ausbreitung ozonarmer Luftmassen aus dem arktischen Polarwirbel. Dieser war im vergangenen Winter 2004/2005 sehr kalt und lange Zeit stabil. Hierdurch konnte sich die ozonzerstörende Chlorchemie stärker als in anderen Wintern entwickeln. Bei der frühjahrsbedingten Auflösung des Wirbels zogen besonders ozonarme stratosphärische Luftmassen über Mitteleuropa hinweg (Rex und von der Gathen, 2005). Im Zuge einer immer kälteren Stratosphäre scheint sich auch eine Tendenz für kältere Polarwirbeln abzuzeichnen. Kalte Polarwirbel führen zur vermehrten Bildung von polaren stratosphärischen Wolken. Diese Wolken sind Voraussetzung für verstärkte chemische Ozonzerstörung. Durch die relative Nähe Mitteleuropas können derart ozonabgereicherte Luftmassen im Frühjahr in der unteren Stratosphäre leicht zu uns gelangen, wodurch die UV-Strahlung an der Erdoberfläche durchaus um mehr als 20% intensiviert wird.

Als zwangsläufige Folge der langfristigen Ozonabnahme in der unteren Stratosphäre steigt die Anzahl der Tage mit dünner Ozonschicht und dementsprechend erhöhter UV-Bestrahlungsstärke. Ist die Ozonschicht an einem Tag zum Beispiel um 15% dünner als die früheren Vergleichswerte aus dem Zeitraum 1967-78, ist bei sonst gleichen Bedingungen auch die UV-Bestrahlungsstärke um etwa 15% erhöht. Wie die Anzahl der Tage mit dünner Ozonschicht und damit erhöhter UV-Strahlung über Süddeutschland in den letzten Jahrzehnten zugenommen hat, zeigt Abb. 2 (Claude et al., 2005b). Anhand dieser Abbildung wird klar, dass die Wahrscheinlichkeit ein Sonnenbad ausgerechnet an einem Tag mit hoher UV-Intensität zu nehmen in den letzten Jahren deutlich größer ist als noch vor 20 oder 30 Jahren.

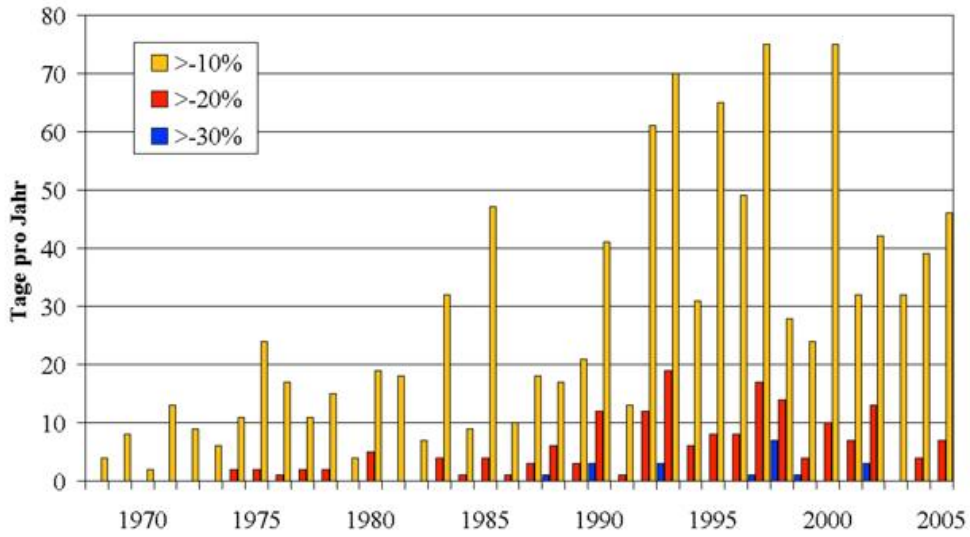


Abb. 2 Langfristige Entwicklung der Häufigkeit von Tagen mit dünner Ozonschicht für die Monate Februar-August. Die drei Balkenfarben stehen für Tage an denen die Ozonschicht über Hohenpeißenberg um mehr als 10, 20 oder 30 % dünner war als im Vergleichszeitraum 1968-77.

In der oberen Stratosphäre hingegen mehren sich die Anzeichen, dass die starke Ozonabnahme der 1980er und 1990er Jahre durch menschengemachtes Chlor sich jetzt nicht mehr fortsetzt. Abb. 3 zeigt hierzu den Verlauf der Ozonabweichungen in 35 bis 45 km Höhe, gemessen mit verschiedenen Instrumenten an fünf NDSC Stationen (s. Infobox). Nach Abzug von Schwankungen, die durch die Quasi-Zweijährige Oszillation (QBO) und den Sonnenzyklus verursacht werden, folgt die Ozonabweichung an den drei südlichen Stationen (Table Mountain (Kalifornien), Hawaii, Lauder (Neuseeland)) dem invertiert dargestellten Chlorgehalt recht genau. Dort hat sich die starke Ozonabnahme der 1980er und 1990er Jahre nach 1996 nicht mehr fortgesetzt, was als beginnende Erholung des Ozons in der oberen Stratosphäre interpretiert wird. Bei den nördlicheren Stationen, Haute Provence (Südfrankreich) und vor allem Hohenpeißenberg ist jedoch kaum eine Erholungstendenz seit 1996 erkennbar. Zur Zeit ist noch unklar, welche Faktoren zu diesem großen Unterschied zwischen Lauder und Hohenpeißenberg, d.h. zwischen mittleren Breiten der Nord- und Südhalbkugel, führen (Steinbrecht et al., 2006).

Das Network for Detection of Stratospheric Changes (NDSC) wurde Ende 2005 in NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change) umbenannt. Es umfasst eine große Zahl von sogenannten Primary und Complementary Messstationen, an denen die unterschiedlichsten klimarelevanten Spurengase und physikalische Parameter (wie z.B. UV-Strahlung) nach hohen Qualitätsstandards gemessen werden. Das Meteorologische Observatorium Hohenpeissenberg ist mit seinen Ozonsonden-, LIDAR- und Spektrometerdaten als Complementary Station beteiligt. Das NDSC besteht seit 1991, betreibt aber selbst keine eigenen Stationen, sondern koordiniert die Messungen, überprüft die Einhaltung der Qualitätsstandards und stellt eine umfassende Datenbank der Atmosphärenwissenschaft zur Verfügung.

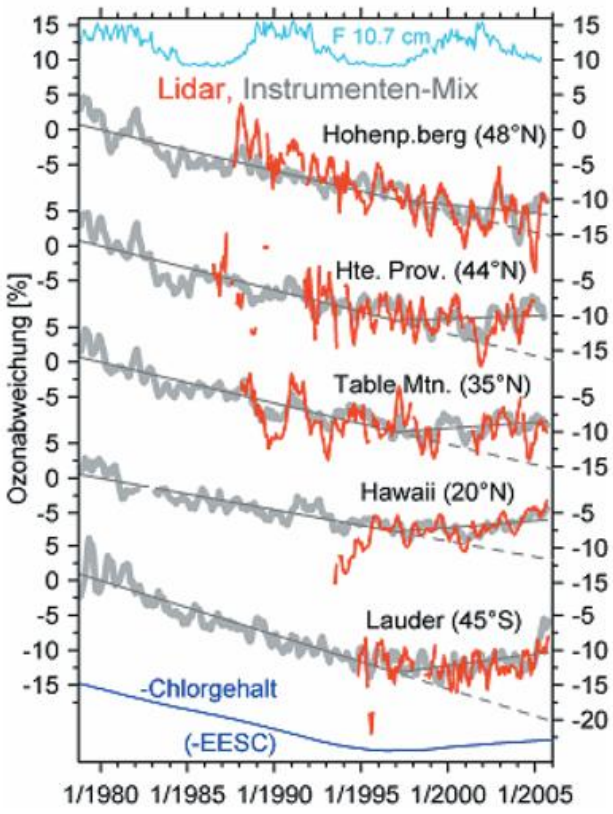


Abb. 3 Zeitlicher Verlauf der mittleren Ozonabweichung zwischen 35 und 45 km Höhe für die fünf NDSC Stationen mit vieljährigen Lidarmes-sungen (schwarze Kurve). Jahresgang, sowie Schwankungen durch Quasi-Biennale Oszillation und 11-jährigen Sonnenzyklus (solarer Fluss: obere Kurve) sind bereits abgezogen. Der Instrumentenmix (graue Kurve) stellt das Mittel aus allen an einer Stationen vorhandenen Datenquellen dar. Vor 1990 sind das zumeist nur die SBUV, SAGE I (bis 1981) und SAGE II (ab 1985) Satellitendaten. Ende der 1980er und Anfang der 1990er Jahre kommen, je nach Station, Lidars, Mikrowellenradiometer und das HALOE Satelliteninstrument hinzu. Die Kurve für den Chlorgehalt ist invertiert dargestellt. Sie zeigt das sog. effektive äquivalente stratosphärische Chlor der unteren Stratosphäre (EESC). Chlor in 35 bis 45 km folgt dieser Kurve mit einer Verzögerung von 1 bis 2 Jahren.

Antarktisches Ozonloch

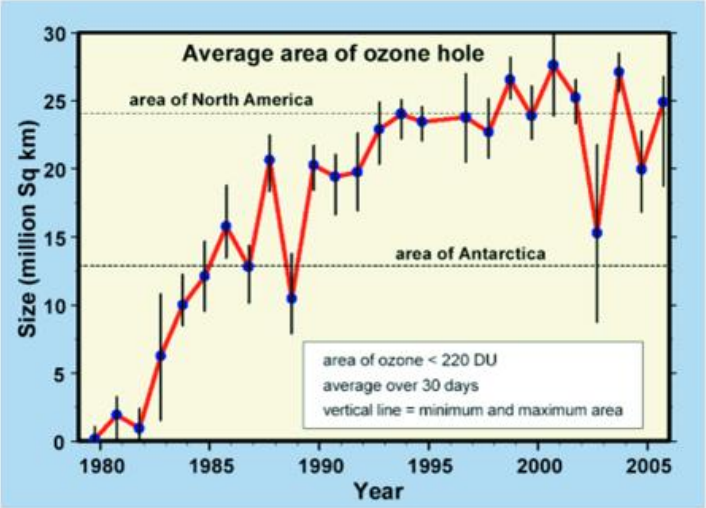


Abb. 4 Entwicklung der Flächengröße des antarktischen Ozonloches (Werte<220 D.U.) seit 1980, gemessen mit TOMS und OMI Satelliteninstrumenten (Quelle: WMO, s.u.).

Ausdehnung und Temperatur des antarktischen Wirbels 2005 entsprachen weitgehend den Verhältnissen des vergangenen Jahrzehnts. Auch in der Antarktis ist langfristig eine Abkühlung in der unteren Stratosphäre zu beobachten, die dort aber vor allem auf den anhaltenden Ozonschwund zurückgeführt wird. Eine singuläre Ausnahme davon war das Jahr 2002, als sich der polare Wirbel frühzeitig durch eine ungewöhnliche Stratosphärenerwärmung auflöste, wodurch seinerzeit auch das Ozonloch vorzeitig verschwand. 2005 gehörte zu den recht kalten Wintern und folgte damit dem Abkühlungstrend. Dieser meteorologischen Situation entsprechend, war das antarktische Ozonloch 2005 ähnlich stark ausgeprägt wie die stärksten Ereignisse der letzten 20 Jahre (Abb. 4). Dies gilt für Ozonverlust, zeitlichen Verlauf (Andauer) und Ausdehnung. In der Grafik nicht sichtbar ist eine gewisse zeitliche Verschiebung gegenüber früher. Sowohl die Ausbildung, wie die Auflösung des Ozonloches setzten in den letzten Jahren etwa 1-2 Wochen früher ein als dies z.B. in den 1990er Jahren der Fall war. Die Gründe hierfür sind bisher noch nicht klar. Interessant, und in Abb. 4 gut erkennbar, ist eine weitere zeitliche Verschiebung: Traten vor 2002 (als sich der Wirbel vorzeitig teilte) starke (Ozonloch-) Ereignisse in geraden Jahren auf und schwache in ungeraden, ist dies seither umgekehrt. Ausgeprägte Ozonlöcher fallen nun in Jahre mit ungeraden Jahreszahlen, schwache in gerade. Dies dürfte im wesentlichen zusammenhängen mit der fortschreitenden Phasenverschiebung zwischen dem 12-monatigen Jahresgang einerseits, und der Phase der QBO von etwa 26 Monaten andererseits. Auch die vorzeitige Wirbelauflösung 2002 könnte u.a. von diesem ‚außer Tritt kommen' dieser beiden Schwingungen ausgelöst worden sein.

(Für detaillierte Informationen siehe:http://www.wmo.int/web/arep/ozone.html und ftp://ftp.nilu.no/pub/NILU/geir/wmo-bulletin/ant-bulletin-8-2005.pdf)

Literatur

Claude, H., Steinbrecht, W., Köhler, U., Brühl, Chr., Steil, B., Manzini, E., Giorgetta, M., Ozonbulletin des DWD, Nr. 103, 2005b.
Rex, M., von der Gathen, P., Ozonbulletin des DWD, Nr. 104, 2005
Steinbrecht et al, Long-Term Evolution of Upper Stratospheric Ozone at Selected Stations of the Network for the Detection of Stratospheric Change (NDSC), JGR, in press, 2006

Objektive Wetterlagenklassen

P. Bissolli, G. Müller-Westermeier

Beschreibung der objektiven Wetterlagenklassifikation

Die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD beruht auf numerischen Kriterien, die auf jede meteorologische Situation über Mitteleuropa angewendet werden können. Die Klassifizierung wird einmal täglich um 12 UTC durchgeführt und das Ergebnis als die Wetterlage betrachtet, die für den ganzen Tag gültig ist. Das räumliche Klassifizierungsgebiet überdeckt Deutschland und benachbarte Regionen. Die Datengrundlage liefert das operationelle Wetteranalyse- und Vorhersagesystem des DWD. Bis 21.11.1999 wurde das Europa-Modell (EM) des DWD zugrunde gelegt, seit 22.11.1999 das neue operationelle erweiterte Globalmodell (GME), das über eine vergleichbare räumliche Auflösung wie das EM verfügt; die Modellgitterpunkte sind lediglich anders strukturiert. Ein merklicher Datensprung aufgrund des Modellwechsels wurde bisher nicht festgestellt.

Kriterien für die Einteilung der Wetterlagenklassen sind die Zirkulationsformen der Atmosphäre (Zyklonalität) in 950 und 500 hPa, die großräumige Anströmrichtung in 700 hPa und der Feuchtegehalt der Troposphäre. Dadurch ergeben sich 40 verschiedene Wetterlagenklassen. Die Methode ist jederzeit nachvollziehbar mit dem gleichen Ergebnis. Es gibt keine unbestimmten Fälle. Aus diesen Gründen wird der Anspruch auf die Bezeichnung „Objektive Wetterlagenklassifikation“ abgeleitet. Das Verfahren wird seit dem 01.07.1979 angewendet, so dass inzwischen eine über 25jährige Zeitreihe täglicher Wetterlagenklassen vorliegt.

Die Klasseneinteilung erfolgt nach folgendem Schema:

Jede Wetterlagenklasse wird mit einer fünfstelligen Buchstabenkennung abgekürzt, und zwar in folgender Anordnung:

aa z_{950} z_{500} f mit:

aa =:	**Anströmrichtung:**	**XX = keine vorherrschende Richtung, NO = Nordost, SO = Südost, SW = Südwest, NW = Nordwest;**
z_{950} z_{500} =:	**Zyklonalität in 950 bzw. 500 hPa:**	**Z = zyklonal, A = antizyklonal;**
f =:	**Feuchte**	**F = feucht, T = trocken.**

Beispiel:
NOAZT = Nordost, antizyklonal in 950 hPa, zyklonal in 500 hPa, trocken.

Häufigkeit der Wetterlagenklassen 2005

Folgende Wetterlagen sind im Jahr 2005 aufgetreten (in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit):

Rang	Wetterlage	Anzahl	in %
1	NWAZT	43	11,8
2	SWAAF	40	11,0
3	NWAAF	32	8,8
4	SWZAF	24	6,6
5	XXAAT	22	6,0
6	NWAAT	22	6,0
7	XXAAF	20	5,5
8	NOAZT	16	4,4
9	XXZZT	15	4,1
10	NOAAT	14	3,8
11	SWZZF	11	3,0
12	SWAAT	10	2,7
13	SWAZF	10	2,7
14	NWZZT	8	2,2
15	XXAZT	7	1,9
16	XXZAF	7	1,9
17	SWZZT	7	1,9
18	SOAAT	5	1,4
19	NWAZF	5	1,4
20	SOZAF	5	1,4

Rang	Wetterlage	Anzahl	in %
21	SOZAT	4	1,1
22	SWZAT	4	1,1
23	SWAZT	3	0,8
24	XXAZF	3	0,8
25	NWZAT	3	0,8
26	NOZZT	3	0,8
27	SOZZT	3	0,8
28	SOZZF	3	0,8
29	NOAAF	2	0,5
30	NOAZF	2	0,5
31	XXZAT	2	0,5
32	XXZZF	2	0,5
33	NWZZF	2	0,5
34	SOAAF	1	0,3
35	SOAZT	1	0,3
36	SOAZF	1	0,3
37	NOZAF	1	0,3
38	NWZAF	1	0,3
39	NOZZF	1	0,3

Damit ist nur die Wetterlagenklasse NOZAT im Jahr 2005 nicht vorgekommen.

Die 5 häufigsten Klassen waren diejenigen, die auch im klimatologischen Mittel am häufigsten auftreten, wobei die Klassen NWAZT, SWAAF und NWAAF noch öfter vorkamen und zusammen bereits 31,6 % aller Klassen darstellten. Demgegenüber wurde die hochreichend antizyklonale Nordwestlage NWAAT deutlich weniger häufig beobachtet als im Mittel.

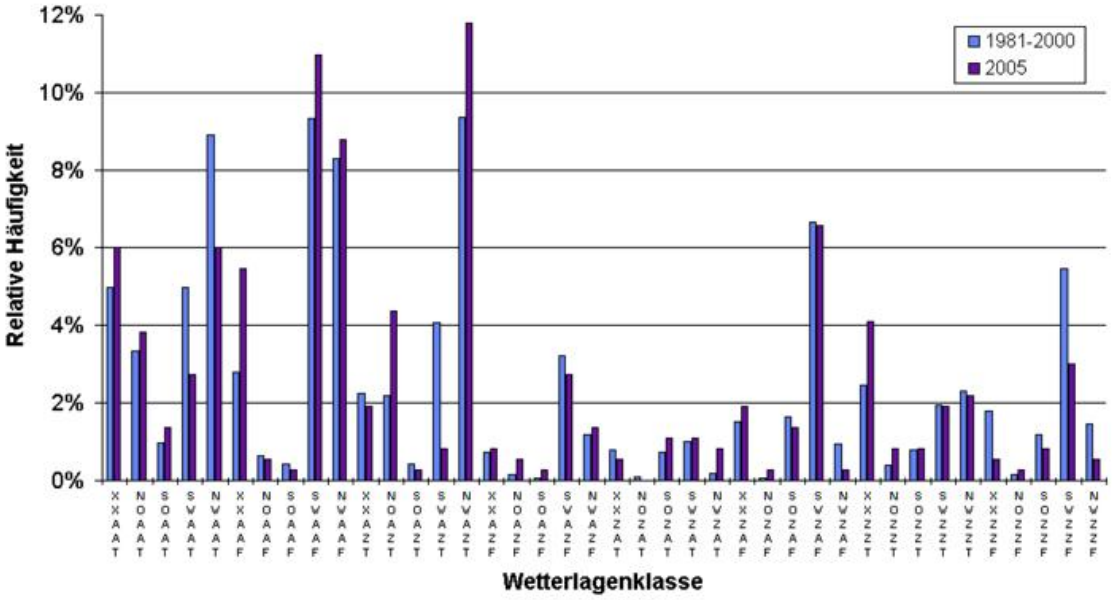


Abb. 1 Relative Häufigkeitsverteilung der objektiven Wetterlagenklassen 2005 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

Häufigkeit von Wetterlagengruppen 2005

Bei den Häufigkeiten der Wetterlagengruppen (Abb. 2 und 3) gab es 2005 einige Abweichungen zum vieljährigen Mittel. Die häufigsten Anströmrichtungen kamen in diesem Jahr mit einem Anteil von 32% aus Nordwest, damit lag wie im Vorjahr dieser Anteil knapp unter dem vieljährigen Mittel. Die Südwestlagen, die sonst die häufigste Anströmrichtung darstellen, waren diesmal seltener vertreten und erreichten nur 30%. Relativ häufig waren mit über 20% wie im Vorjahr die XX-Lagen mit uneinheitlicher Anströmrichtung. Auch die Nordostlagen waren mit 11 % häufiger als im vieljährigen Durchschnitt, während die Zahl der Südostlagen dem Normalwert entsprach. Die Zyklonalität der Lagen in 950 hPa und in 500 hPa entsprach weitgehend dem langjährigen Mittel. Auch bei der Feuchte war kaum eine Abweichung von den Werten des Referenzzeitraums 1981-2000 festzustellen.

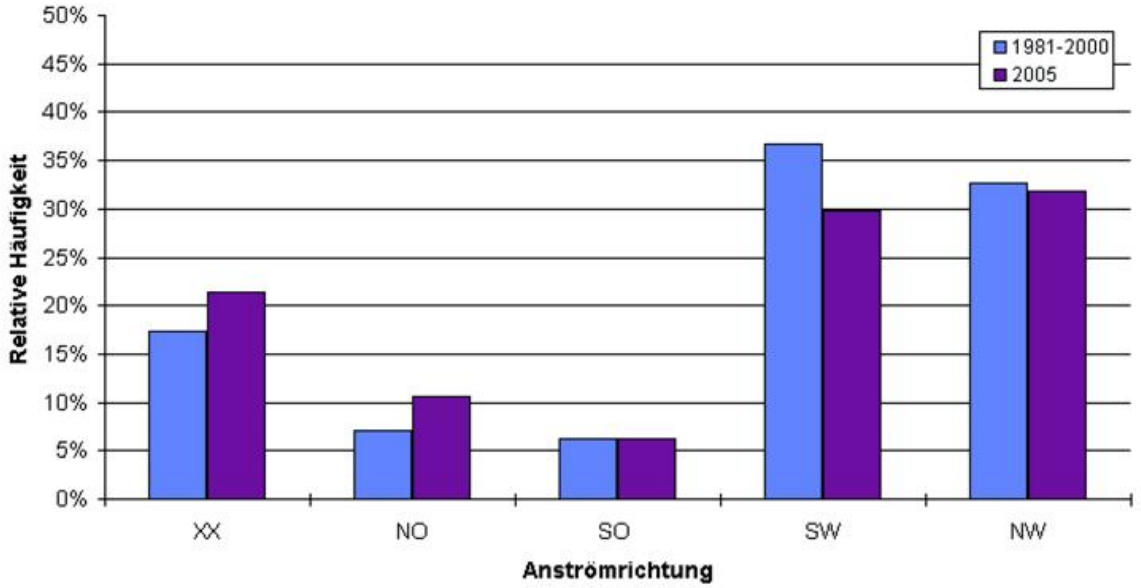


Abb. 2 Relative Häufigkeitsverteilung der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2005 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

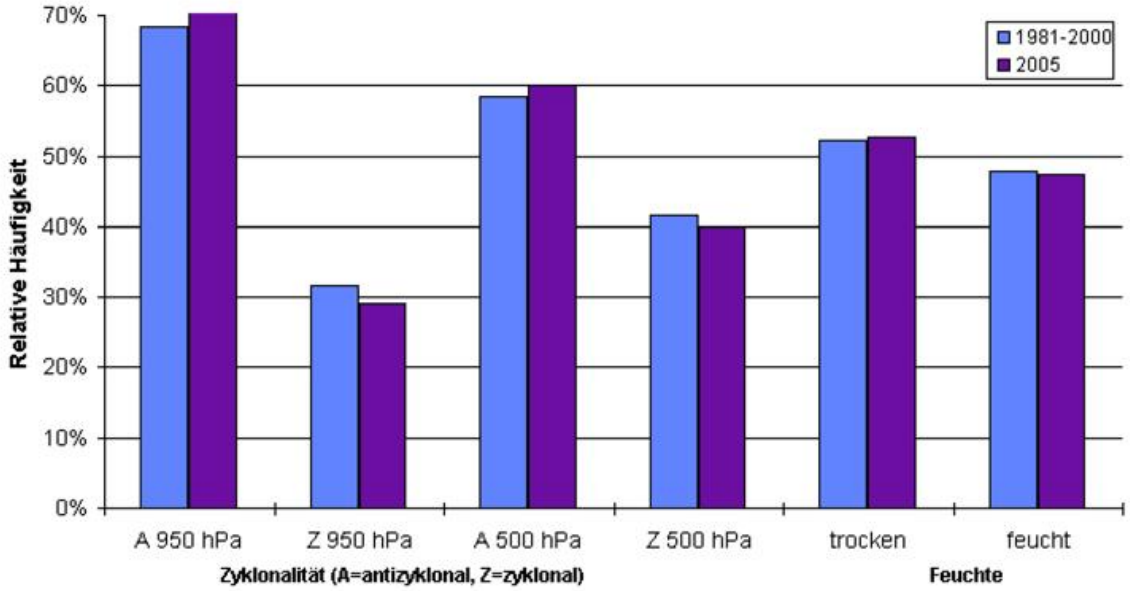


Abb. 3 Relative Häufigkeitsverteilung der Zyklonalitäts- und Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2005 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

Jahresverlauf der Wetterlagen und Zusammenhang mit Temperatur/Niederschlag

- Anströmrichtung

Südwestlagen traten besonders häufig in den Sommer- und Herbstmonaten auf. Dagegen waren Nordwestlagen im Herbst relativ selten. Die Häufigkeit der Lagen mit Ostkomponente schwankte von Monat zu Monat recht stark, ohne dass sich jedoch ein deutlicher Jahresgang erkennen ließe. Eine Häufung von Lagen mit uneinheitlicher Anströmrichtung zeigte sich von August bis Oktober.

- Zyklonalität

In 950 hPa waren in allen Monaten antizyklonale Lagen häufiger als zyklonale. Besonders groß war dieser Überschuss antizyklonaler Lagen im Januar sowie von Mai bis August. In 500 hPa waren die antizyklonalen Lagen nur in 8 Monaten vorherrschend, wobei sich der Oktober besonders hervorhebt. Zyklonale Lagen dominierten im Februar, Juli, August und Dezember.

- Feuchte

Im Sommerhalbjahr, mit Ausnahme des Augusts, herrschten feuchte Lagen vor, während im Winter ganz überwiegend trockene Lagen auftraten. Dies ist jedoch nicht mit dem Niederschlag korrigiert, der im größten Teil des Winters überdurchschnittlich war. Vielmehr spiegelt der Feuchtegehalt der Luftmasse weitgehend die Temperaturverhältnisse wider, da kalte Luft einen niedrigeren Sättigungsdampfdruck besitzt als eine warme Luftmasse. So ist der Februar, der Monat mit der größten Anzahl trockener Luftmassen, auch der Monat mit der größten negativen Temperaturabweichung.

- Temperatur

Das Jahr 2005 war in Deutschland im Mittel 0,7 Grad wärmer als in der internationalen klimatologischen Referenzperiode 1961-90. Nur in 2 Monaten (Februar und August) lag die Mitteltemperatur unter den Bezugswerten.

WLK/Monat	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
XX	0	6	9	8	5	3	6	9	11	10	3	8	78
NO	7	8	1	2	0	5	3	4	1	1	4	3	39
SO	0	4	0	6	0	0	1	1	3	7	0	1	23
SW	7	1	6	9	15	8	12	7	10	11	17	6	109
NW	17	9	15	5	11	14	9	10	5	2	6	13	116
A 950 hPa	28	15	20	19	26	26	22	25	19	19	21	19	259
Z 950 hPa	3	13	11	11	5	4	9	6	11	12	9	12	106
A 500 hPa	18	11	20	22	20	21	12	15	21	28	18	13	219
Z 500 hPa	13	17	11	8	11	9	19	16	9	3	12	18	146
trocken	19	25	16	12	15	14	8	19	14	11	15	24	192
feucht	12	3	15	18	16	16	23	12	16	20	15	7	173
Temperatur	2.5	-1.4	0.1	1.9	0.6	1.0	1.1	-0.7	1.7	2.0	0.1	0.0	0.7
Niederschlag	117	123	78	98	119	63	142	108	92	72	72	99	99

Tab. 1 Monatliche Häufigkeiten (in Tagen) für die Anströmrichtungen (XX, NO, SO, SW, NW), die Zyklonalität (A=antizyklonal, Z=zyklonal) in 950 und 500 hPa und die Feuchteklassen (feucht und trocken) im Jahr 2005. Zum Vergleich die Deutschlandflächenmittel-Anomalien der Monatsmitteltemperatur (positive Zahlen: warm, negative: kalt) und der monatlichen Niederschlagssumme (in %) als Abweichungen vom Klimamittel 1961-1990.

- *Niederschlag*

Im Jahr 2005 war es in 7 Monaten trockener als in der Referenzperiode. In fünf Monaten wurde das Niederschlagssoll überschritten, wobei aber nur im Februar und im Juli größere Überschüsse registriert wurden. So entsprach das Jahr insgesamt weitgehend den Bedingungen in der Referenzperiode.

Ein klarer Zusammenhang zwischen diesen Witterungsanomalien und den vorherrschenden Wetterlagen lässt sich dabei kaum feststellen, da Zyklonalität, Anströmrichtung und Feuchte oft gegensätzliche Tendenzen hervorbringen, so dass höchstens durch eine quantitative Auswertung der verschiedenen Indexzahlen ein Zusammenhang nachweisbar wäre.

Langzeittrends 1980-2005

Bei der Anströmrichtung (Abb. 4) ist die bisher beobachtete zunehmende Tendenz der Südwestlagen nicht mehr erkennbar. Der Trend zu einer Abnahme der Nordwestlagen wurde hingegen bestätigt, ebenso die langfristige Zunahme der Nordostlagen. Auch die Wetterlagen ohne eindeutige Anströmrichtung zeigen eine Tendenz zu häufigerem Auftreten.

Bei den Feuchteklassen (Abb. 5) ist die langfristige Zunahme der feuchten Lagen weiterhin gegeben.

Bei der Zyklonalität (Abb. 6 und 7) sind sowohl in 950 hPa wie in 500 hPa die bisherigen Trends kaum noch sichtbar.

Weitere Details zur objektiven Wetterlagenklassifikation können dem Internet entnommen werden:
http://www.dwd.de/de/FundE/Klima/KLIS/prod/monitoring/wlk/wlk.htm

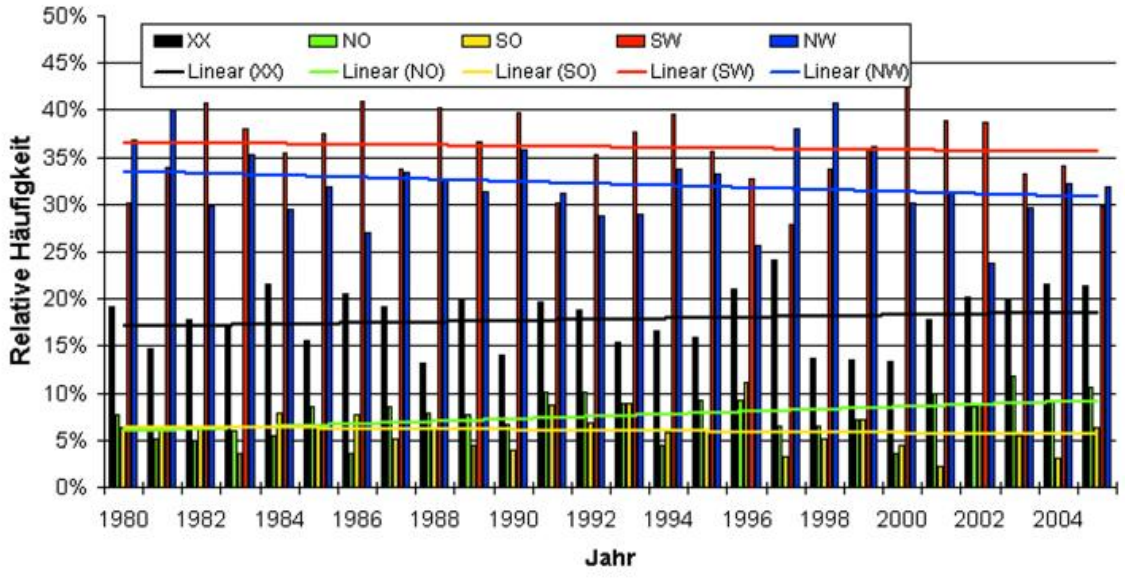


Abb. 4 Langzeittrends der Häufigkeit der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2005.

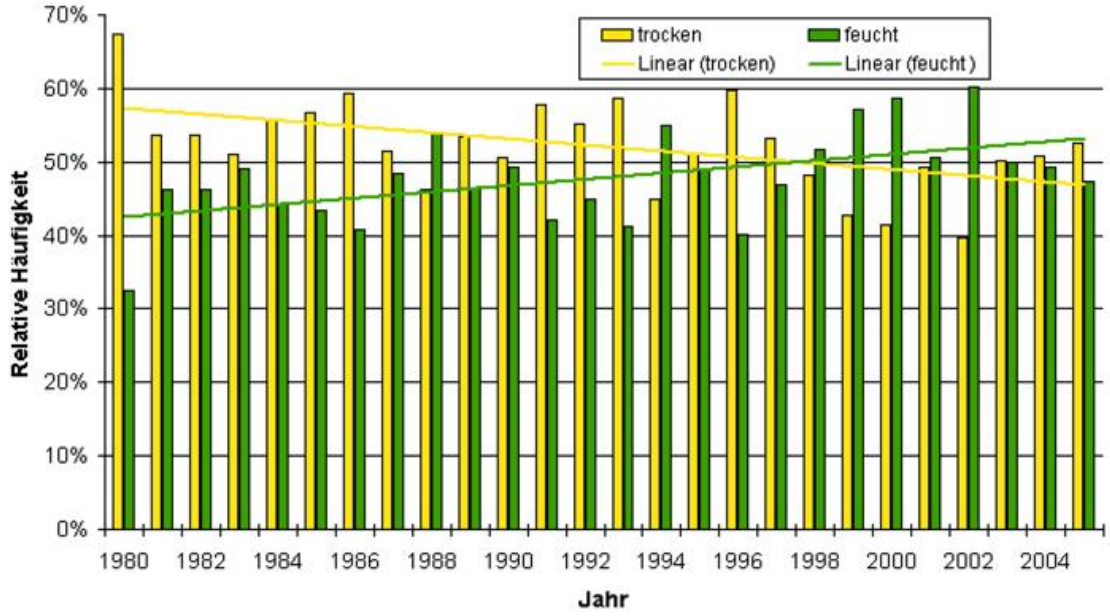


Abb. 5 Langzeittrends der Häufigkeit der Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2005.

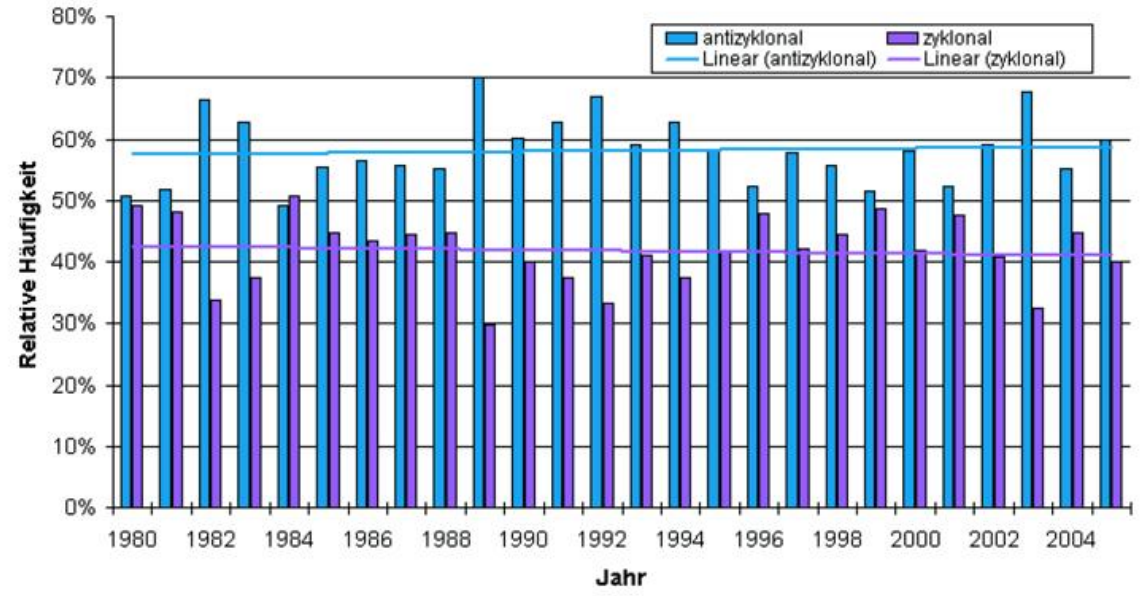


Abb. 6 Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 500 hPa der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2005.

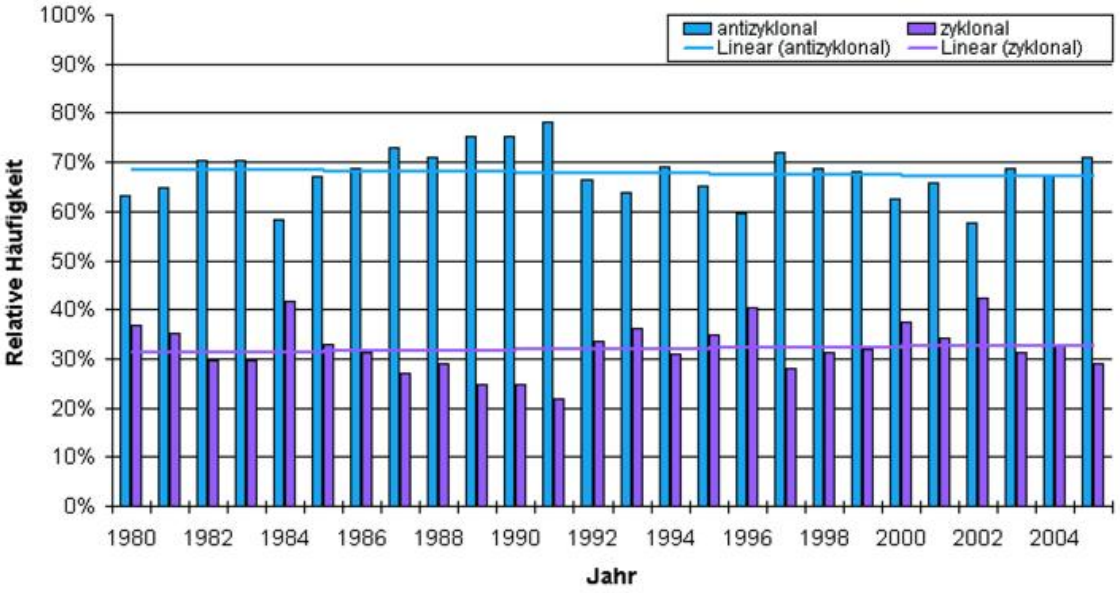


Abb. 7 Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 950 hPa der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2005.

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre

H. Nitsche , K. Zimmermann

Den folgenden Ausführungen liegen die Radiosondenmessungen und Windpilotierungen an den Stationen des gemeinsamen Messnetzes des Deutschen Wetterdienstes und des Geoinformationsdienstes der Bundeswehr zugrunde. Es handelt sich um TEMP- bzw. PILOT-Meldungen, die über GTS empfangen wurden.

Zirkulation und Höhenwind:

Mittlere monatliche Windvektoren:

In den Abbildungen 1 bis 4 sind für Schleswig und Stuttgart (jeweils als repräsentative Stationen für Nord- bzw. Süddeutschland) die mittleren monatlichen Windvektoren bzw. ihre gewichteten Abweichungsvektoren vom Referenzzeitraum als Vertikal-/Zeitschnitte für das Jahr 2005 dargestellt. Durch die Wichtung werden Abweichungen geringer gewertet, wenn der Wind im mittleren Monatsmittel des Referenzzeitraums unbeständig ist.

Januar und Februar sind in der Troposphäre häufig durch Nordwestlagen charakterisiert. Im Jahr 2005 zeigte sich im Februar eher eine meridionale Zirkulation. Sie führte dazu, dass Deutschland im Zustrom hochreichender Kaltluft verblieb. Insgesamt war 2005 geprägt von Westlagen, wobei im April in Norddeutschland und im Oktober auch in den südlichen Landesteilen eine Südwestströmung registriert wurde.

In der Stratosphäre war die Westströmung bis März kräftig ausgeprägt. Die stratosphärische Ostwindzirkulation setzte im Mai ein, wurde in Stuttgart allerdings erst im Juni richtig beständig. Die Westwindzirkulation war im Oktober und Dezember wieder besonders kräftig.

Sommerliche Ostwindperioden:

Abbildung 5 zeigt die Folge der sommerlichen Ostwindperioden für drei Druckflächen über Stuttgart von 1981 bis 2005. Die stratosphärische Ostwindzirkulation setzte 2005 über der GUAN-Station Stuttgart in 30 hPa bereits Ende April ein, war aber erst im Juni beständig (s.o.). In 50 hPa ist die Ostwindzirkulation Ende Mai erkennbar. Ähnlich kurze Perioden gab es in den Jahren 2004, 2002 und 1990.

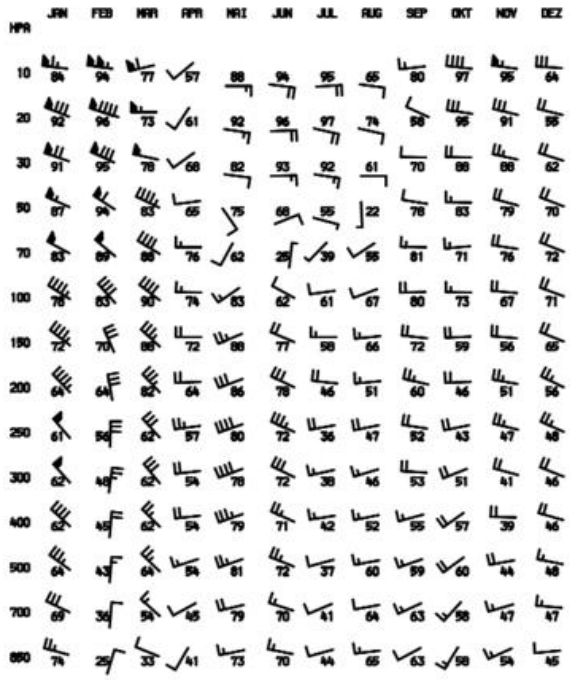


Abb. 1 Mittlere montliche Windvektoren und Windbeständigkeit Schleswig 2005

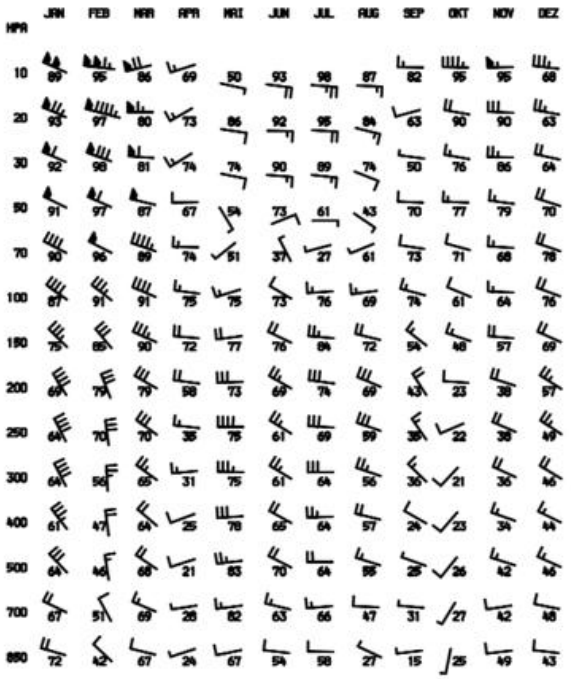


Abb. 2 Mittlere montliche Windvektoren und Windbeständigkeit Stuttgart 2005

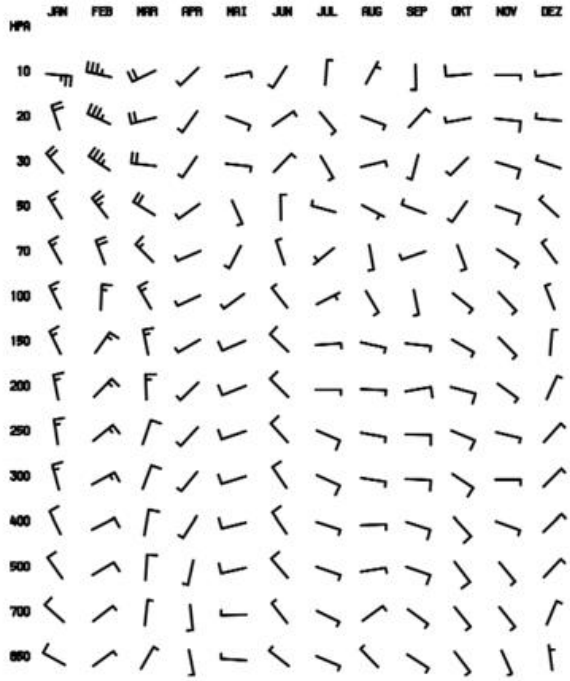


Abb. 3 Abweichungen der monatlichen Windvektoren vom Referenzzeitraum 1961 - 1990 Schleswig 2005

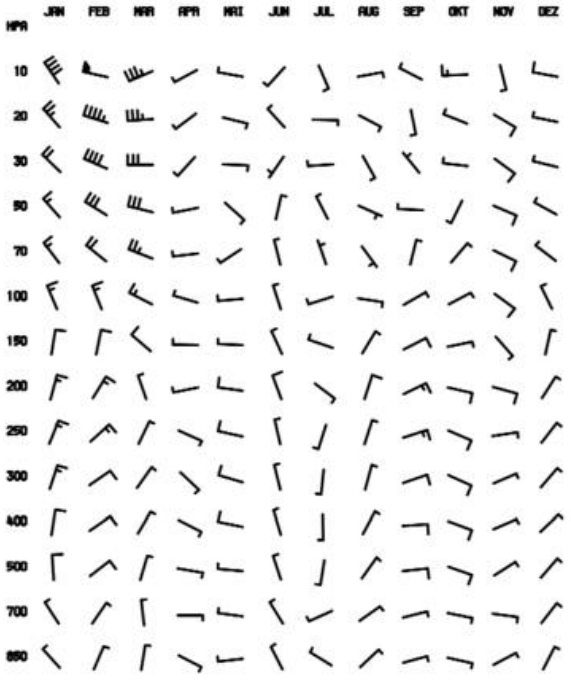


Abb. 4 Abweichungen der monatlichen Windvektoren vom Referenzzeitraum 1961 - 1990 Stuttgart 2005

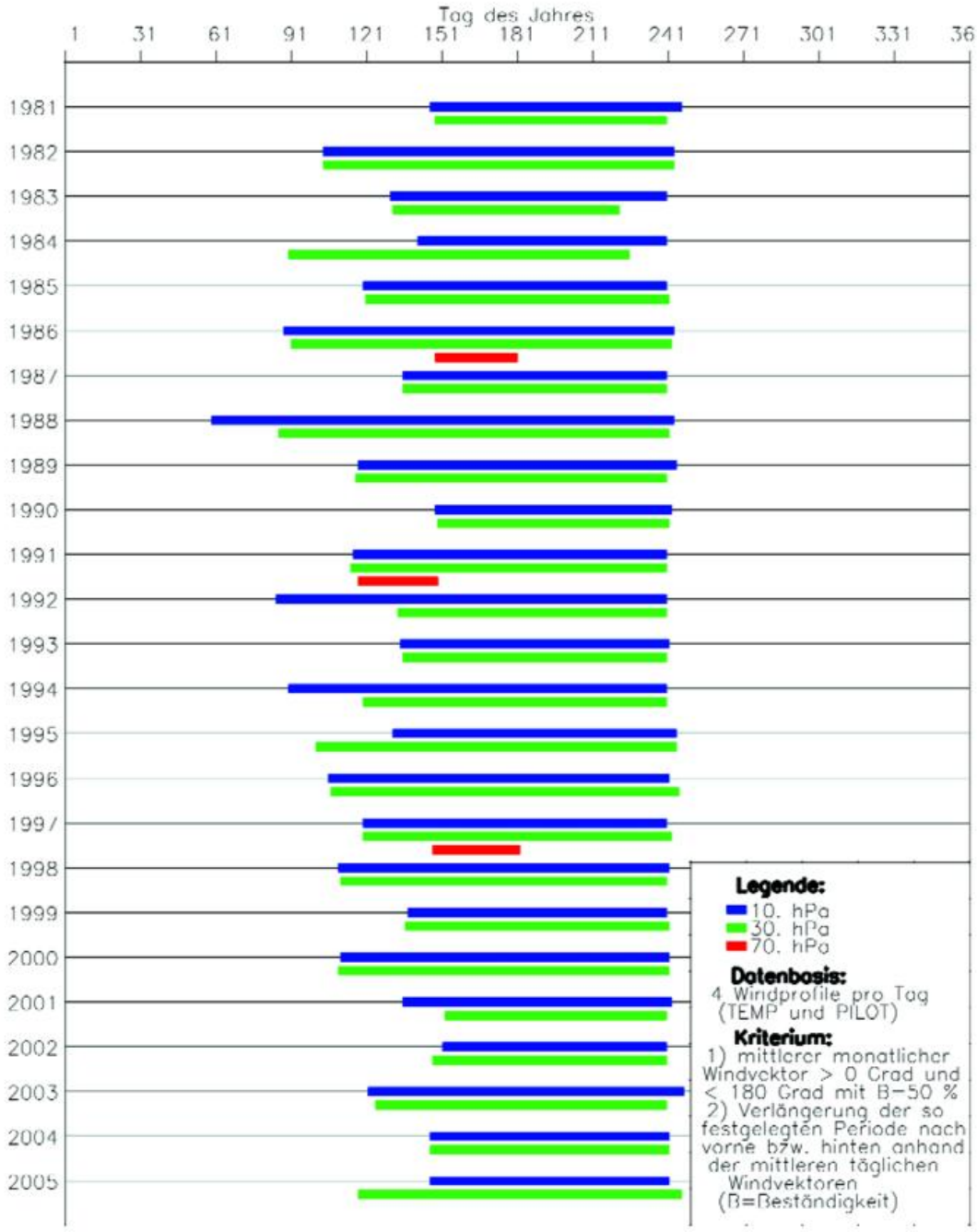


Abb. 5 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre, Stuttgart 1981-2005

In Tabelle 1 sind Anfang und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre für die Druckflächen 20 und 50 hPa für 12 Radiosondenstationen zusammengefasst. Der Beginn der stratosphärischen Ostwindzirkulation in 20 hPa wurde in Schleswig einige Tage früher registriert als an den anderen Stationen. In 50 hPa weisen nur die Stationen Emden, Meiningen und Oberschleißheim Perioden von über 100 Tagen auf. In 70 hPa wurde an keiner Station eine sommerliche Ostwindzirkulation festgestellt.

Tab.1 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre an 12 Radiosondenstationen für das Jahr 2005 (Datenbasis: Monatsmittelwerte und Tagesmittelwerte aus 2 bis 4 Windprofilen pro Tag, manuell korrigierte Werte mit * gekennzeichnet.)

Station	Druckfläche (hPa)	Beginn (Tag)	Ende (Tag)	Dauer (Tage)
SCHLESWIG	20	113	245	133
	50	123	214	92
GREIFSWALD	20	118	244	127
	50	121	212	92
EMDEN	20	117	245	129
	50	120	224	105
BERGEN	20	118	244	127
	50	121	214	94
LINDENBERG	20	118	245	128
	50	128	224	97
ESSEN-BREDENEY	20	117	245	129
	50	122	215	94
OPPIN	20	117	244	128
	50	120	215	96
MEININGEN	20	118	244	127
	50	119	245	127
IDAR-OBERSTEIN	20	118	245	128
	50	140	224	85
STUTTGART	20	118	245	128
	50	125	215	91
KUEMMERSBRUCK	20	117	244	128
	50	144	238*	95*
OBERSCHLEISSHEIM	20	118	243	126
	50	143	245	103

Windmaxima im Winterhalbjahr

Abbildung 6 zeigt die Häufigkeitsverteilung von Windmaxima von mindestens 40 m/s über Stuttgart (Termine 00 und 12 Uhr UTC) seit dem Winter 1978/1979. Gezählt wurde jeweils das erste Maximum im vertikalen Profil (von unten gerechnet). Im Winter 2004/2005 wurden insgesamt 111 Fälle gezählt und damit deutlich weniger als im Vorjahr. Die meisten Windmaxima von 40m/s und darüber wurden 2004/2005 im November (35 Fälle) und im Dezember (31 Fälle) gemessen. In 70 % aller Fälle (78 Fälle) wurden die Windmaxima bei einem Luftdruck größer als 150 hPa beobachtet.

Lufttemperatur

Monatsmittelwerte der Lufttemperatur:

Abbildung 7 zeigt die Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2005 gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990 im Mittel über 8 Radiosondenstationen in 500 hPa und 50 hPa. Betrachtet werden die 4 Jahreszeiten der Jahre seit 1965. Im Frühling, Sommer und Herbst war die Troposphäre wärmer als der Referenzzeitraum 1961-1990. Die größte positive Abweichung wurde für den Herbst berechnet. Ähnliche Temperaturabweichungen in der Troposphäre sind 1982 und 1983 erkennbar. Die Stratosphäre war, wie auch schon 2004, in allen Jahreszeiten zu kühl.

Temperaturminima in der Stratosphäre:

2005 traten Temperaturminima von –80 °C oder niedriger in der Stratosphäre Ende Dezember/Anfang Januar an den Stationen Schleswig, Greifswald, Emden, Bergen, Lindenberg, Essen, Oppin, Meiningen, Stuttgart und Kuemmersbruck in Höhen zwischen etwa 23 und 27 km auf. Sehr niedrige Werte (extreme Werte über Greifswald: –85 °C, –86 °C) wurden Ende Januar/Anfang Februar an fast allen Stationen gemessen. Damit zeichnete sich der Winter 2005 durch eine sehr kalte Stratosphäre aus, was zu einem Ozonabbau in den Monaten Januar bis März führte (s. Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 104, 4. Mai 2005). Tabelle 2 gibt eine Zusammenfassung der stratosphärischen Temperaturminima des Winters 2005.

Tab. 2 Extreme Temperaturminima in der Stratosphäre nach Radiosondenmessungen 2005

Station	Monat	Tag	Termin	Temperatur (C°)	Geopotential (gpm)
	Jan	31	0	-82	25973
SCHLESWIG	Jan	31	12	-83	26343
	Feb	4	0	-83	26521
	Feb	5	12	-84	27535
	Dez	30	12	-81	24606
	Jan	5	0	-82	25190
GREIFSWALD	Jan	31	12	-85	26655
	Feb	5	0	-85	27117
	Feb	4	12	-86	25990
	Dez	31	0	-81	25630
	Dez	30	12	-80	23985
	Jan	31	0	-81	25700
EMDEN-KOENIGSPOLDER	Jan	3	12	-83	27315
	Feb	5	0	-85	27084
	Feb	3	12	-84	27897
	Dez	30	12	-80	26931
	Jan	5	0	-83	22345
BERGEN	Jan	6	12	-82	22338
	Feb	3	0	-80	26188
	Feb	2	12	-83	29550
	Jan	11	0	-81	30024
LINDENBERG	Jan	4	12	-83	26454
	Feb	5	0	-83	26948
	Feb	4	12	-83	26350
	Jan	12	0	-80	30064
ESSEN-BREDENEY	Jan	4	12	-82	26522
	Feb	4	0	-81	29963
	Feb	4	12	-82	28272
	Jan	11	12	-80	31050
OPPIN	Feb	5	0	-81	26891
	Feb	4	12	-84	27244
	Jan	5	0	-83	25772
MEININGEN)	Feb	5	0	-81	27540
	Feb	4	12	-81	28007
STUTTGART	Feb	4	12	-81	28470
KUEMMERSBRUECK	Feb	5	0	-81	26356

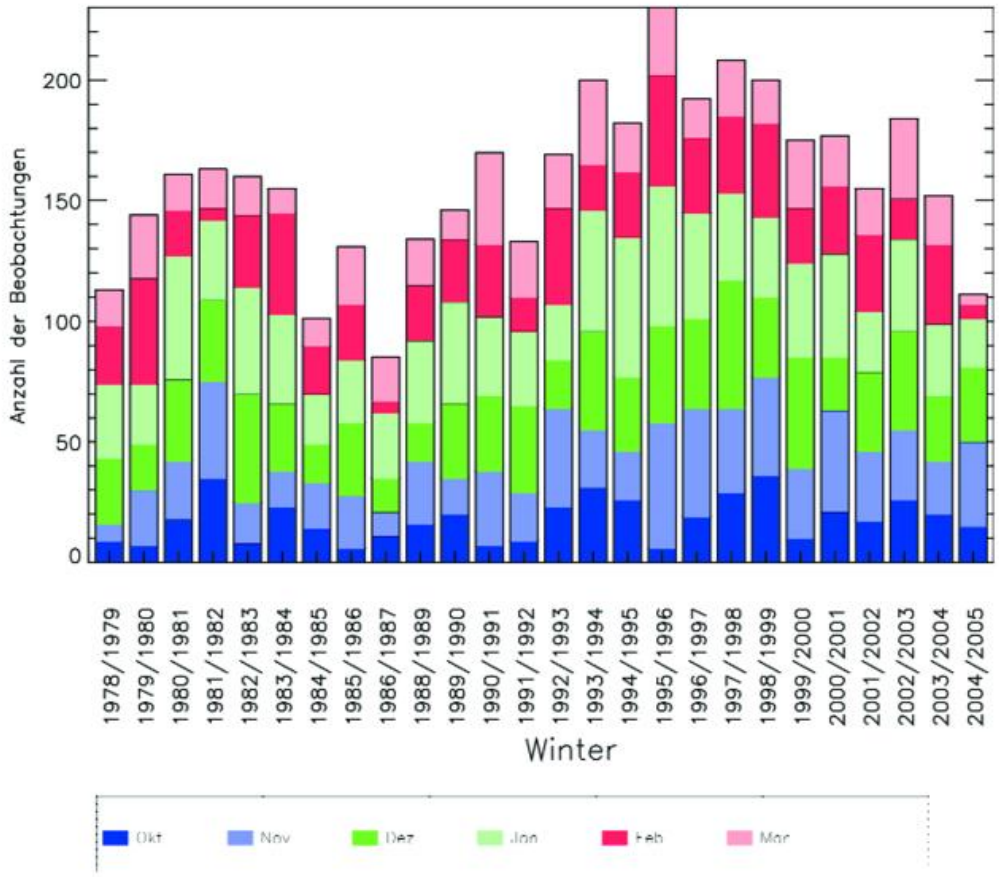


Abb. 6 Anzahl der Beobachtungen mit Windmaxima von mindestens 40 m/s im Winterhalbjahr über Stuttgart (Termine 00 Uhr und 12 Uhr)

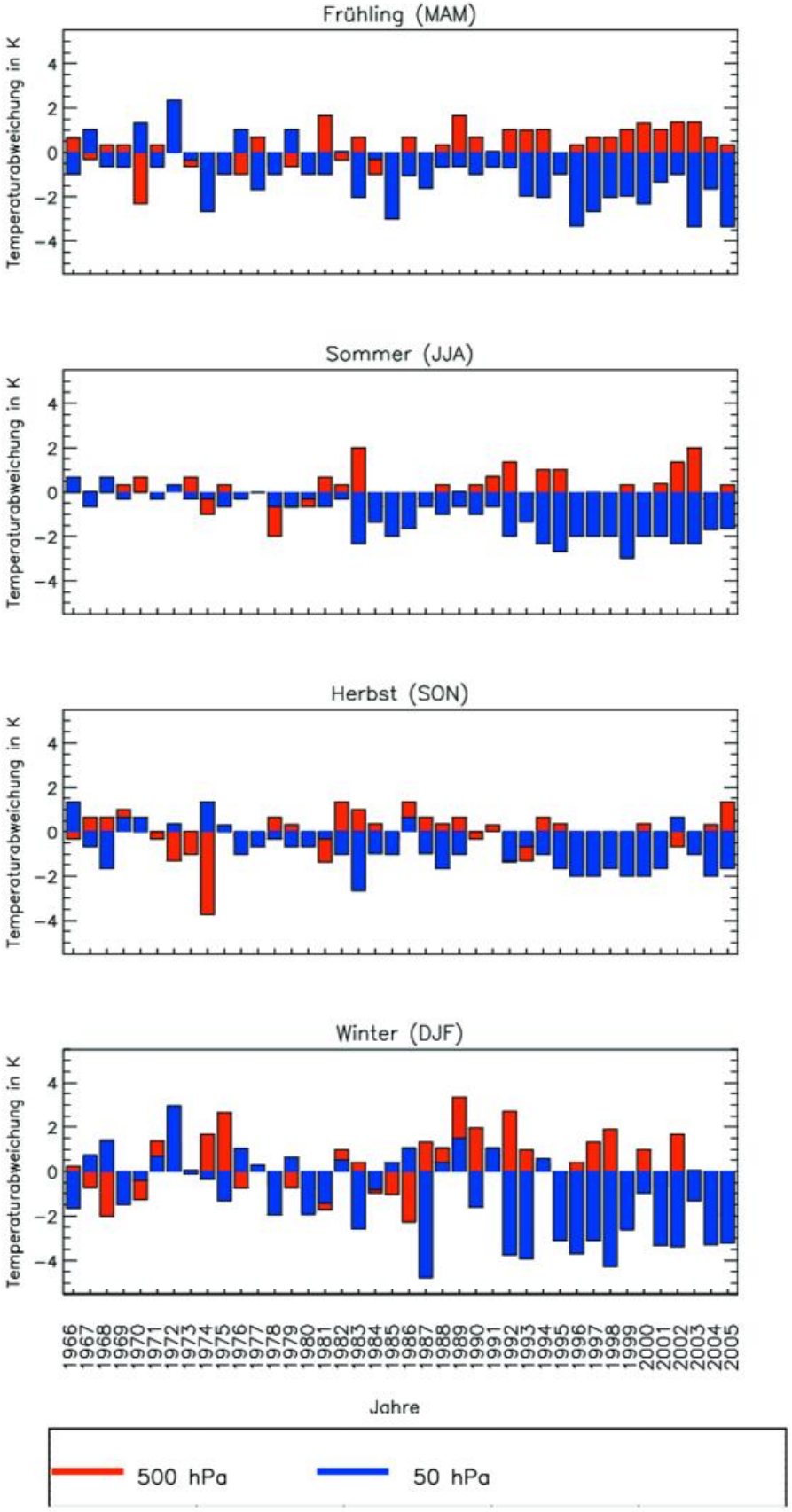


Abb. 7 Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2005 vom Referenzzeitraum 1961-1990 für Jahreszeiten in 500 hPa und 50 hPa (Mittelwerte über 8 Stationen)

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa

B. Rudolf

Das meteorologische Jahr Dez. 2004 bis Nov. 2005 zeigt in der räumlichen Niederschlagsverteilung größere Abweichungen von den vieljährigen Mittelwerten als im Vorjahr. In der Anomaliekarte sind Niederschlagsdefizite im südwestlichen Europa, Überschüsse dagegen in Osteuropa, insbesondere über dem Balkan zu erkennen. Das Ausmaß der Trockenheit über der Iberischen Halbinsel wird aber erst in den prozentualen Niederschlagswerten deutlich sichtbar (Abb. 1c): Im zentralen Spanien fielen weniger als 50% der mittleren jährlichen Gebietsniederschläge.

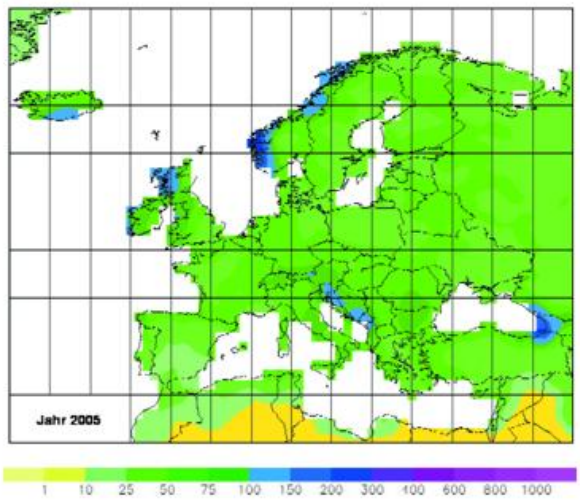


Abb. 1a Niederschlagshöhe in mm/Monat, Zeitraum Dez. 2004 bis Nov. 2005

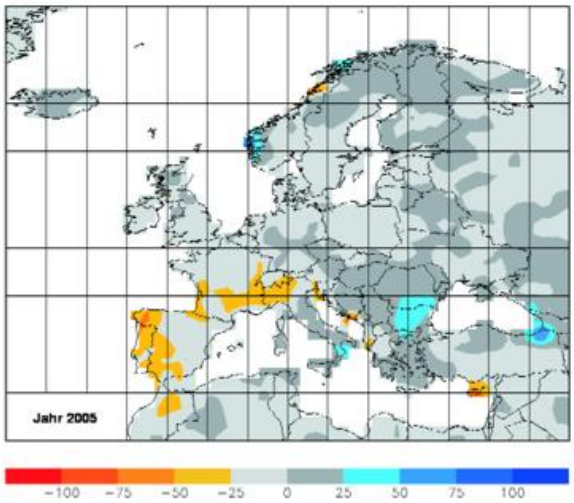


Abb. 1b Niederschlagsanomalie in mm/Monat, Zeitraum Dez. 2004 bis Nov. 2005

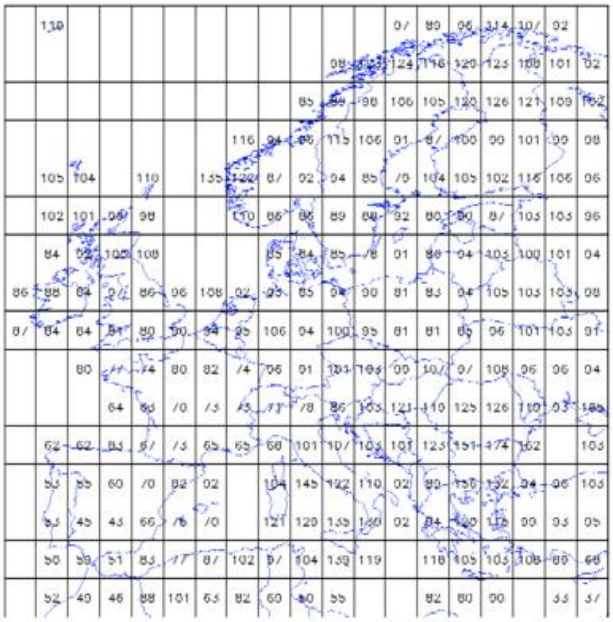


Abb. 1c Jährlicher Niederschlag Dez. 2004 bis Nov. 2005 in Prozent der Mittelwerte 1961-1990.

In den jahreszeitlichen Verteilungen der Anomalien fallen besonders die extreme Trockenheit im Winter 2004/05 über Portugal und Nordwest Spanien und im Sommer 2005 die hohen Niederschläge über dem Donaugebiet in Österreich, Ungarn, Kroatien, Serbien, Rumänien und Bulgarien auf. Sehr feucht war auch der Winter im Südwesten Norwegens. Der Herbst war weit verbreitet zu trocken.

Die einheitliche Verwendung der Maßeinheit Millimeter pro Monat dient der Vergleichbarkeit der jährlichen, jahreszeitlichen (Abb.2) und der monatlichen (Abb.3) Niederschlagskarten. Für die Anomalien gilt der Bezugszeitraum 1961 bis 1990.

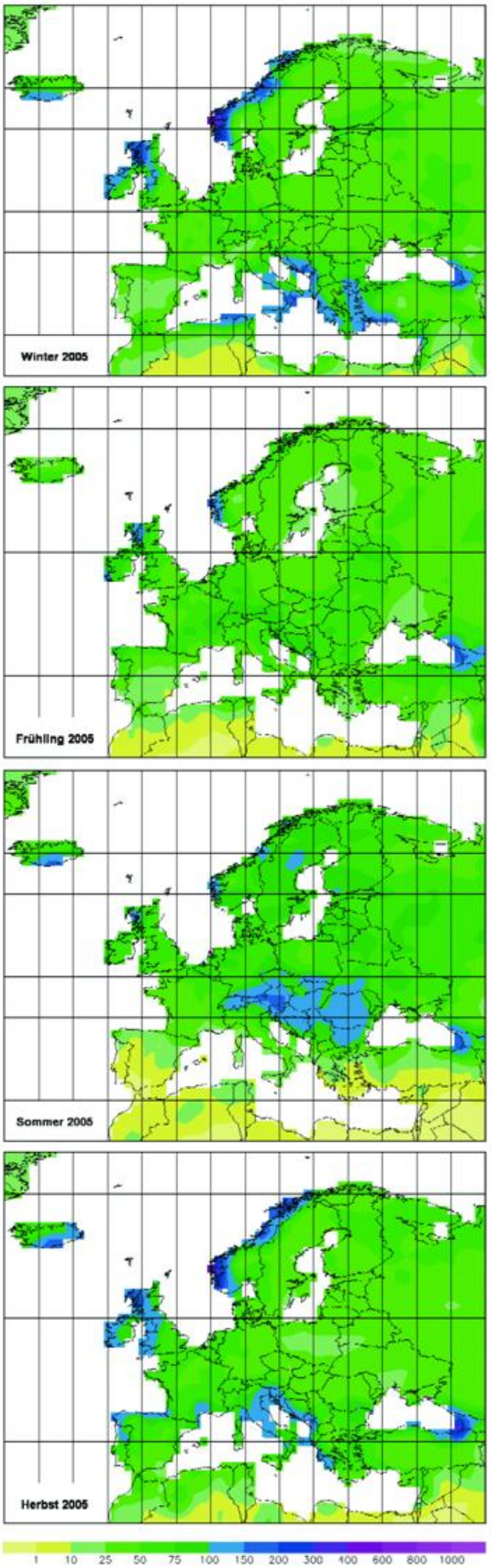


Abb. 2a Niederschlagshöhe für die Jahreszeiten in mm/Monat

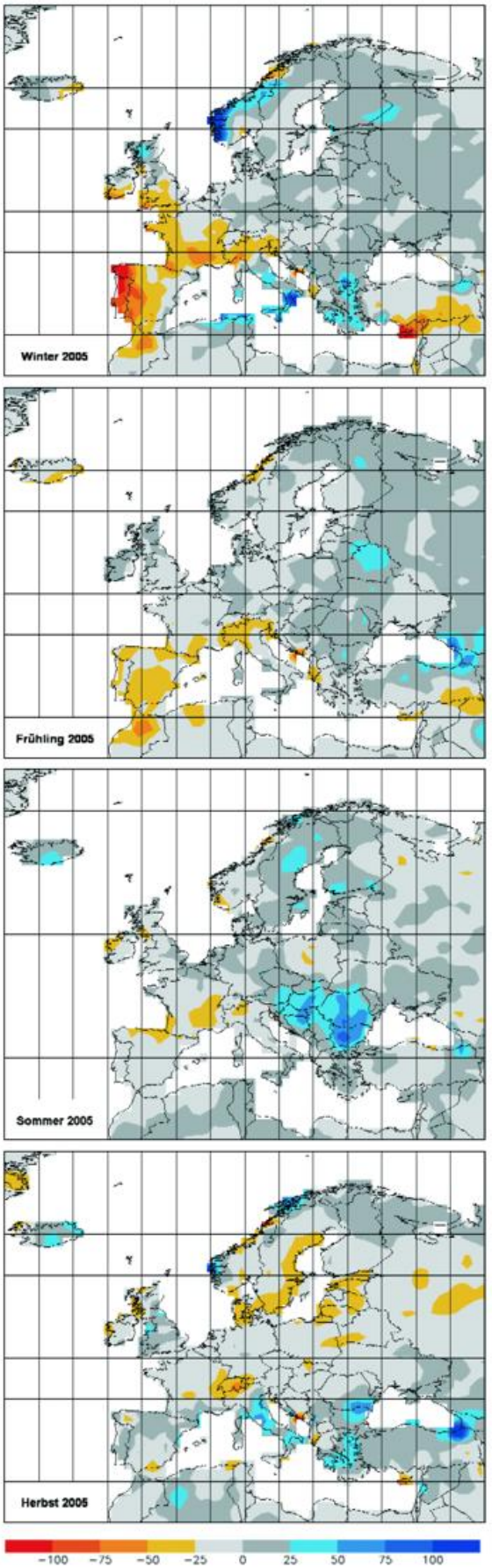


Abb. 2b Niederschlagsanomalie für die Jahreszeiten in mm/Monat

Zur Verteilung der monatlichen Niederschläge und extremen Niederschlagsereignisse in Europa im Klimajahr Dezember 2004 bis November 2005:

Die meisten der zu Hochwasser und erheblichen lokalen oder regionalen Schäden führenden Niederschlagsereignisse sind, obwohl im einzelnen von kürzerer Dauer, auch in den Karten der monatlichen Niederschlagsanomalie zu erkennen (Abb. 3). Kurzzeitige Extremniederschläge oder über mehrere Tage anhaltende ergiebige Niederschläge erreichen oft schon das durchschnittliche „Monatssoll", manchmal liegen sie sogar höher als dieses.

Für Deutschland ist das Augusthochwasser (22.-23. 08. 2005) im bayerischen Alpenbereich herauszuheben. Das Hochwasser, dem bereits verheerende Überschwemmungen in der Schweiz (Bern und Luzern) vorangingen, verursachte allein in Deutschland Schäden in Höhe von 172 Millionen Euro. Zu diesem Ereignis ist neben einer meteorologischen Gesamtbewertung (Rudolf et al. 2005) auch ein klimatologischer Beitrag im vorliegenden Klimastatusbericht zu finden (Grieser et al. 2006).

Über den Sommer verteilt verursachten auch andere Starkniederschläge in verschiedenen Regionen Deutschlands mehr oder weniger lokale Überschwemmungen, z. B. Ende Juli im Rheinland, in Hessen und darüber hinaus; in der ersten Julihälfte war besonders das Alpenvorland betroffen.

Schwere Hochwasserereignisse sind aber auch in anderen Regionen Europas aufgetreten. An erster Stelle ist hier die Donau zu nennen. Bulgarien und Rumänien wurden im Laufe des Jahres acht mal von großflächigen Überflutungen heimgesucht, und zwar in jedem einzelnen Monaten von Februar bis September. Kaum war das Wasser abgeflossen, kam eine neue Welle. In Rumänien hielt das Hochwasser mit nur einer kurzen Unterbrechung zehn Wochen lang an (von Mitte März bis Anfang Juni). Bis zum Juni lieferte die Schneeschmelze einen entscheidenden Beitrag. Die nachfolgenden Überschwemmungen wurden von Starkniederschlägen verursacht, sie waren daher zeitlich jeweils auf wenige Wochen begrenzt.

Weitere nennenswerte Ereignisse in Europa sind:

In Italien trat an den Weihnachtstagen 2004 der Sarno in der Region Salerno über die Ufer. Griechenland und besonders die Türkei waren im Februar von sehr schweren Überschwemmungen betroffen. In Finnland sind im Mai Schäden in Millionenhöhe entstanden. Im August traten schwere Sturzfluten in der Türkei auf, und zu Anfang des Septembers in Südfrankreich, wo Tausende Häuser überschwemmt wurden. Im Oktober beendeten schreckliche Regenfälle von bis zu 300 mm in 24 Stunden die lange Dürreperiode (hierzu mehr im Anschluss an die Karten in Abb. 3). Ungewöhnlich hohe Starkniederschläge traten auch in Schottland und in Italien auf. In Apulien wurden 161 mm in drei Stunden gemessen. Auch der November brachte noch einmal Starkniederschläge mit Sturzfluten in Südfrankreich, Wales und Albanien.

*) Quellen: Münchner Rück; Roger Brugge, UK, http://www.met.rdg.ac.uk/~brugge/world.html;
Dartmouth Flood Observatory, New Hampshire, USA, http://www.dartmouth.edu/artsci/geog/floods;
sowie Meldungen der Tagespresse (AIP; AP; Czech News; dpa; FAZ; NZZ; IFRC; LL; R; SZ; Die Welt)

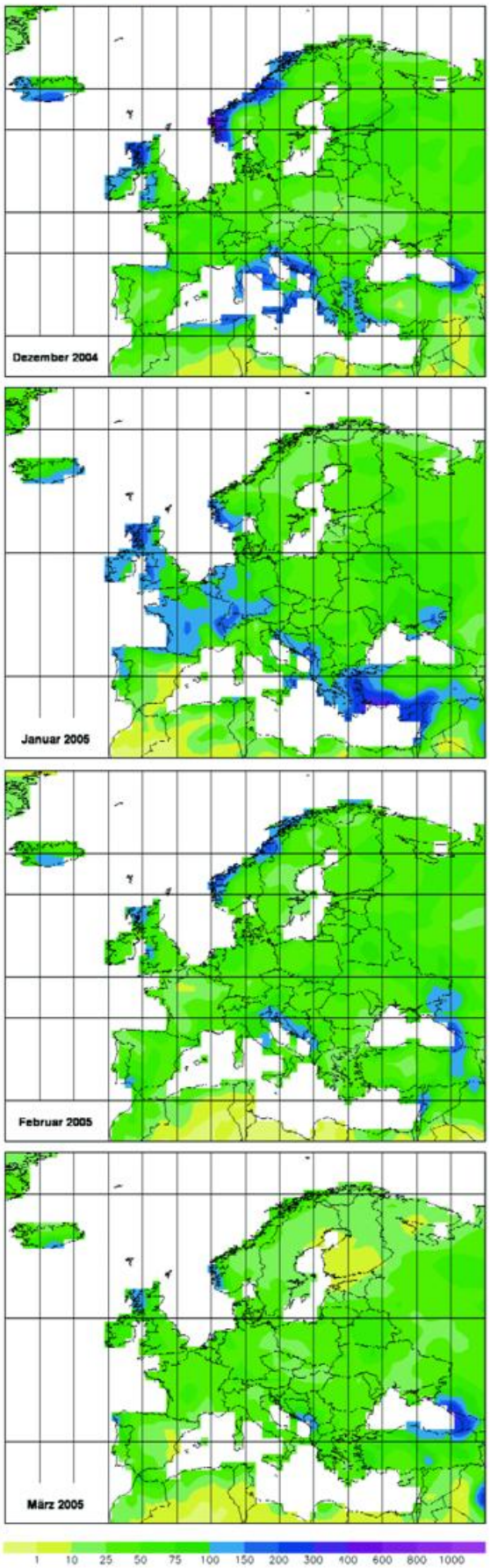


Abb. 3a Monatliche Niederschlagshöhe in mm

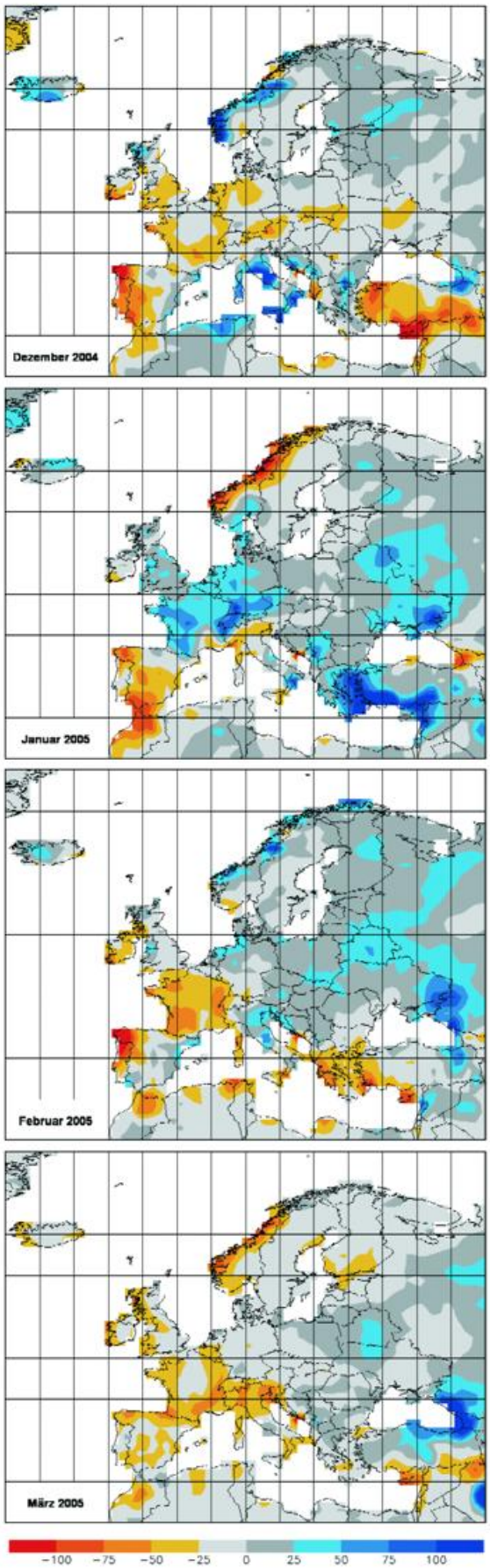


Abb. 3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961-1990)

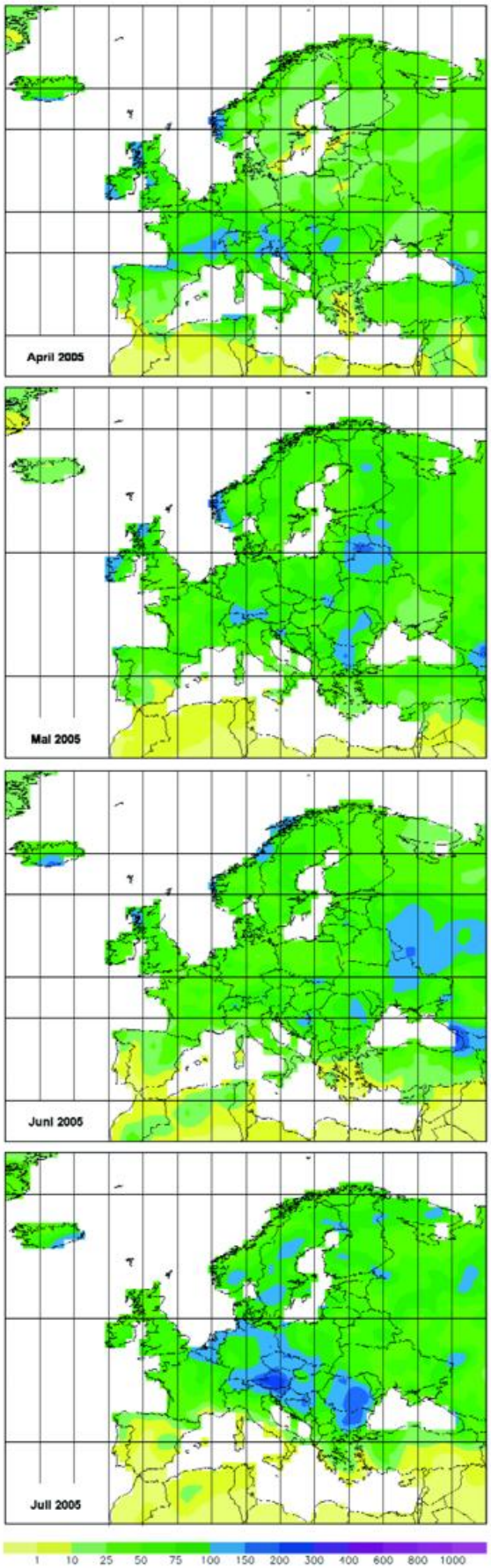


Abb. 3a Monatliche Niederschlagshöhe in mm

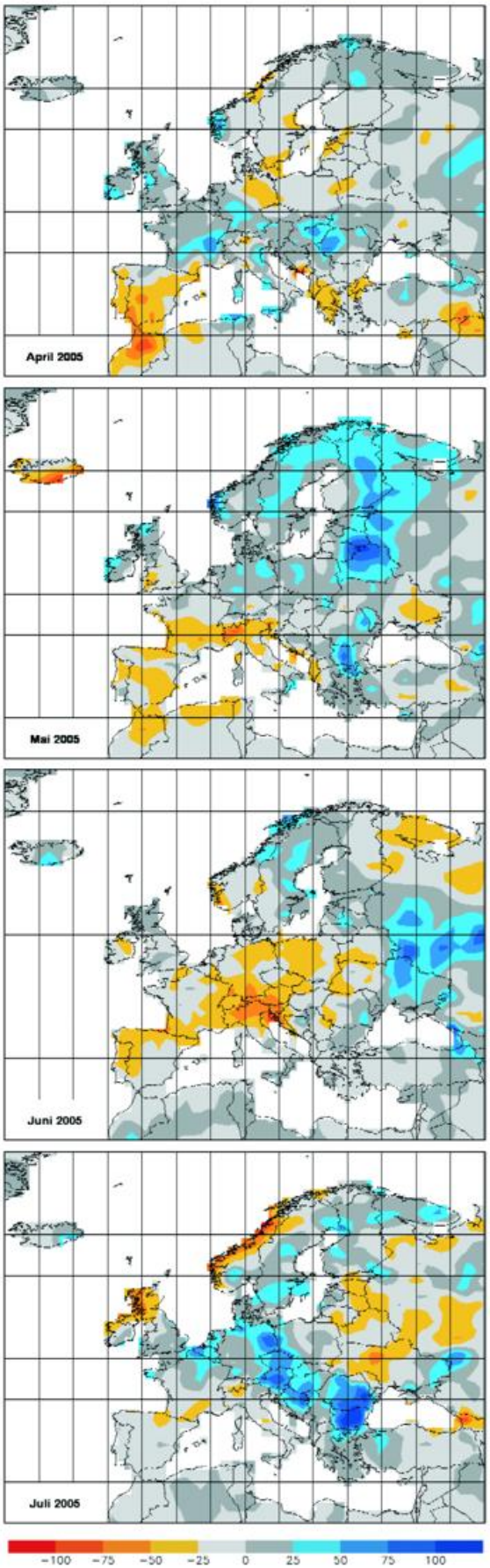


Abb. 3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961-1990)

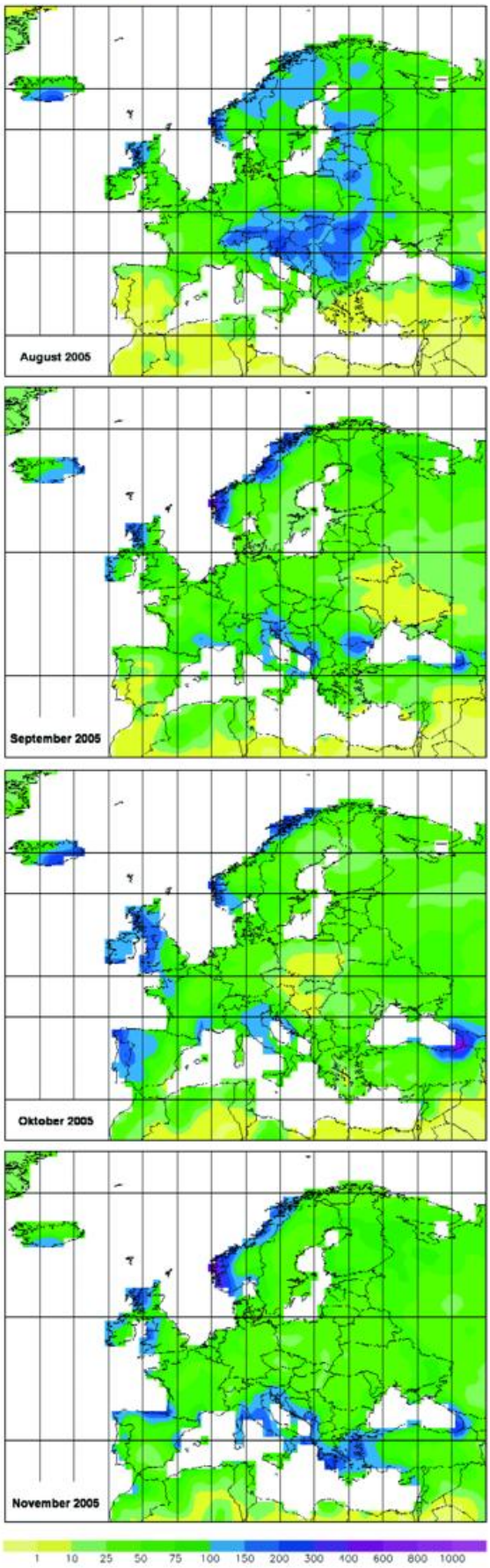


Abb. 3a Monatliche Niederschlagshöhe in mm

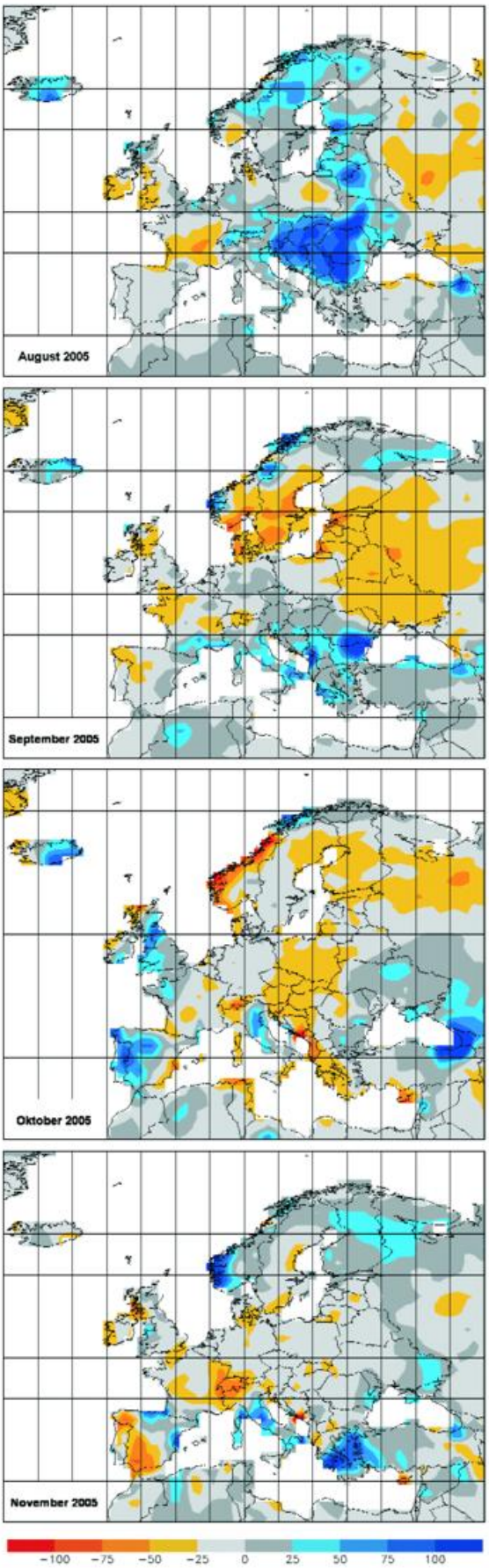


Abb. 3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961-1990)

Der Bedeutung der außerordentlichen Überschwemmungen im Balkanbereich kommt die der bereits oben erwähnten lang anhaltenden Dürreperiode im südwestlichen Europa mindestens gleich. Die orange bis rot gefärbten Gebiete kennzeichnen in den Anomaliekarten das Niederschlagsdefizit im Jahr 2005 gegenüber dem mittleren monatlichen Niederschlag. Über der Iberischen Halbinsel herrschte ein Niederschlagsdefizit während aller Monate des letzten Jahres mit der einzigen Ausnahme Oktober. Besonders groß war das Defizit in den üblicherweise dort niederschlagsreichen Wintermonaten (Dezember 2004, Januar und Februar 2005). Ebenso trocken waren auch schon der November 2004 und noch der Dezember 2005. Die Abb. 4 zeigt die zeitliche Akkumulation des Niederschlags vom November 2004 bis zum November 2005 im Vergleich zu den mittleren Niederschlägen für ein Portugal abdeckendes Rechteck. Basis der Auswertung sind die der Abb. 3 zugrundeliegenden Rasterdaten des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie. Die blaue Fläche gibt im Laufe der Zeit anwachsende die Niederschlagssumme für 2004/2005 an, die gelbe Fläche kennzeichnet das Defizit gegenüber den Mittelwerten 1961-1990.

Die Dürre über Spanien und Portugal war die extremste seit 120 Jahren. Waldbrände, Ernteausfälle und Trinkwassermangel gehörten zu den Folgen. Dazu kamen Erosionsschäden nach kurzzeitigen Starkniederschlägen. Der Gesamtschaden wird auf mehr als 3 Milliarden Euro geschätzt.

Obwohl sich dieser Beitrag mit den Niederschlagsbedingungen in Europa befasst, sollen in diesem Jahr auch einige außerordentliche globale Anomalien genannt werden: In Brasilen akkumulierten sich Niederschlagsdefizite von April bis zum November. Die Dürre von August bis Oktober war die schwerste seit 60 Jahren. In Brasilien wird 75% der elektrischen Energie durch Wasserkraft gewonnen. Die Monsunniederschläge setzten in Indien deutlich früher als gewöhnlich ein und überschritten auch großräumig Durchschnittswerte; schwere Überschwemmungen traten von Indien bis China auf.

In den globalen Niederschlagsanalysen des WZN sind auch die Zugbahnen der Hurrikane zu erkennen, die im Jahr 2005 in relativ großer Anzahl auch weit auf das Festland einwirkten. Mehr zum Thema Hurrikan ist im Beitrag von Jansen und Lefebvre in dem vorliegenden Klimastatusbericht zu lesen.

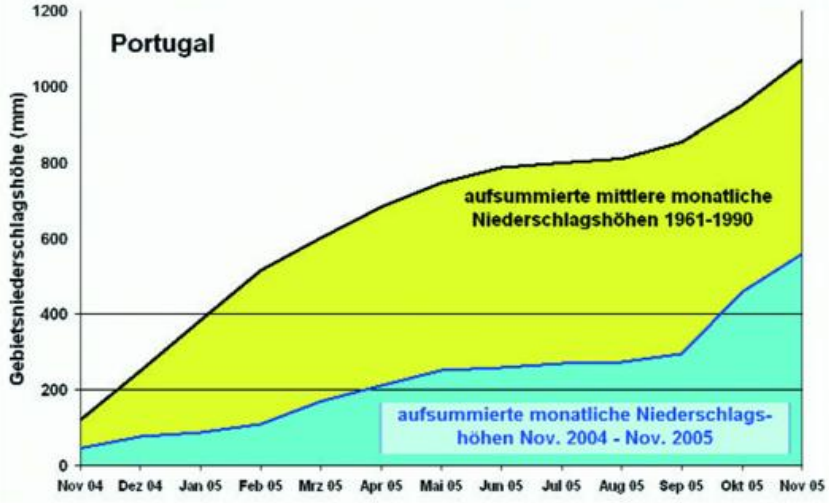


Abb. 4 Akkumulierte monatliche Niederschläge über Portugal von Nov. 2004 bis Nov. 2005 im Vergleich zu den akkumulierten Mittelwerten 1961-1990.

Allgemeine Hinweise zur Datenbasis der Niederschlagskarten und zur Berechnung der Anomalien:

Die Niederschlagskarten dieses Beitrags beruhen auf Rasterdaten, die regelmäßig monatlich auf der Basis gemessener Niederschlagsdaten im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) berechnet werden (Rudolf et al., 1992, Rudolf und Schneider, 2005). Für das monatliche „GPCC Monitoring Product" werden die in SYNOP- und CLIMAT-Meldungen über das globale Fernmeldesystem GTS empfangenen Daten nach einer gründlichen Qualitätskontrolle durch das WZN analysiert. Diese Datenbasis umfasst weltweit rund 7.000 Stationen. Abb. 5 zeigt die Verteilung der im Ausschnitt Europa liegenden Stationen. Die Anomalien wurden auf der Basis der Rasterdaten gebildet, die jeweils getrennt für die monatlichen Niederschlagsdaten des betrachteten Einzeljahres sowie für die Mittelwerte der Normalperiode 1961-1990 durch Interpolation berechnet wurden. Die Rastergröße der Analysen beträgt 1° mal 1° geographische Breite und Länge, die resultierenden Rasterwerte wurden zur Darstellung in den Karten (Abb. 1 bis 3) geglättet.

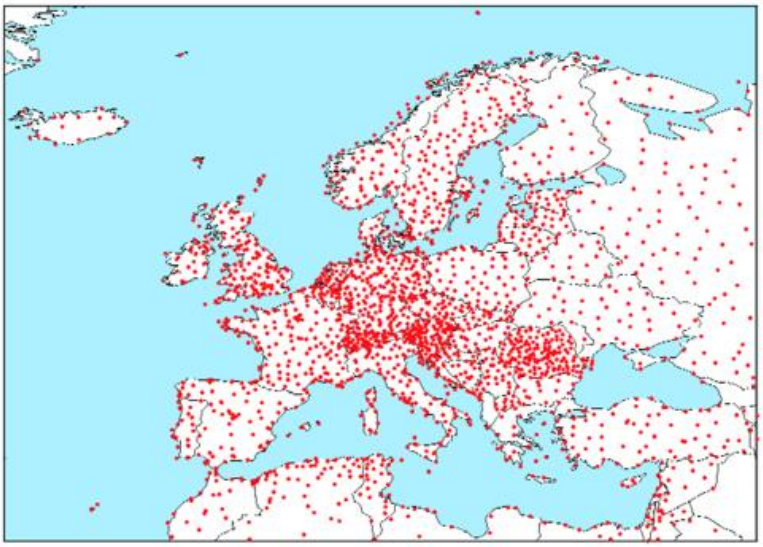


Abb. 5 Verteilung der in den Analysen verwendeten Stationen

Literatur

Grieser, J., C. Beck and B. Rudolf, 2006: The Summer Flooding 2005 in Southern Bavaria – A Climatological Review. Klimastatusbericht 2005, Deutscher Wetterdienst, Offenbach 2006.

Jansen, J., und C. Lefebvre, 2006: Das Hurrikanaufkommen im Nordatlantik. Klimastatusbericht 2005, Deutscher Wetterdienst, Offenbach 2006.

Rudolf, B., H. Frank, J. Grieser, G. Müller-Westermeier, J. Rapp, W. Trampf, 2005: Hydrometeorologische Aspekte des Hochwassers in Südbayern im August 2005 – Niederschlagsvorhersage, Warnung und klimatologische Bewertung des DWD, Internet publication http://gpcc.dwd.de, 1-14.

Rudolf, B., H. Hauschild, M. Reiß und U. Schneider (1992): Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie - Contributions to the Global Precipitation Climatology Centre. Meteorologische Zeitschrift N. F. 1 Nr. 1, 7-84.

Rudolf, B., U. Schneider, 2005: Calculation of Gridded Precipitation Data for the Global Land-Surface using in-situ Gauge Observations, Proceedings of the 2nd Workshop of the International Precipitation Working Group IPWG, Monterey October 2004, EUMETSAT, ISBN 92-9110-070-6, ISSN 1727-432X, 231-247.

Variability and Triggering Factors of Observed Global Mean Land-Surface Precipitation since 1951

J. Grieser , C. Beck

Introduction

Precipitation is a major branch of the global water cycle. All water evaporated from the earth's surface is to fall down on earth sooner or later. Evaporation itself is directly linked to the global energy cycle. Thus, global mean precipitation is a measure for the intensity of the global water and energy cycle.

The intensity of evaporation depends on the surface air temperature (SAT), which itself is driven by global natural and anthropogenic forcing and internal climate variability. It is well known that external forcing like fluctuations in solar constant, explosive volcanism and anthropogenic greenhouse gas heating drive SAT (IPCC, 2001a). Furthermore, internal climate variations like the El Nino-Southern Oscillation phenomenon ENSO can clearly be seen in SAT. Thus, a considerable fraction of SAT variability can be explained by these external forcing and internal climatic variations. Evidence for these links is provided by statistical investigations (e.g. Schönwiese et al., 1997), conceptual models (e.g. energy balance models, EBM, e.g. Grieser et al., 2001) as well as detailed atmosphere-ocean general circulation models (AOGCM, e.g. Cubasch and Meehl, 2001). As a major result of these investigations an anthropogenic global warming attributable to enhanced greenhouse gas emissions became visible which may continue in the future. However there remains a great deal of discussion between climatologists, politicians, and stakeholders of many communities on the amplitude of the threat following to global warming (IPCC, 2001b).

One major topic in this discussion is the high vulnerability of human life and property to changes in the hydrological cycle. Enhanced evaporation in semiarid and arid regions can crucially affect water resources and may lead to potable water shortage and crop lost. Heavy precipitation on the other hand may lead to an enhanced number of floods with direct damage to human life and properties.

From a conceptual point of view it is assumed that global warming leads to higher evaporation rates and increases the water-holding capacity of the atmosphere. Therefore the atmospheric moisture content should increase followed by enhanced precipitation (Trenberth, 1998).

It is the aim of this work to investigate the variability of observed global mean land-surface precipitation (hereafter PGL) of the period 1951 to 2000. In a first step the mean annual cycle is separated from the overall variability. In a second step it is tested whether or not a significant long-term trend exists that may be attributed to an enhanced global water cycle and thus to global climate change. In a third step it is discussed whether natural or anthropogenic external forcing or internal climate variability influencing the global mean surface air temperature may also be related to global mean precipitation. In order to test the conceptual point of view that higher global mean temperatures lead to higher global mean precipitation a direct statistical link between both these variables is investigated.

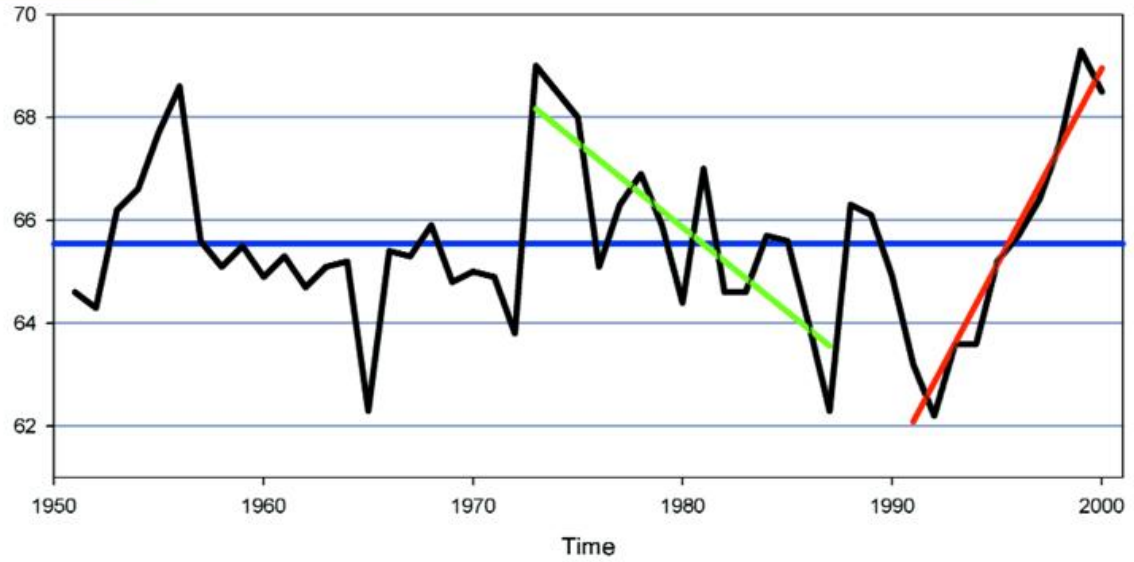


Fig. 1 Time series of annual mean monthly precipitation sums of the global land surface (Greenland and Antarctica omitted). Blue line: linear trend for the whole period 1951 to 2000, green line: linear trend for the period 1973 to 1987, red line: linear trend for the period 1991 to 2000.

Data

On a global scale different gridded data sets of observed precipitation are available. Each of these data sets has its particular advantages and disadvantages. For the question under consideration here a dataset providing constant accuracy over time should be preferred. For the period 1951 to 2000 the recently published VASClimO v1.1 data set of the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC, Beck et al., 2005) is most suitable since it is the only one that consists of gauge observations of long nearly gap free and homogeneous station records. Antarctica and Greenland are left out because of lack of data. From the data set with .5° resolution a global mean time series is generated by averaging over all 65,617 grid-box time series. Each grid box gets a weight according to its grid-box size and land fraction. The time series of annual mean monthly precipitation sums is shown in Fig. 1.

In order to investigate a possible link to other variables the monthly record of sunspot numbers (SSN; NGDC, 2005) is used as a proxy for variations in incoming solar radiation and the Southern Oscillation Index (SOI; CAS, 2005) as a characterisation of the El Nino-Southern Oscillation phenomenon. Also observed global mean temperature SAT (Jones and Moberg, 2003) is taken into account. Finally a link to explosive volcanism is analysed on the basis of the 5 most pronounced eruptions within the period 1951 to 2000 (s. Tab. 1, Grieser and Schönwiese, 1998).

Table 1 The five volcano eruptions with a Volcanic Explosivity Index VEI>5 within the period 1951 to 2000. Date classifies month and year of eruption.

Name	Date	Country	Approx.VEI
Agung	3/1963	Lesser Sunday Islands	5.9
Fernandina	6/1968	Galapagos	5.4
Fuego	10/1974	Guatemala	5.3
El Chichon	4/1982	Mexico	5.8
Pinatubo	6/1991	Philippines	6.1

Statistical Features of Global Mean Land-Surface Precipitation

The VASClimO v1.1 precipitation data set for the 600 months of the period 1951 to 2000 reveals a mean monthly precipitation sum of 65.55 mm/month (i.e. litres per month and square meter). The lowest precipitation sum is observed in February 1965 (47.3mm), the highest precipitation sum occurred in August 1988 (91.3mm). Though these extremes differ by nearly a factor of 2, the standard deviation of the time series is only 8.01 mm/month. Thus the coefficient of variation is about 12.2%.

Part of this variability can be explained just by the way precipitation is expressed. Here mm/month is used as usual for the products of the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC). However, the length of a month varies from 28 to 31 days, i.e. by about 10% and this may explain a considerable amount of variability in time series of monthly precipitation sums. Therefore another measure of precipitation may be more adequate: the precipitation rate in mm/day. Monthly precipitation sums can easily be expressed as monthly averages of daily precipitation rates by division by the number of days of the concerning month. As a result the coefficient of variation of monthly means of the precipitation rate is 11.5% compared to 12.2% if monthly sums are used.

The precipitation rate consists of two independent parts: the mean annual cycle and the deviations from the mean annual cycle. The mean annual cycle is characterized by values below 2.1mm/day for all months except June to September. The minimum elongation of 1.92mm/day occurs in November whereas the maximum elongation with 2.59mm/day takes place in July. Both, July and August, the months with the highest precipitation rates, have 31 days. On the other hand February, the shortest month, has a low precipitation rate. If the lengths of the months are not taken into consideration the annual cycle of precipitation appears magnified. Fig. 2 shows the mean annual cycle of monthly precipitation sums and the rescaled annual precipitation rate for comparison.

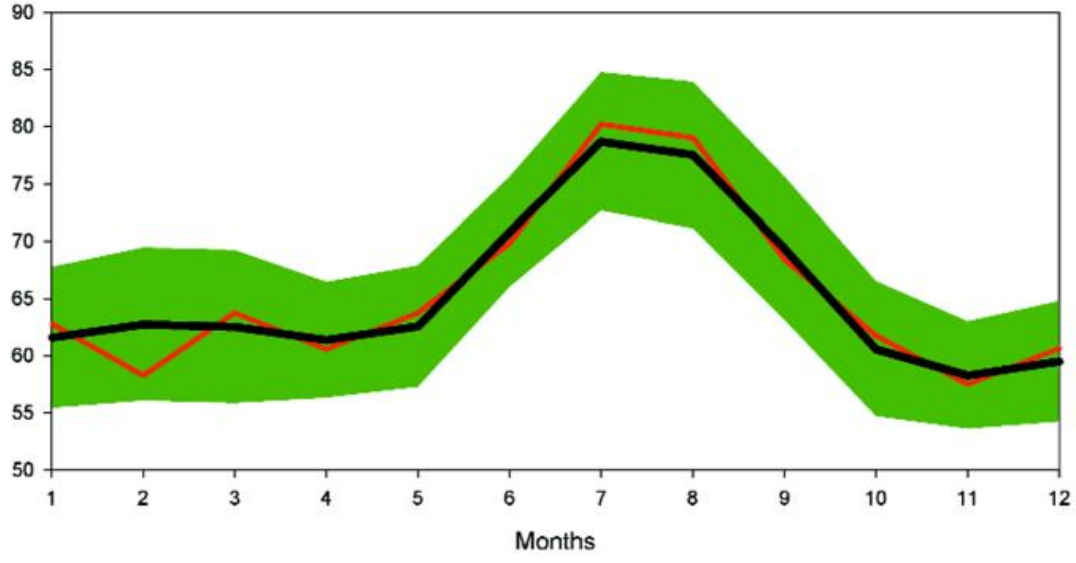


Fig. 2 Mean annual cycle of global mean land-surface precipitation with (black line) and without (red line) consideration of different length of month. The green area is an estimate of the 90% range of variability of deviations from the mean annual cycle.

The pronounced mean annual cycle in land-surface precipitation explains nearly 78% of the time-series variance, whereas deviations from the mean annual cycle explain only 22% of variance (see Fig. 2). To put it in other words: the standard deviation of the mean annual cycle (.219mm/day) is about twice as large as the standard deviation of the fluctuations (.117mm/day). The latter is about 5.4% of the long term mean of 2.153mm/day.

These fluctuations may contain signals of external forcing or internal climate variability. They may be linked to fluctuations of the surface air temperature.

Trends and long-term variability

As a first step it is tested whether part of the variance of precipitation can be attributed to long term trend and thus to climate change. In order to investigate long term changes it is sufficient to deal with annual mean monthly precipitation sums as provided in Fig. 1. The linear trend of the whole period from 1951 to 2000 is of the order of .0038mm/month/year. The explained fraction of variance is about 10^{-7} and thus it can be concluded that no 50-year trend exists in the record. However, decadal variability may be rather pronounced. Two examples are provided in Fig. 1: The linear trend for the decade 1991-2000 is .76mm/month/year. The explained fraction of variance is 92.6% and thus highly significant. Also highly significant is a negative trend of about 15 years from 1973 to 1987. This time the trend magnitude is about -.33mm/month/year which explains 65.7% of the variance.

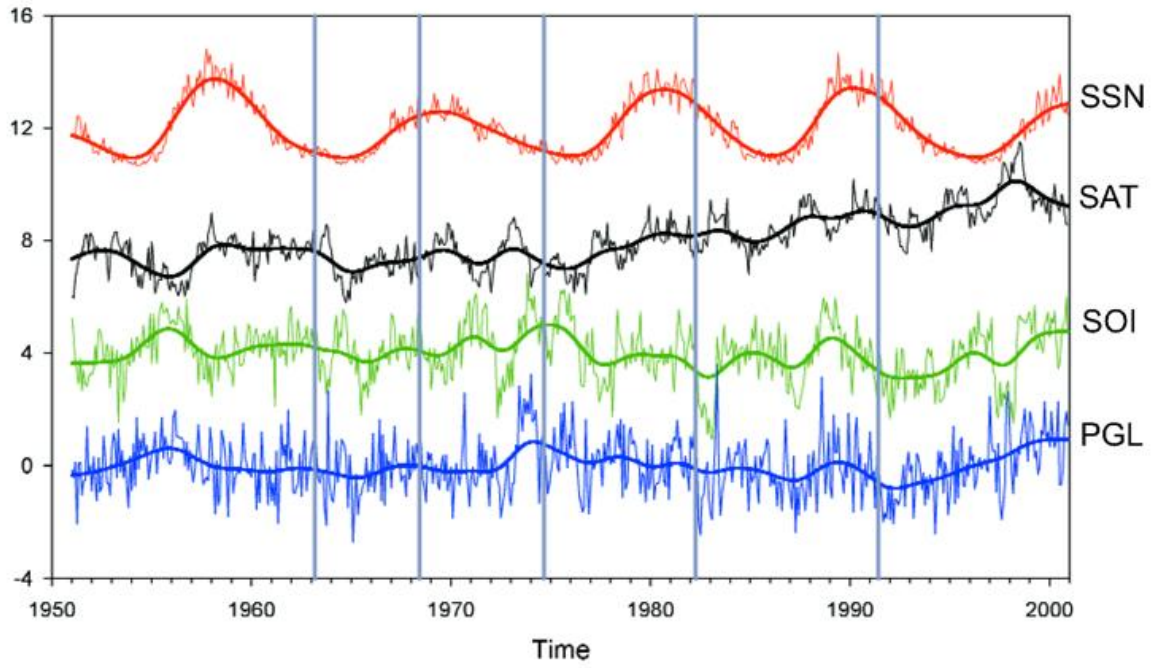


Fig. 3 Standardized monthly time series (thin lines) and low-pass filtered time series (Gaussian, 4 years, heavy lines) of monthly mean global land-surface precipitation rate (blue), standardized southern oscillation index SOI (green), standardized global mean surface air temperature SAT (black) and standardized sunspot numbers SSN (red) from 1951 to 2000. Time series are shifted for better visibility. Gray vertical lines mark times of major volcanic eruptions.

Aside the question whether PGL is increasing the question arises whether its variability changes. In order to investigate this question, the 50 year period is subdivided into two 25-year periods. The standard deviation of the second period (1976-2000) is 1.75mm/month. It is not significantly higher than the standard deviation of the first sub-period (i.e. 1.59mm/month).

Therefore it can be concluded that no significant long-term change in global land-surface precipitation and its variability is found. No indication of an enhanced global water cycle can be determined from this data set.

Links to other climate variables and external forcing

Figure 1 clearly reveals that PGL variability happens to occur mainly on time scales up to decades. The question arises whether the variability is in line with internal climate variability, i.e. the El Nino Southern Oscillation phenomenon (ENSO) and variations of natural external forcing like solar radiation expressed as variations in sunspot numbers (SSN) or strong volcanic eruptions, characterized by high values of the volcanic explosivity index (VEI). Furthermore, the hypothesis is tested whether a direct link between SAT variations and variations in PGL exists.

As discussed above, a fraction of the variability of climatological time series may be due to mean annual cycles. Furthermore also the variances themselves may feature an annual cycle. In order to ensure independency of the annual cycles in both, mean and standard deviation, all time series are standardized with respect to each calendar month. Therefore the resulting time series as depicted in Fig. 3 are free of an annual cycle in both mean and variance.

All the time series of Fig. 3 consist of 600 monthly values. In order to investigate possible relations between PGL variations on the one hand and SOI, SSN and SAT on the other hand, Pearson correlation coefficients r are calculated. The square of this coefficient is the fraction of variance r^2 that both time series have in common. If white-noise time series of a length of 600 values of uncorrelated variables were analysed, r^2 would be below .45% for 90% of the cases. Thus all cases with $r^2>0.45\%$ are called significant on a 90% level of significance.

The fraction of common variances r^2 for PGL and SOI is 18.38% and thus highly significant. For PGL and SSN it is .05%, and for PGL and SAT it is 0.21%. On the basis of the standard statistical test it has to be concluded that PGL and SSN are uncorrelated and so are PGL and SAT.

However, correlations may be hidden by others. SOI explains a considerable faction of the variance of PGL which can be subtracted from the original time series. The resulting time series of the fraction of precipitation not explained by SOI can again be subject to a correlation analysis. It reveals that a small but significant correlation to SAT with $r^2=0.71\%$ is found. The correlation to SSN, however, becomes even smaller.

VEI – The Volcanic Explosivity Index

VEI is defined by Chris Newhall and Steve Shelf (1982) in order to help volcanologists to scale and to compare the eruptions of different volcanoes. Aside the volume of erupted material also the plume height and frequency of eruption are considered. The scale is open-ended and starts from 0, for non-explosive eruptions. From a climatological point of view only the stratospheric mass loading is of interest since it resides long enough to alter the atmospheres radiation budget for months. Grieser and Schönwiese (1999) therefore introduced a climatologically corrected VEI which is proportional to the logarithm of stratospheric mass loading. This climatologically corrected VEI is used here.

Correlation analysis is not adequate in order to investigate a possible link between explosive volcanism and PGL. This is due to the fact that only 5 major volcanic eruptions occurred during the period of interest. Each of these eruptions provokes a stratospheric aerosol cloud which has an impact to the Earth's energy budget during the months following the eruption (Grieser and Schönwiese, 1998; Bissolli, 2001). In order to deal with the hypothesis that those volcanic eruptions affect global mean precipitation, fourfold tables are used which allow for a contingency test.

All months are grouped into two groups, the months following an eruption and the others. All precipitation sums are also grouped; one group consisting of precipitation sums higher than average, one with the precipitation sums lower or equal average. Based on this grouping a parameter-free consistency test can be performed which results in the significance of the statement "precipitation is likely to be reduced after a volcanic eruption".

Up to now nothing is said on the exact meaning of "after a volcanic eruption". It is a period characterized by a start month and an end month. Both are not given a priori. Instead, start and end month are varied. The end month is varied in the interval from start month +0 to start month +18 months, allowing interval lengths of 1 to 19 months. The start months is varied from -12 months to +12 months with respect to the month of eruption. Of course, for start times before the month of eruption and short interval lengths no signal should be observable. All together the test is performed 475 times; 25 start months (-12 to 12) times 19 end months (start month +0 to start month +18).

Highly significant statistical links are found if the start month is set not later than 3 months after the month of eruption and for period lengths of 2 to 16 months (Fig. 4). Therefore it can be concluded that explosive volcanism has a significant impact on global land surface precipitation. On top of that the period for which strong volcanic eruptions significantly decrease PGL is approximated to be up to 16 months.

Summary and Conclusions

A recently published gridded dataset of observed global monthly land-surface precipitation on .5° grid for the period 1951 to 2000 is used in order to investigate the variability of global mean land-surface precipitation. It is found that a pronounced mean

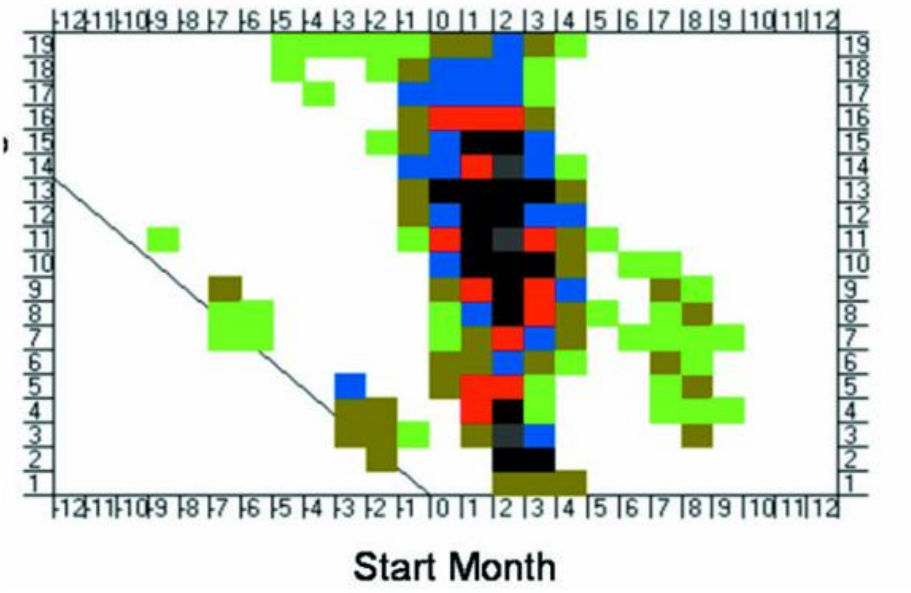


Fig. 4 Significance of reduced global mean land-surface precipitation (PGL) after strong volcanic eruptions based on 475 contingency tables. Abscissa indicates the start month with respect to the volcanic eruption. Ordinate indicates the period length. Colors indicate significance: white <90%, green < 95%, brown < 97.5%, blue < 99%, red < 99.5%, black < 99.9%, gray >=99.9%. The area in the lower left corner of the plot should not reveal significant results by definition.

annual cycle with high precipitation rates from July to September explains nearly 80% of the total variability. These months coincide with the season where the intertropical convergence zone (ITCZ) is north of the equator. Land fraction is higher there than south of the equator. This may explain at least part of the annual cycle. For further investigations the annual cycle is removed.

No trend-like behaviour is found within the 50-year period and thus no indication of an enhanced global water cycle. However, one has to keep in mind that global mean land-surface precipitation is investigated which only accounts for about 25% of the total global precipitation. The other 75% of precipitation occur over the world oceans.

Though no linear trend is found in the global mean land-surface precipitation, there are significant local and regional trends within the data set used (see Beck et al., 2005). Beck et al. (2006) found an increase in the area covered by dry climates. Taking this into account the precipitation in non-dry climates has to have increased in order to compensate for respective area reductions.

Global mean land surface precipitation is statistically linked to the El Nino-Southern Oscillation phenomenon which explains about 18% of the precipitation variability. No statistical link to the variation of sunspot numbers is found. Strong volcanic eruptions, however, significantly decrease global mean land-surface precipitation for up to 16 months after eruption.

A statistical link to global mean surface air temperature is hardly visible. Thus, the data do not support the concept that on a global scale higher mean temperatures lead to noticeable higher evaporation and, in consequence, higher precipitation. This may be due to the fact that on one hand highest temperature variability happens to occur

outside the tropics. Therefore, global mean temperature variations mainly reflect extra-tropical temperature variability. On the other hand high precipitation variability happens to occur due to local convection cells mainly within the tropics. Thus it may be possible that global mean land-surface precipitation mainly probes a different part of the globe than global mean surface air temperature. However, this does not mean that there is no link between these climate variables. It may be hidden by other more pronounced mechanisms, leaving it open to future research to investigate what drives global mean land-surface precipitation.

Acknowledgements

The authors wish to thank Dr. Silke Trömel for fruitful discussions and Prof. C.-D. Schönwiese for a critical review of the manuscript. The work has been funded by the German Climate Research Programme of the Federal Ministry of Education and Research.

References

Beck, C., Grieser, J. and B. Rudolf, 2005: A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000. DWD, Klimastatusbericht 2004, 181-190.

Beck, C., Grieser, J., Kottek, M, Rubel, F, and B. Rudolf, 2005: Characterizing Global Climate Change by means of Köppen Climate Classification. DWD, Klimastatusbericht 2005, 139-149..

Bissolli, P., 2001: Vulkanismus und Klima. DWD, Klimastatusbericht 2000, 166-173.

CAS, 2005: Climate Analysis Section of National Center of Atmospheric Research (NCAR), Boulder, USA. http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/soi.html.

Cubasch, U. and G. A. Meehl, 2001: Projections of future Climate Change. In IPCC, 2001a, 525-582.

Grieser, J. and C.-D. Schönwiese, 1998: Parameterization of spatio-temporal patterns of volcanic aerosol induced stratospheric optical depth and its climate radiative forcing. Atmósfera 12, 111-133.

Grieser, J. and C.-D. Schönwiese, 2001: Process, Forcing, and Signal Analysis of Global Mean Temperature Variations by Means of a Three-Box Energy Balance Model. Climatic Change 48, 617-646.

IPCC, 2001a: Climate Change 2001, The Scientific Basis. Eds. J.T. Houghton et al., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K., 881pp.

IPCC, 2001b: Climate Change 2001, Impacts, Adaptation and Vulnerability. Eds. James J. McCarthy et al., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K., 1032pp.

Jones, P.D. and A. Moberg, 2003: Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. J. Climate 16, 206-223.

Newhall, C.G. and S Self, 1982: The Volcanic Explosivity Index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. JGR, 87 C2, 1231-1238.

NGDC, 2005: NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, USA. http://www.ngdc.noaa.gov/stp/SOLAR/ftpsunspot-number.html.

Schönwiese, C.-D., M. Denhard, J. Grieser and A. Walter, 1997: Assessments of the Global Anthropogenic Greenhouse and Sulfate Signal Using Different Types of Simplified Climate Models. Theor. and Appl. Clim., 57,119-124.

Trenberth, K.E., 1998: Atmospheric Moisture Residence Times and Cycling: Implications for Rainfall Rates and Climate Change. Climatic Change, 39, 667-694.

Characterizing Global Climate Change by means of Köppen Climate Classification

C. Beck, J. Grieser, M. Kottek, F. Rubel, B. Rudolf

INTRODUCTION

Global climate classifications were originally constructed in order to designate the manifold existing local climates to an adequate number of climate types and to determine the spatial distribution of these types on the basis of climatic data for a reference period. Thus, climate classifications are introduced in order to reflect the mean spatial climate characteristics.

However, the underlying climate variables are subject to temporal variations and so are the results of climate classifications. Therefore climate classifications may not only be used to determine the mean state of the climate. They can also be utilized to analyse global and regional scale climate variations by applying them to varying time periods. Spatio-temporal variations of climate types resulting from effective climate classifications do not only reflect modifications of climatic parameters. By definition they are closely linked to different environmental conditions (e.g. vegetation) and therefore they may moreover be used for investigating the potential impact of past, present and projected future climate change on environmental systems.

Varying aspects of global and regional climate change have been investigated on the basis of the well-known climate classification according to Köppen (e.g. Köppen 1936, Geiger 1961) by several authors. Fraedrich et al. (2001) analysed the shifts of modified Köppen climate types on a global and continental scale during the 20th century, Grieser et al. (2006) compared the results of a Köppen classification applied to gridded data from the periods 1951 – 1975 and 1976 - 2000. Focusing on a more regional perspective Suckling and Mitchell (2000) investigated variations of the boundary between the Köppen C and D climates in the Central United States and Wang and Overland (2004) analysed arctic climate change during the 20th century on the basis of a modified Köppen classification. Triantafyllou and Tsonis (1994) assessed the sensitivity of the Köppen classes to long-term climate change on the basis of long station time series. By applying the Köppen classification to the output of general circulation models (hereafter GCM) Guetter and Kutzbach (1990) estimated the main characteristics of glacial and interglacial climates, Kalvova et al. (2003) compared the results of Köppen classifications applied to several 20th century observational data sets and varying GCM outputs and Lohmann et al. (1993) used the Köppen classification to validate GCM control runs and as well to analyse scenario runs concerning spatio-temporal variations of climate types.

In this contribution the spatio-temporal climate variations during the second half of the 20th century are investigated on global and continental scale by applying the Köppen climate classification to monthly precipitation and temperature data available from two most recently constructed globally gridded data sets (Mitchell and Jones 2005, Beck et al. 2005).

DATA AND METHODS

Monthly temperature and precipitation data for the period 1951 - 2000

Monthly mean temperatures and monthly precipitation sums have been taken from the CRU TS 2.1 data set (Mitchell and Jones, 2005) provided by the Climatic Research Unit (CRU, University of East Anglia, Norwich, GB) and the VASClimO v1.1 data set (Beck et al. 2005) available from the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC, Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Germany) respectively. Both data sets cover the analysed period from 1951 – 2000 and provide data for the global land areas on a 0.5° by 0.5° lat./lon. grid. Due to insufficient station densities Greenland and Antarctica are not included within the VASClimO precipitation data set (Beck et al. 2005) and therefore these regions are also excluded from the analyses presented here.

The same data base has also been used for applications of the Köppen climate classification on the basis of state of the art data sets most recently performed by Kottek et al. (2006) and Grieser et al. (2006).

The Köppen climate classification

Most global climate classifications are so called effective classifications, which use threshold values (mostly of monthly temperature and precipitation data) based on environmental characteristics (e.g. vegetation) for the definition of boundaries separating different climate types. Probably the most prominent effective classification is the classification scheme according to Köppen (1936) that is based on the characteristics of the mean annual cycle of temperature and precipitation. Threshold values utilizing these climatic parameters have been defined in order to designate climate types that reflect major environmental characteristics (i.e. the 10° C isotherm of the warmest month in the year as indicator for tree growth).

The resulting five major climate types according to Köppen (1936) designated by capital letters are:

- Tropical rain climates (A) – where the mean temperature of the coldest month exceeds +18.0°C.

- Arid climates (B) – are defined as follows on the basis of the average annual precipitation sum R (cm) and the annual mean temperature T (°C):

  $R < 2T + 28$ (where summer rain is dominating)

  $R < 2T + 14$ (where no pronounced annual cycle is observed)

  $R < 2T$ (where winter rain is dominating)

- Temperate rain climates (C) – where the mean temperature of the coldest month is between –3.0°C and +18.0°C.

- Boreal forest and snow climates (D) – are characterized by a mean temperature of the warmest month exceeding 10.0°C and a mean temperature of the coldest month below –3.0°C.

- Cold snow climates (E) – are defined by a mean temperature of the warmest month below 10.0°C.

A further subdivision of these five main types concerning further parameters representing temperature and precipitation conditions leads to subtypes designated by two resp. three letter codes (e.g. Cf – where f indicates humid conditions throughout the year, and Cfa – where a indicates hot summer conditions). In this paper the presentation of results is restricted to the five main Köppen types described above.

A more comprehensive overview on the Köppen classification can be found for example in Kraus (2001).

Analysing spatio-temporal variations of Köppen climates

In order to investigate the spatiotemporal variations of Köppen climate types during the 1951 – 2000 period the classification scheme has been applied to monthly mean values determined for sliding 15-year intervals, as has been proposed by Fraedrich et al. (2001). For each of these 36 intervals (indicated by the respective central year) the areas that are designated to each Köppen climate type have been calculated and continuous time series of the varying relative area (percentage of the global resp. continental land area excluding Greenland and Antarctica) occupied by the certain types have been obtained.

For each 15-year interval its similarity to the classification results obtained on the basis of long term mean values from the whole 50-year period from 1951 – 2000 is estimated in terms of the percentage of the global land area assigned to the same climate type.

The spatial distribution of the differences between classification results obtained for the 50 year period and the one 15-year interval showing greatest deviations were determined and the respective transfer matrix summarizing the respective redistributions between the five main climate types was calculated.

As a change from one climate type to another between two periods may be caused by rather small differences concerning the relevant climatic parameter (e.g. annual precipitation sum) for those gridcells assigned to different climate types in the two periods it is furthermore investigated in how far these differences reflect a statistical significant climate change concerning those parameters that are relevant for the respective redistribution by applying the non-parametric U-test according to Mann-Whitney (e. g. Bahrenberg et al. 1990). Concerning for example a change from climate type A to climate type C it is tested if the temperature of the coldest month shows statistical significant differences (at the 90% or 95% level) between the two periods.

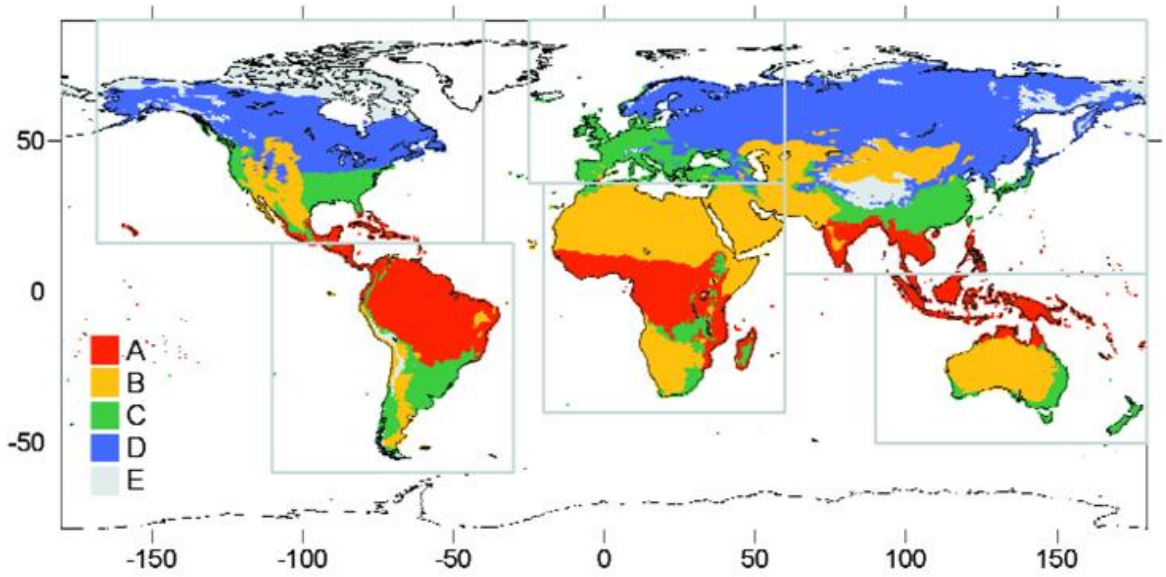


Fig. 1 Spatial distribution of the five main Köppen climate types determined for the period 1951 – 2000. Rectangles indicate the continental sub-regions for which selected results are presented.

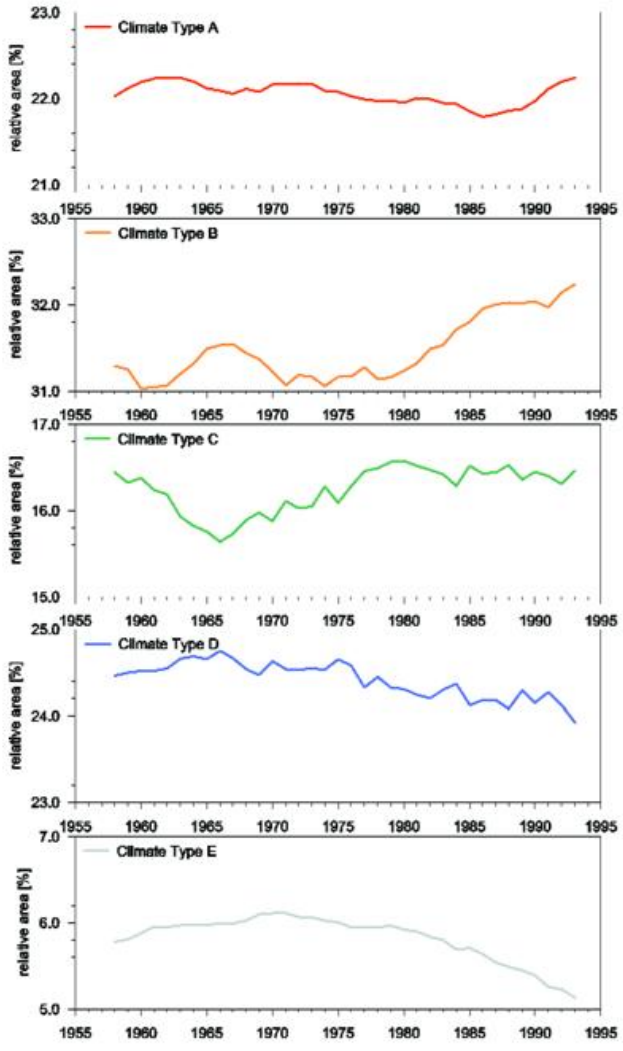


Fig. 2 Time series of the relative area (percentage of the global land area excluding Greenland and Antarctica) occupied by the main Köppen types.

RESULTS

The Köppen classification restricted to the five main types based on monthly mean values for the period 1951 – 2000 is shown in Fig. 1. The temporal variations of the relative area occupied by each of the five main Köppen climates estimated for sliding 15-year intervals during the 1951 – 2000 period are depicted in Fig. 2 for the whole globe and in Fig. 3 for the continental scale regions (marked by grey rectangles in Fig. 1).

Concerning the long-term variations of the global land area occupied by the five main Köppen types (see Fig. 2) the most striking features are a distinct reduction of the areas assigned to the polar E and boreal D climates as well as a concomitant expansion of dry B climates. Tropical A and temperate C climates on the other hand, although showing marked decadal scale variations exhibit no such distinct long term trends.

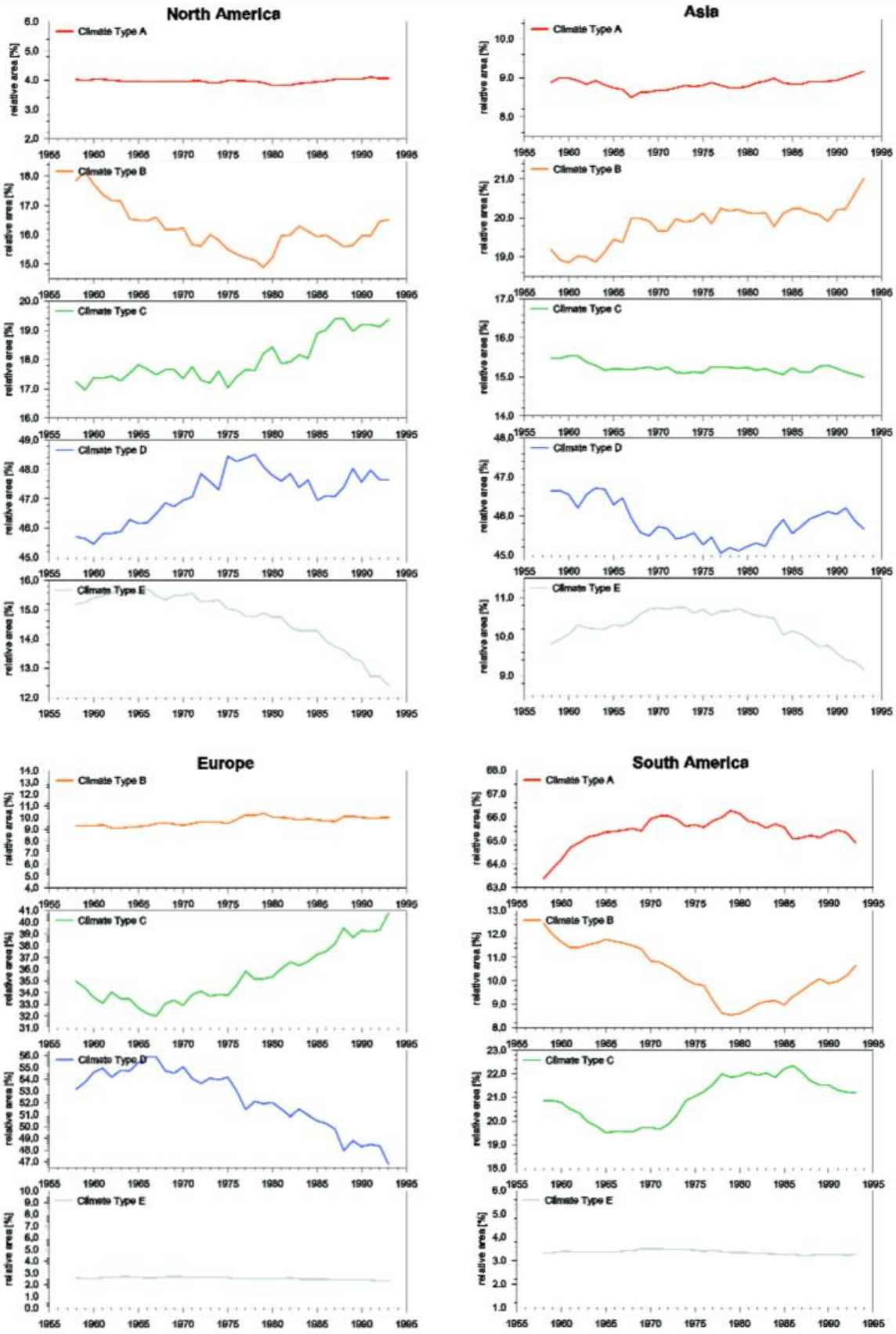


Fig. 3 Time series of the relative area (percentage of the resp. continental land area excluding Greenland and Antarctica) occupied by the main Köppen types. For the continental scale subregions indicated in Fig. 1.

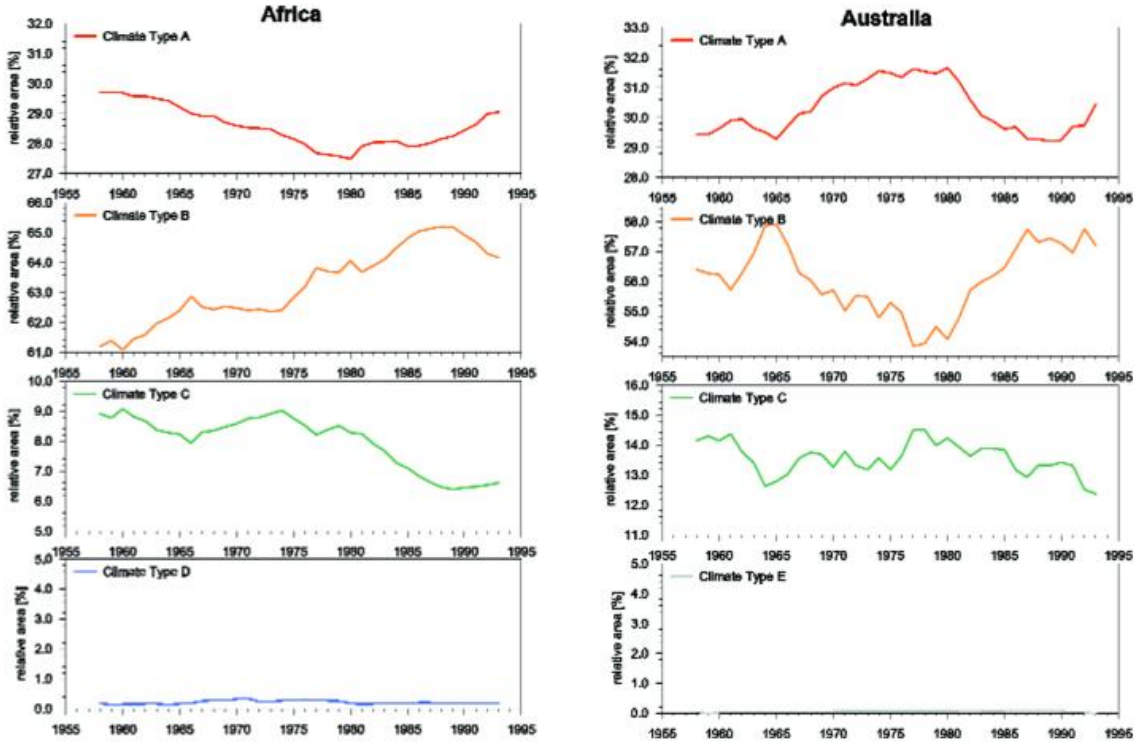


Fig. 3 cont.

As depicted in Fig. 3 the trends in land fractions occupied by Köppen classes for each of the continental-scale regions may differ considerable from the global trends.

North America
Most striking for North America appear distinct reductions of polar E and as well dry B climates. Simultaneously the area occupied by the temperate C and boreal D climate types increases.

Asia
In Asia polar E climates exhibit a reduction in coverage as well. But in contrast to North America dry B climates expand whereas temperate C and boreal D climates feature downward trends in coverage.

Europe
An expansion of dry B climates can also be stated for Europe but most important appears a sharp increase / decrease of the area occupied by temperate C / boreal D climates affecting up to 10% of the European land area.

South America
In South America positive trends occur for temperate C and tropical A climates whereas dry B climates undergo a long term reduction in coverage. Additionally a slightly decreasing trend in the coverage of cold E climate can be detected.

Africa
The expansion of dry B climates that can also be seen on the global scale and in Europe and Asia appears most striking in Africa where its increase in percentage since

1951 reaches around 5%. This expansion of dry B climates is compensated by concomitant reductions of the area covered by tropical A and especially temperate C climates.

Australia
Australia shows marked inversely coupled decadal scale variations of tropical climate types A (and partly temperate C climates) on the one hand and dry B climates on the other hand. However no clear-cut long-term trends can be deduced.

With respect to Fig. 2 it may be concluded that the last decades of the 20th century represent exceptional climate conditions in terms of the distribution of Köppen climate types. For example the area assigned to dry B climates reaches its maximum in the 1986 – 2000 period while boreal D and cold E climates exhibit global minima concerning their coverage on the global scale. For each 15-year interval Fig. 4 shows the relative area assigned to the same climate type as in the 1951 – 2000 period. It becomes clear that the 1986 – 2000 period indeed shows the most distinct differences to classification results obtained for the whole period. This is consistent with the general knowledge that the 1986 – 2000 interval represents a period of accentuated global warming as it comprises 13 of the 15 warmest years within the period 1951 – 2000. Thus, it may be considered as a recent representation of a projected globally warmer future climate documented by e.g. IPCC (2001).

Against this background it is desirable to take a closer look at the differences between the results of Köppen classifications applied to the 1986 – 2000 interval and the whole analysis period from 1951 – 2000. The respective redistributions between the five main Köppen climate types are summarized in the transfer diagram given in Fig. 5. The resulting differences between the two periods concerning the spatial distribution of climate types are depicted in Fig. 6.

96.7% of the global land area are assigned to the same main Köppen climate in the two periods under consideration. For the remaining 3.3% land fraction redistributions between the five classes occur between 1951 – 2000 and 1986 – 2000. According to Fig. 5 major transfers between the five main climates took place from climate type C to A, from climate types A, C and D to B, from D to C and from E to D. As result the area occupied by the dry climate type B increases towards the end of the 20th century while the boreal and cold climates D and especially E exhibit reductions in

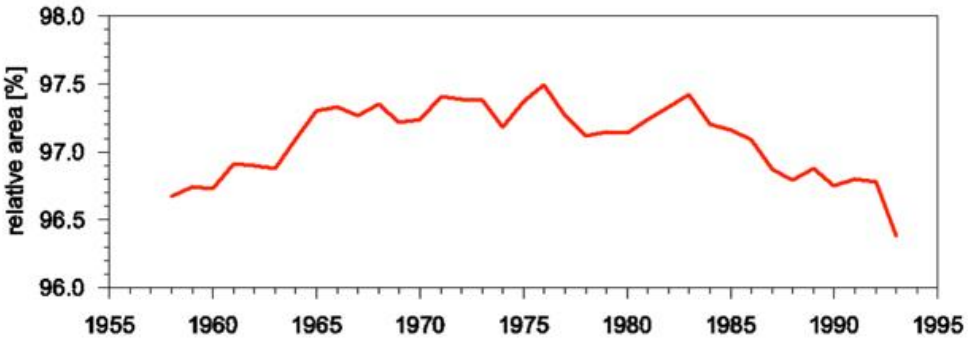


Fig. 4 Time series of the relative fraction of global land area denoted to the same Köppen climate type as in the period 1951 – 2000. Sliding 15-year intervals have been applied.

coverage in the most recent 15-year interval. The tropical A climate and the temperate C climate feature only minor differences – slight expansions during 1986 – 2000 - between the two periods.

Only around 92% of the global land area appears as stable climates when comparing the two selected periods on the basis of the two letters coded 14 Köppen subtypes. Except for the dry B climates these 14 classes are differentiated concerning precipitation characteristics. Thus it can be stated that considerable redistributions occur within the five main climate types, mainly due to precipitation variations (not shown here). In summary the differences between the period 1951 – 2000 and the interval 1986 - 2000 regarding the extension of the five main Köppen climates as displayed in Fig. 5 support a global warming tendency towards the end of the 20th century. This warming trend is reflected particularly by a reduction of the area occupied by boreal D and cold E climate types as well as by a decrease in precipitation implying an expansion of dry B climates.

As can be seen from Fig. 6 the reduction of the area designated to the boreal and cold climate types D and E appears most pronounced in high latitudes of North America and in the north-eastern part of Asia where cold E climates are replaced by boreal D climates, which in turn are substituted over large areas by temperate C climates in Eastern Europe and the USA. Expansions of dry B climates on the other hand occur most strikingly in southern and sub-Saharian Africa and the eastern and central

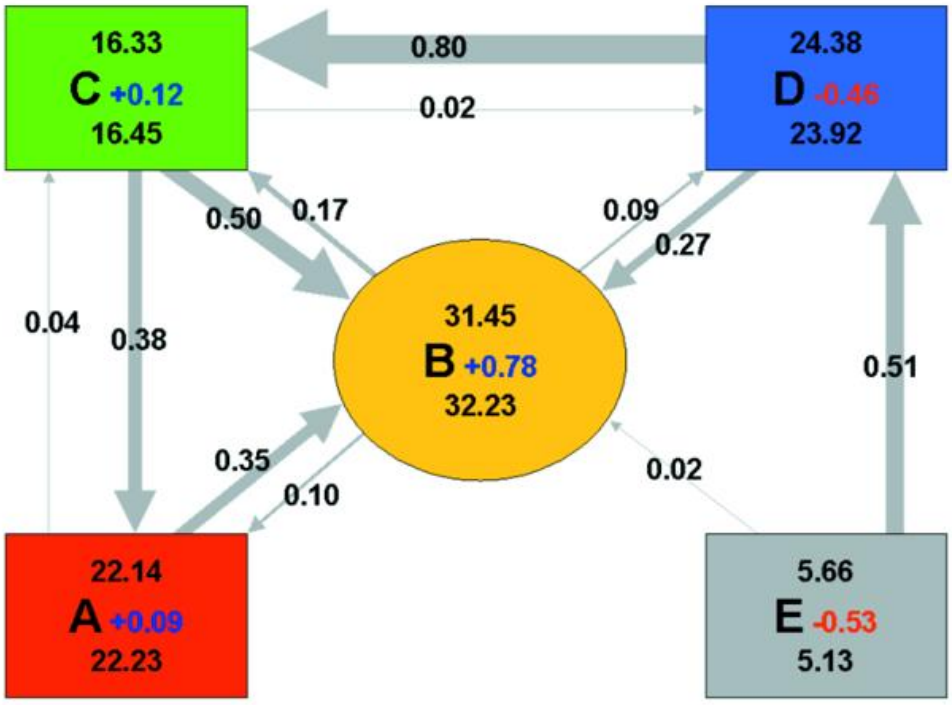


Fig. 5 Transfers between the five main Köppen climate types from the period 1951 - 2000 to the most recent 15-year interval from 1986 - 2000 in terms of percentages of the global land area (excluding Greenland and Antarctica). The four rectangles and the oval represent the five main Köppen climate types characterised by temperature and precipitation conditions respectively. Numbers above/below the one letter Köppen codes indicate the relative area occupied by each type during the 1951 – 2000/1986 – 2000 period respectively. Blue/red Numbers to the right represent the associated area gains/losses. Arrows indicate redistributions between climate types exceeding 0.01%.

parts of Asia. Concerning tropical A climates - as temperate C climates exhibiting slight increases in coverage on the global scale (Fig. 5) – the spatially most coherent changes can be found in southern Africa where tropical A climates gain area mainly on the expense of temperate C climates.

With respect to the statistical significance of differences of the parameters relevant for classification results between the two periods (as indicated by grey and black dots for exceedance of the 90% and 95% level of significance respectively in Fig. 6) it turns out that for around 1.63% of the global land areas a change from one climate type to another is accompanied by a statistical significant shift in the mean of the respective relevant climatic parameter at least at the 90% level of significance. Thus, for about 50% of the area for which changes are found these changes can significantly be attributed to the main variable. Statistical significant differences over large areas occur especially

- in Africa where temperate C climates are substituted by tropical A climates,
- in Africa and eastern Asia where dry B climates replace tropical A and temperate C climates or boreal D climates respectively, and
- in the sub-polar regions of North America and north-eastern Asia where boreal D climates increased their coverage at the expense of cold E climates.

Also climatic differences linked to the distinct expansion of temperate C climates in eastern Europe and the USA frequently reach statistical significance although most often merely at the 90% level.

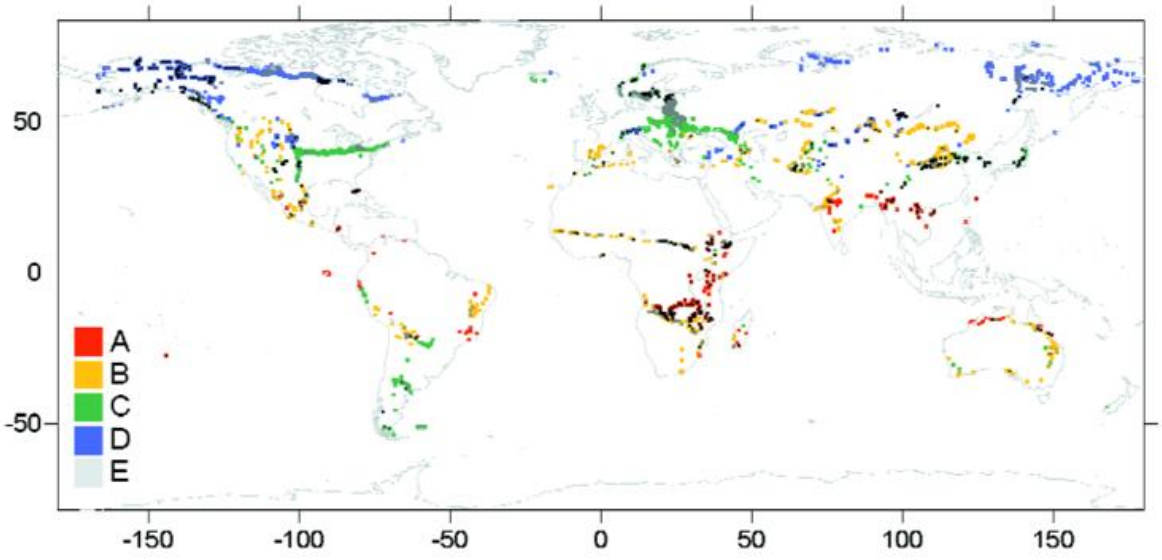


Fig. 6 Köppen climate types for the period 1986 - 2000 for gridcells with different Köppen climates within the periods 1951 – 2000 and 1986 – 2000, respectively. Grey and black dots indicate gridcells for which a difference concerning the respective relevant climate parameter between the two periods can be determined on the 90% or 95% level of significance, respectively.

Regarding the expansion and partly also reduction of dry B climates it has to be mentioned that there are regional differences concerning the climatic parameter to which the detected redistributions can be attributed. Especially in the western and central Sahel regions and throughout Australia but also in the USA redistributions affecting dry B climates seem to be rather connected with temperature variations than with precipitation changes.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

The application of the global climate classification according to Köppen (1936) to globally gridded climate data for sliding 15-year intervals in the period 1951 – 2000 yields an overview of the spatio-temporal variations of main climatic types in a global and when applied to regional data subsets in a continental perspective.

On the global scale the main temporal variations concerning the area occupied by the five main Köppen climate types are characterized on the one hand by long-term declining trends of the area designated to the climate types representing boreal and cold climates (D and E) and on the other hand by increasing coverage of the dry B climates. Although tropical A and temperate C climates show marked decadal to multi-decadal scale variations - including a decline of A climates until the mid 1980s and a distinct increase of C climates since the 2nd half of the 1960s – no such clear cut tendencies lasting over the whole 1951 – 2000 period as detected for the above mentioned types become obvious for these two types. However respective variations on the continental scale show partly distinctly differing behaviour.

The comparison of classification results achieved for individual 15-year intervals with the spatial distribution of climate classes obtained on the basis of the whole 1951 – 2000 period reveals that the most recent sub-period from 1986 – 2000 shows greatest deviations to the long-term mean climate in terms of area fractions of different climate types.

The redistributions between the five main Köppen climate types that occurred between the 1951 – 2000 period and the 1986 – 2000 interval affect 3.3% of the global land area. But only for about the half of this area differing classification results can be attributed to statistical significant differences of the respective relevant climatic parameter between the two periods. Transfers between climate types result in a most recent increase of the dry B climate and concurrent reductions of boreal D and cold E climates whereas for tropical A and temperate C climates only minor expansions become visible.

The above findings concerning spatio-temporal variations of the five main Köppen climates during the 2nd half of the 20th century are on a global scale generally in line with the results obtained by several authors who applied the Köppen classification or modifications of it to observed 20th century climate data (e.g. Fraedrich et al. 2001, Kalvova 2003, Grieser et al. 2006) and with respect to more regional scale variations are furthermore supported for example by Wang and Overland (2004) and Serreze et al. (2000) concerning the reduction of cold E climates and by Gonzalez (2001) concerning the expansion of dry B climates in Africa.

As 13 out of the 15 globally warmest years within the 1951 – 2000 period occurred between 1986 and 2000 this most recent period does not only comprise the effects of the global warming observed in the 20th century but it may also be considered as an analogue for a globally warmer climate as it is projected for the future (e.g. IPCC 2001). Thus it may be concluded that the shifts of the main climate types detected for the 1986 – 2000 interval will persist or may even be amplified under most likely future conditions of further global warming. This conclusion is supported by the results of applications of the Köppen climate classification performed on the basis of model output of coupled and uncoupled GCMs (e.g. Lohmann et al. 1993, Kalvova et al. 2003) indicating an expansion of tropical A and dry B climates and a reduction of boreal D and cold E climates under the assumption of further greenhouse gas warming.

REFERENCES

Bahrenberg, G., E. Giese and J. Nipper (1990): Statistische Methoden in der Geographie – Band 1: Univariate und bivariate Statistik.- Teubner, Stuttgart.

Beck, C., J. Grieser and B. Rudolf (2005): A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000. Climate Status Report 2004, 181 - 190, German Weather Service, Offenbach, Germany. Reprint available at http://gpcc.dwd.de.

Fraedrich, K., F.-W. Gerstengarbe and P. C. Werner (2001): Climate shifts during the last century. Climatic Change 50: 405-417.

Geiger, R. (1961): Überarbeitete Neuausgabe von Geiger, R.: Köppen-Geiger / Klima der Erde. (Wandkarte 1:16 Mill.), Darmstadt.

Gonzalez, P. (2001): Desertification and a shift of forest species in the West African Sahel. Climate Research 17: 217-228.

Grieser, J., M. Kottek, C. Beck, F. Rubel and B. Rudolf (2006): World Maps of Köppen-Geiger Climates calculated from CRU TS 2.1 and VASClimO v1.1, in preparation.

Guetter, P. J. and J. E. Kutzbach (1990): A modified Koeppen classification applied to model simulations of glacial and interglacial climates. Climatic Change 16: 193 – 215.

IPCC (2001): Climate change 2001: The scientific basis. Contribution of working group I to the Third Assessment Report of the IPCC. Houghton, J. T. et al. (eds) Cambridge University Press.

Kalvova, J., T. Halenka, K. Bezpalcova and I. Nemesova (2003): Köppen climate types in observed and simulated climates. Stud. Geophys. Geod. 47: 185-202.

Köppen, W. (1936): Das geographische System der Klimate (Handbuch der Klimatologie, Bd. 1, Teil C).

Kottek, M., J. Grieser, C. Beck, B. Rudolf and F. Rubel (2006): World Map of Köppen-Geiger Climate Classification Updated. submitted to Meteorologische Zeitschrift.

Kraus, H. (2001): Die Atmosphäre der Erde. 2. Ed. Springer, Berlin.

Lohmann, U., R. Sausen, L. Bengtsson, U. Cubasch, J. Perlwitz and E. Roeckner (1993): The Köppen climate classification as a diagnostic tool for general circulation models. Clim. Res. 3: 177-193.

Mitchell, T. and P. Jones (2005): An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. Int. J. Climatol. 25, 693-712.

Serreze, M. C., J. E. Walsh, F. S. Chapin III, T. Osterkamp, M. Dyurgerov, V. Romanovsky, W. C. Oechel, J. Morison, T. Zhang and R. G. Barry (2000): Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. Climatic Change 46: 159-207.

Suckling, P. W. and M. D. Mitchell (2000): Variation of the Köppen C/D climate boundary in the Central United States during the 20th century. Physical Geography 21: 38-45.

Triantafyllou, G. N. and A. A. Tsonis (1994): Assessing the ability of the Köppen system to delineate the general world patterns of climates. Geophysical Research Letters 21: 2809-2812.

Wang, M. and. J. E. Overland (2004): Detecting arctic climate change using Köppen climate classification. Climatic Change 67 43-62.

Klimatologische Auswertung von Zeitreihen der Monatsmittel von Temperaturminima und Temperaturmaxima im 20. Jahrhundert

U. Maier, C. Drohm, G. Müller-Westermeier

Einleitung

Im Rahmen des Projekts „Klima des 20. Jahrhunderts“ wurden Zeitreihen des mittleren täglichen Temperaturmaximums und –minimums aufbereitet. Diese beiden Parameter sind für die Analyse anthropogener Klimatrends von besonderer Bedeutung, weil sie die mittlere tägliche Temperaturschwankung bestimmen. Es wird vermutet, dass die Anreicherung IR-absorbierender Spurengase in der Atmosphäre zu einer Abnahme der täglichen Temperaturschwankung führt, da sich durch diese Gase besonders die nächtliche Ausstrahlung verringert, so dass die Temperaturminima ansteigen, während die Maxima weitgehend unverändert bleiben [2].

Datenbasis und Aufbereitung

Basierend auf den kontrollierten und korrigierten Werten des mittleren täglichen Tagesminimums und maximums der Temperatur aus 100 Jahren (1901 – 2000) für Deutschland wurden Rasterwerte mit einer Auflösung von 1 x 1 km interpoliert und berechnet. Aus den Rasterfeldern dieser beiden Größen konnten entsprechende Rasterfelder für die mittlere tägliche Temperaturamplitude erstellt werden.

Um Informationen über die klimatischen Veränderungen durch den Einfluss strahlungsintensiver Spurengase in der Atmosphäre während des letzten Jahrhunderts aus diesen Daten zu erhalten, wurden Mittelwerte und Häufigkeitsverteilungen aus den Gitterpunktwerten berechnet und nach Auffälligkeiten in Jahren, Jahreszeiten und sieben Höhenstufen analysiert.

Ergebnisse

Das Gebietsmittel der mittleren täglichen Temperaturschwankung im Jahr lässt keinen gesicherten linearen Trend erkennen. Besonders im gleitenden 30-jährigen Mittel findet man eine schwingungsförmige Veränderung der Temperaturamplitude. Diese Tendenz ist auch in den Jahreszeiten unterschiedlich klar erkennbar.

Tab. 1 Trendwerte der mittleren jährlichen Tagesamplitude der Temperatur in Höhenstufen

Höhenstufe	*Trendwert 1901 (°C)*	*Trendwert 2000 (°C)*	*Anstieg (K)*	*Bestimmtheitsmaß r²*
0-50 m	7,82	7,53	-0,28	0,040
51-100 m	8,25	8,02	-0,23	0,023
101-200 m	8,39	8,25	-0,13	0,008
201-400 m	8,50	8,36	-0,14	0,008
401-600 m	8,67	8,38	-0,29	0,036
601-1000 m	8,39	8,43	0,05	0,0009
1001 - 3000 m	8,09	8,13	0,05	0,001
Gebietsmittel	8,31	8,11	-0,20	0,020

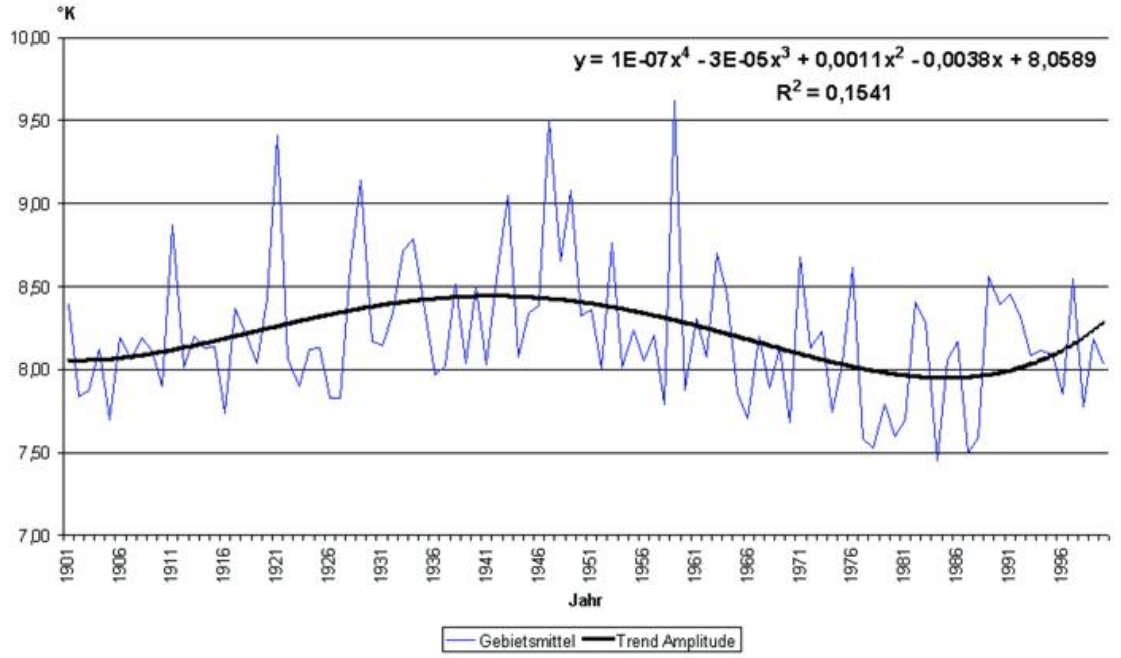


Abb. 1 Gebietsmittel der mittleren Tagesampitude der Temperatur im Jahr

Rechnerisch ergibt sich für die mittlere tägliche Temperaturamplitude von 1901 bis 2000 ein Absinken um 0,20 K. Der Betrachtungszeitraum beginnt mit einer Periode niedriger Temperaturamplituden, die um 1930 endet und von einer Periode hoher Amplituden bis ca. 1960 abgelöst wird. Seither herrschen wieder niedrige Werte vor . Die Kurve gleicht eher einer Schwingung, die zufällig am tiefsten Punkt endet, als einem linearen Trend (Abb. 1).

Oberhalb von 600 m findet sich eine Umkehrung. des Amplitudentrends (s. Tab. 1). Die geringe Zunahme der Amplitude von 0,05 K ist über ein Bestimmtheitsmaß von 0,001 aber nicht abgesichert.

Die einer Schwingung folgenden Schwankungen der jährlichen Temperaturamplitude treten auch unterschiedlich deutlich in allen Jahreszeiten auf.

Die mittlere tägliche Temperaturamplitude im Frühjahr zeigt den für das Jahr beschriebenen schwingungsförmigen Verlauf (Abb.2), der bestimmt wird durch eine Häufung überdurchschnittlicher Werte zwischen 1940 und 1960 sowie größtenteils unterdurchschnittliche Werte vor 1910 und nach 1960. Der Trend weist ein Absinken der mittleren Temperaturamplitude um 0,30 K aus. Dieses Verhalten trifft für alle Höhenstufen zu. Der rechnerische Trend ist am größten für die Höhenstufe 401-600 m, in Höhen oberhalb 600 m existiert kein nennenswerter Trend.

Tab. 2 Trendwerte der mittleren jährlichen Tagesamplitude im Frühjahr in Höhenstufen

Höhenstufe	*Trendwert 1901 (°C)*	*Trendwert 2000 (°C)*	*Anstieg (K)*	*Bestimmtheitsmaß r²*
0-50 m	9,00	8,66	-0,34	0,022
51-100 m	9,51	9,20	-0,31	0,016
101-200 m	9,65	9,43	-0,22	0,009
201-400 m	9,79	9,55	-0,23	0,009
401-600 m	9,88	9,45	-0,43	0,031
601-1000 m	9,30	9,19	-0,11	0,002
1001 - 3000 m	8,63	8,51	-0,12	0,003
Gebietsmittel	9,51	9,22	-0,30	0,017

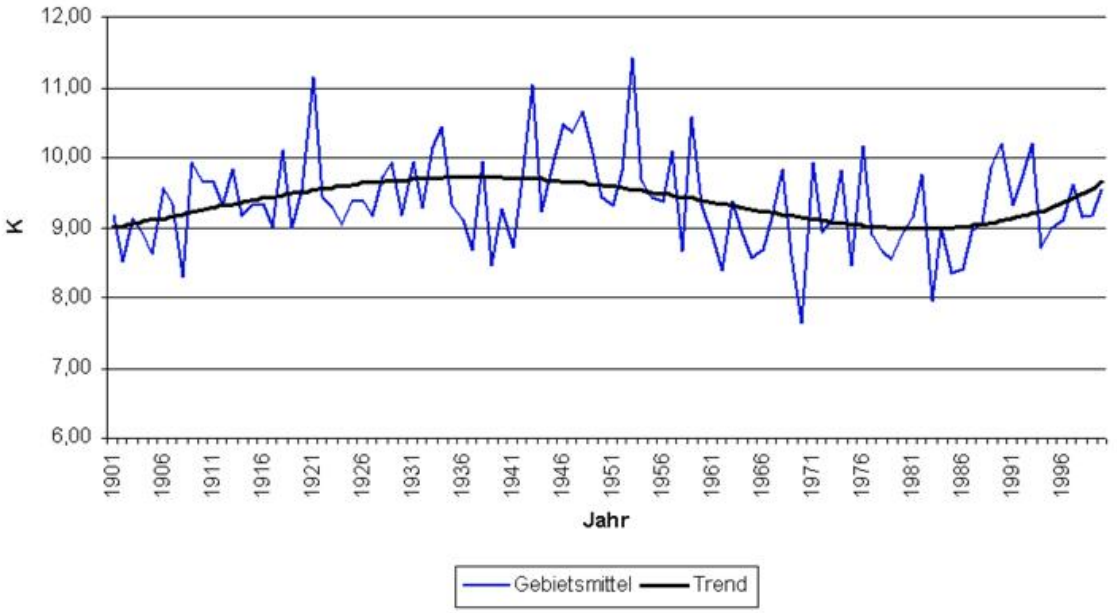


Abb. 2 Mittlere Tagesamplitude der Tempertur im Frühjahr

Die mittlere tägliche Temperaturamplitude im Sommer hat im Beobachtungszeitraum rechnerisch um 0,22 K abgenommen. Der für das Jahr beschriebene schwingungsförmige Verlauf (Abb. 3) tritt auch hier zutage. Wie im Frühjahr ist die Abnahme der Temperaturamplitude in der Höhenstufe 401-600 m am größten.

Tab. 3 Trendwerte der mittleren Tagesamplitude der Temperatur im Sommer in Höhenstufen

Höhenstufe	*Trendwert 1901 (°C)*	*Trendwert 2000 (°C)*	*Anstieg (K)*	*Bestimmtheitsmaß r²*
0-50 m	9,92	9,66	-0,25	0,009
51-100 m	10,45	10,32	-0,14	0,002
101-200 m	10,62	10,55	-0,07	0,0007
201-400 m	10,72	10,58	-0,15	0,003
401-600 m	10,78	10,34	-0,43	0,027
601-1000 m	10,14	9,92	-0,22	0,008
1001 - 3000 m	9,09	8,69	-0,40	0,032
Gebietsmittel	10,43	10,21	-0,22	0,008

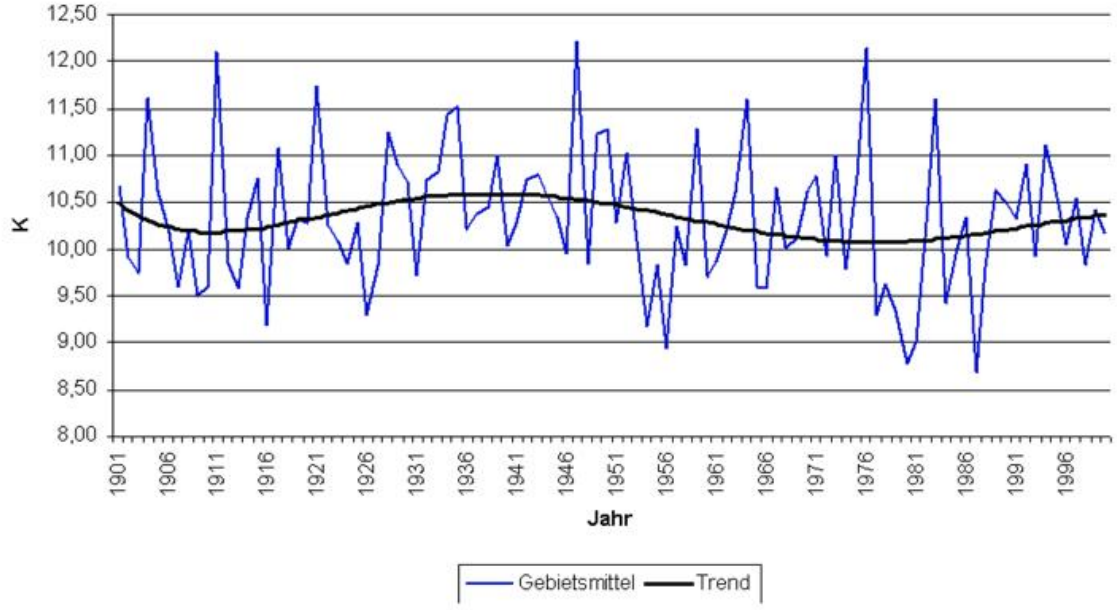


Abb. 3 Mittlere Tagesamplitude der Tempertur im Sommer

Tab. 4 Trendwerte der mittleren Tagesamplitude der Temperatur im Herbst in Höhenstufen

Höhenstufe	*Trendwert 1901 (°C)*	*Trendwert 2000 (°C)*	*Anstieg (K)*	*Bestimmtheitsmaß r²*
0-50 m	7,35	6,84	-0,51	0,049
51-100 m	7,72	7,30	-0,42	0,027
101-200 m	7,78	7,61	-0,18	0,004
201-400 m	7,81	7,74	-0,07	0,0006
401-600 m	7,94	7,86	-0,08	0,0007
601-1000 m	7,70	8,11	0,41	0,022
1001 - 3000 m	7,53	8,06	0,53	0,045
Gebietsmittel	7,70	7,50	-0,20	0,006

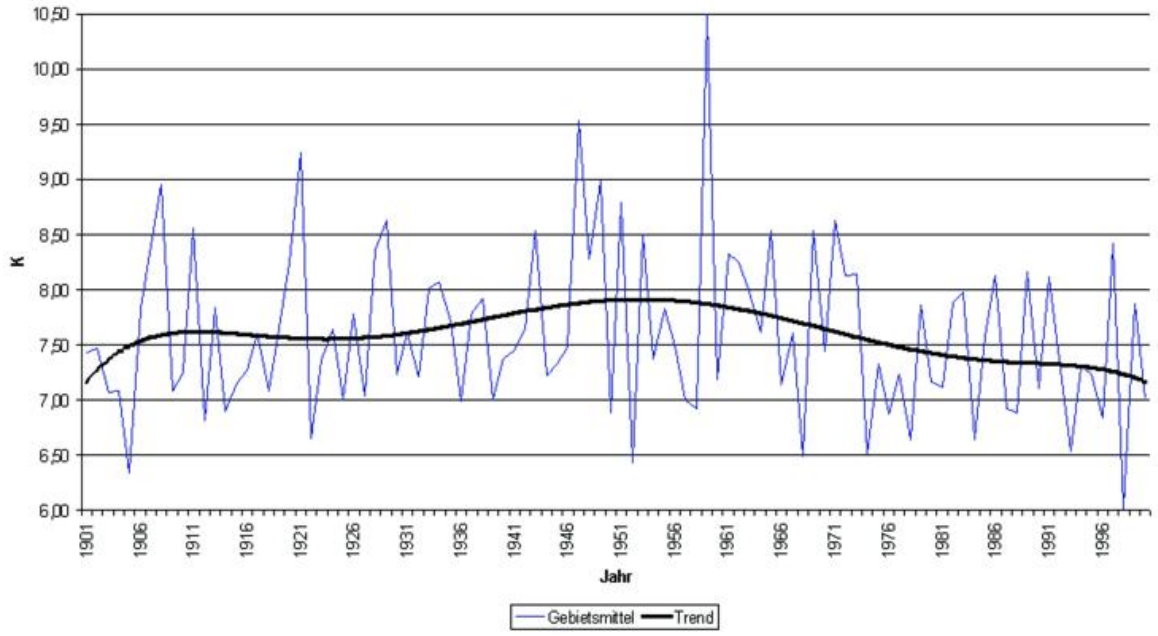


Abb. 4 Mittlere Tagesamplitude der Tempertur im Herbst

Im Sommer findet sich ebenfalls ein abnehmender Trend für die tägliche Temperaturamplitude. In den einzelnen Sommermonaten verlaufen die Trends aber sehr unterschiedlich. Während in Juni und Juli ein Absinken der mittleren Amplitude um 0,34 K bzw. 0,94 K zu verzeichnen ist, zeigt der August einen Anstieg um 0,60 K.

Im Herbst ist die mittlere tägliche Temperaturamplitude im Gebietsmittel um rechnerisch 0,20 K gefallen.. Auch in dieser Jahreszeit folgt die Reihe der Gebietsmittel dem für das Jahr beschriebenen schwingungsförmigen Verlauf, wenn auch weniger deutlich (Abb. 4). In den einzelnen Höhenstufen variiert das Gesamtbild jedoch stark. In der niedrigsten Höhenstufe sinkt die Temperaturamplitude um 0,51 K, in Höhen oberhalb 600 m ist hingegen ein Anstieg um 0,41 K bzw. 0,53 K festzustellen. Im Bereich von 101 m-600 m zeigen sich keine deutlichen Trends.

Die winterliche mittlere Temperaturamplitude folgt ebenso dem für das Jahr beschriebenen schwingungsförmigen Verlauf (Abb. 5). Die Trendberechnungen liefern weder für das Gebietsmittel noch für die einzelnen Höhenstufen ausgeprägte Trends.

In den Höhenstufen über 600 m ist ein geringer Anstieg, in der Höhenstufe 401-600m eine schwache Abnahme der Amplitude zu verzeichnen.

Tab. 5 Trendwerte der mittleren Tagesamplitude der Temperatur im Winter in Höhenstufen

Höhenstufe	*Trendwert 1901 (°C)*	*Trendwert 2000 (°C)*	*Anstieg (K)*	*Bestimmtheitsmaß r²*
0-50 m	4,95	4,96	0,008	0,00003
51-100 m	5,27	5,26	-0,01	0,00004
101-200 m	5,47	5,44	-0,03	0,0004
201-400 m	5,64	5,59	-0,06	0,0008
401-600 m	6,03	5,86	-0,16	0,007
601-1000 m	6,36	6,50	0,14	0,005
1001 - 3000 m	7,06	7,28	0,21	0,013
Gebietsmittel	5,54	5,50	-0,04	0,0004

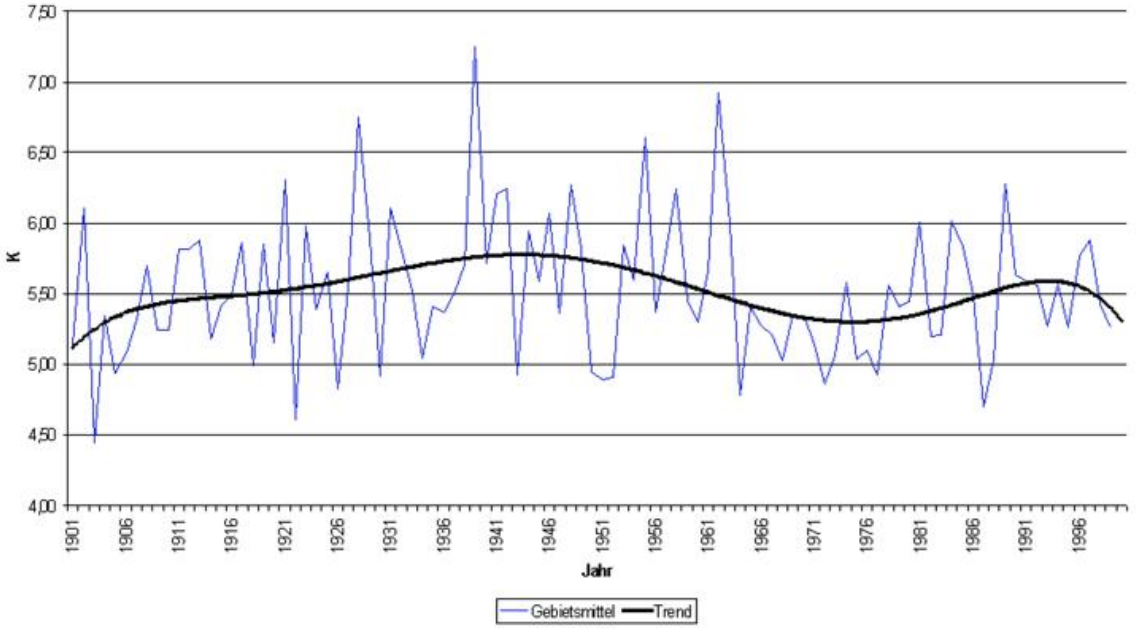


Abb. 5 Mittlere Tagesamplitude der Tempertur im Winter

Zusammenfassung

Das Gebietsmittel der mittleren täglichen Temperaturschwankung zeigt eine geringe Abnahme von 0,2 K in 100 Jahren. Das passt zu der Erwartung, dass die tägliche Temperaturamplitude infolge der Zunahme der Konzentration strahlungsaktiver Gase in der Atmosphäre geringer werden sollte. Dieser Trend ist jedoch statistisch nicht signifikant. Es ist auch kein klarer linearer Trend, vielmehr zeigt sich ein eher schwingungsförmiger Verlauf.

Diese Tendenz ist auch in den Jahreszeiten erkennbar. Im Herbst und Winter sind oberhalb 600 m ü. NN geringe Zunahmen der Temperaturamplituden festzustellen.

Offenbar werden die zeitlichen Veränderungen der täglichen Temperaturschwankungen zur Zeit noch von natürlichen Klimaschwankungen dominiert, die eine ähnliche Stärke haben wie die bisherigen anthropogenen Einflussgrößen.

Literatur

[1] Ute Maier, Jörg Kudlinski, Gerhard Müller-Westermeier, 2003 Klimatologische Auswertung von Zeitreihen des Monatsmittels der Lufttemperatur und der monatlichen Niederschlagshöhe im 20. Jahrhundert
[2] C.D. Schönwiese, Klimaänderungen, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 135 (1995)

Ein digitaler Windatlas für deutsche Küstenseegebiete der Nordsee

A. Ganske, G. Rosenhagen, H. Schmidt

Für Untersuchungen im Bereich des Küstenschutzes und des Küsteningenieurwesens werden lange, in sich konsistente Zeitreihen von Windfeldern über See und in Küstennähe benötigt. Bisher standen aus früheren Projekten, wie z.B. HIPOCAS (Weiss et al., 2003) oder PRISMA (H. Luthardt, 1987), lediglich Windfelder in einer groben Auflösung von 40 km und mehr, zur Verfügung. Dies trifft auch für die Klimavorhersagemodelle zu. Um Aussagen zu lokalen Effekten machen zu können, insbesondere im Flachwasser und zwischen den Inseln des Küstenvorfeldes, werden jedoch als atmosphärischer Antrieb für anschließende Modelle des Küstenbaus räumlich höher aufgelöste Windfelder benötigt.



Abb. 1 Das Gebiet Südliche Nordsee mit den genesteten Teilgebieten Norderney und Dithmarscher Bucht.

Um diese Lücke zu füllen, wurde im Rahmen des Teilprojektes MOSES (Modellierungen des mittelfristigen Seegangsklimas im Nordseeküstengebiet) des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) beim Seewetteramt des DWD in Hamburg ein digitaler Windatlas für die südliche Nordsee sowie die genesteten Teilgebiete Norderney und Dithmarscher Bucht (siehe Abb. 1) erstellt. Mit ihm lassen sich aus vorgegebenen Zeitreihen von gemessenen oder modellierten punktuellen Windwerten zugehörige Windfelder mit hoher räumlicher Auflösung bestimmen.

Da im Bereich der deutschen Nordseeküste die örtlichen Unterschiede im Wind im Wesentlichen durch die unterschiedlichen Rauigkeitsverhältnisse der Erdoberfläche und der Seeoberfläche bestimmt sind, konnte zur Berechnung der Windfelder ein einfaches, diagnostisches Atmosphärenmodell verwendet werden, das Windmodell MKW (Massenkonsistentes Windfeldmodell) des Seewetteramts Hamburg. Dieses hat sich bereits bei derartigen Fragestellungen in verschiedenen Untersuchungen bewährt, siehe z.B. (Schmidt und Pätsch, 1992).

Der Windatlas besteht aus einer Vielzahl von mit dem MKW berechneten Feldern der Windgeschwindigkeit, die durch systematische Variation der antreibenden Windgeschwindigkeit und der Windrichtung in 800 m Höhe unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung und der dazugehörigen Bodenrauigkeit sowie repräsentativen Wasserständen berechnet wurden. Dabei wurde die mit der Windgeschwindigkeit wachsende Rauigkeit der Meeresoberfläche approximativ aus einem Gleichgewicht zwischen dem Windfeld und dem Rauigkeitsfeld berechnet. Die Rauigkeit der Landoberflächen blieb dagegen lokal konstant. Die berechnung der Windfelder erfolgte unter der Annahme, dass über dem gesamten Gebiet ein konstanter geostrophischer Wind herrscht. Das ist jedoch nicht bei allen Wetterlagen und i.A. nur bei kleinen Gebieten gegeben.

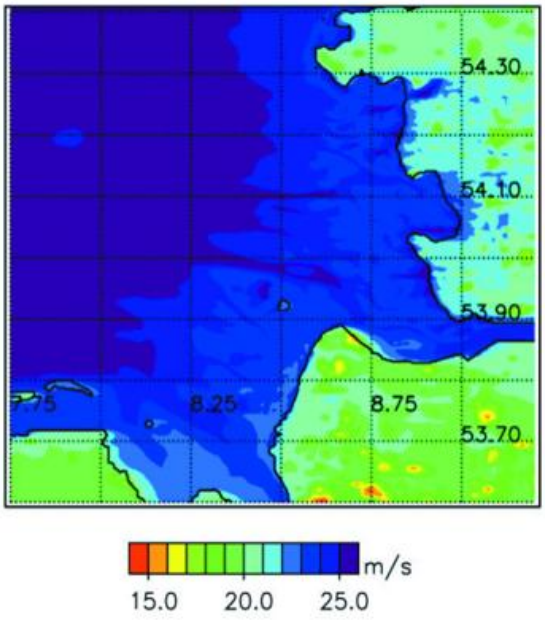


Abb. 2 Betrag der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe über Grund bzw. über NN im Gebiet Dithmarscher Bucht für eine Windgeschwindigkeit von 40 m/s in 800 m Höhe, einer Windrichtung von 270° und einen repräsentativen Wasserstand von 0 m.

Die Windfelder im Gebiet Südliche Nordsee wurden für ein Gitter mit einer Maschenweite von 1000 m berechnet. Sie liefern die Randdaten zur Berechnung der hochaufgelösten genesteten Felder Dithmarscher Bucht und Norderney (Maschenweite 250 m). Insgesamt setzt sich der Windatlas aus je 534 Windfeldern in den drei Gebieten zusammen.

Ein Beispiel für ein Windfeld im Gebiet Dithmarscher Bucht ist in Abb. 2 gezeigt.

Bei der Nutzung des Windatlas müssen für einen beliebigen Punkt in einem dieser drei Gebiete als Eingangsgrößen Stundenmittelwerte der Windgeschwindigkeit und Windrichtung in 10 m Höhe und ein zugehöriger repräsentativer Wasserstand vorgegeben werden. Mit Hilfe eines Interpolationsprogramms wird aus diesen Eingangswerten für das gewählte Gebiet aus dem Windatlas das zugehörige physikalisch konsistente Windfeld berechnet. Die Gitterpunktswerte können entweder als Feld in einem ASCII-File abgespeichert oder es können für vorgegebene Punkte die Windgeschwindigkeiten in einer Datei ausgegeben werden.

Da bei der Berechnung der Windfelder über dem gesamten Gebiet ein konstanter geostrophischer Wind angenommen wird, ist die Verwendung der Windfelder des großen Gebiets Südliche Nordsee zur Interpolation i.A. unzulässig. Kleinere Ausschnitte dieser Windfelder, bis zu einer Seitenlänge von max.100 km, können jedoch in gleicher Weise wie die Gebiete Dithmarscher Bucht und Norderney verwendet werden.

Aus den Feldern des Windatlas lässt sich jedes gewünschte Windfeld mit genügender Genauigkeit für Anwendungen der Küstenforschung interpolieren. Somit können auch aus ganzen Zeitreihen von Windgeschwindigkeiten, die z.B. an einem bestimmten Ort gemessen wurden oder aus Modellen stammen, die zugehörigen Windfelder für jeden Zeitpunkt bestimmt werden. Diese Windfelder bieten für die Zwecke des Küsteningenieurwesens als meteorologischer Antrieb für Tide- und Seegangsmodelle vielfältige Möglichkeiten, z.B. zur Abschätzung von Eintrittshäufigkeiten kennzeichnender Seegangsparameter im Küstengebiet, für Rückschlüsse auf die Dauerbelastung von Küstenbauwerken und zur Rekonstruktion des Seegangs früherer Sturmfluten.

Zur Verifikation des Windatlas wurden für einzelne Messstationen die nächstgelegenen Gitterpunkte ermittelt und ein Vergleich der mit dem Windatlas berechneten Windgeschwindigkeiten mit den Messwerten durchgeführt. Dabei wurden sowohl Statistiken über mehrere Jahre als auch Zeitreihen ausgewählter Ereignisse verglichen.

Die vereinfachenden Annahmen des MKW-Modells reichen zur Darstellung von Einzelereignissen im Allgemeinen nicht aus. Dies gilt insbesondere für extreme Wetterlagen. Bei den statistischen Auswertungen, wie sie für Zwecke des Küstenbaus in vielfältiger Weise benötigt werden, ergaben sich unabhängig von der Datenquelle gute Übereinstimmungen.

Der Windatlas ist zur Verwendung für wissenschaftliche Untersuchungen frei erhältlich. Eine Abrufmöglichkeit im Internet über das „Nord- und Ostsee Küsteninformationssystem“ NOKIS des KFKI (http://nokis.baw.de) ist in Vorbereitung.

Literatur

H. Schmidt und J. Pätsch, 1992: Meteorologische Messungen auf Norderney und Modellrechnungen. Die Küste, Heft 54.

R. Weiss, F. Feser und H. Günther, 2003: Wind- und Seegangsklimatologie 1958 – 2001 für die südliche Nordsee basierend auf Modellrechnungen. GKSS 2003/10.

H. Luthardt, 1987: Analyse der wassernahen Druck- und Windfelder über der Nordsee aus Routinebeobachtungen. Dissertation, Universität Hamburg. Hamburger Geophysikalische Einzelschriften, Reihe A, Heft 83.

Der Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland

E. Dittmann, G. Müller-Westermeier

Nach der deutschen Einigung 1990 lag es nahe, eine Neubearbeitung von Klimakarten für ganz Deutschland vorzunehmen. Gleichzeitig bot sich an, hierfür den aktuellen, von der WMO empfohlenen Referenzzeitraum 1961-1990 zu verwenden, der außerdem durch eine relative hohe zeitliche und räumliche Stationsdichte ausgezeichnet ist.

Im Laufe des Jahres 1996 konnten die aufwendigen Homogenitätsprüfungen und eventuell notwendigen Korrekturen für alle infrage kommenden Stationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) abgeschlossen werden. Zeitgleich wurde im DWD ein numerisches Verfahren zur räumlichen Darstellung von Klimaparametern entwickelt, das für jedes Klimaelement eine eigene Feinabstimmung benötigt.

Seit 1999 veröffentlicht der DWD den Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland, von dem nun auch ein vierter Teil erschienen ist.

Der erste Teil (1999) enthält die Themen
1. Lufttemperatur
2. Niederschlagshöhe
3. Sonnenscheindauer

Der zweite Teil erschien 2001 und befasst sich mit den Klimaelementen
4. Verdunstung
5. Mittleres tägliches Maximum der Lufttemperatur
6. Mittleres tägliches Minimum der Lufttemperatur
7. Kontinentalität

Der dritte Teil (2003) behandelt folgende Klimaparameter:
8. Wolkenbedeckungsgrad
9. Globalstrahlung
10. Mittlere Anzahl von Tagen eines Jahres mit Über- bzw. Unterschreitung von Schwellenwerten der Lufttemperatur und des Niederschlags
11. Ausgewählte pflanzen-phänologische Phasen

Der vierte Teil, der 2006 veröffentlicht wurde, enthält Karten zu den Parametern
12. Klimatische Wasserbilanz
13. Mittlere tägliche Temperaturschwankung
14. Mittlere Windgeschwindigkeit
15. Variabilität der Windgeschwindigkeit im Jahresgang
16. Mittlerer Dampfdruck
17. Mittlere Zahl von Tagen mit einer Schneedecke

Bis auf die Globalstrahlung beruhen alle Klimakarten des Atlasses auf Daten der Messnetze des DWD aus den Jahren 1961-1990. Für die Globalstrahlung wurden Daten des Strahlungsmessnetzes des DWD und des europäischen Wettersatelliten METEOSAT aus dem Zeitraum 1981-2000 verwendet.

Mit Ausnahme der Themen Nr. 7, 10, 11 sowie 15 bis 17 wurden alle Klimaparameter als Mittelwerte für die einzelnen Monate, die meteorologischen Jahreszeiten, die Halbjahre Sommer und Winter sowie das Jahr kartenmäßig dargestellt. Pro Parameter ergeben sich somit 19 Klimakarten. Dabei wurde auf farbliche Konsistenz der Klasseneinteilungen für vergleichbare Karten geachtet.

Die Kontinentalität wird als thermische Kontinentalität betrachtet, die durch die maximale Differenz der mittleren monatlichen Lufttemperatur zweier Monate eines Jahres definiert ist. Im Mittel über den 30jährigen Referenzzeitraum ergibt sich daher eine einzige Karte.

Zu jedem Thema des Atlasses gibt es außer den Karten textliche Erläuterungen, die teilweise mit Diagrammen ergänzt sind. Im Vordergrund des Atlasses stehen aber die farblich gestalteten, räumlichen Darstellungen der Klimaparameter im Maßstab 1:2,5 Millionen. Dem entspricht das einheitliche Format der Karten als DIN A3-Blätter.

Dem Teil 3 des Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland ist eine CD-ROM beigefügt, die alle Karten und Texte der Teile 1-3 enthält. Die Karten auf der CD-ROM wurden nach Scan-Vorlagen im jpg-Dateiformat gespeichert.

Auch bei Teil 4 ist eine CD-ROM beigefügt, welche die Karten und Texte dieses Bands enthält.

Das Werk kann in seinen 4 Teilen einzeln über folgende Adresse bezogen werden:

Deutscher Wetterdienst
Bibliothek
Kaiserleistr. 29/35
D-63067 Offenbach
Fax: ++49-(0)69-8062-4123

Die Kosten zzgl. Versandkosten und MWSt (z.Z. 7%) betragen für:

Ausgabe	Ordner + CD	Ordner	CD	ungebunden
1	X	€ 60,-	X	€ 50,-
2	X	€ 60,-	X	€ 50,-
3	€ 75,-	€ 60,-	€ 25,-	€ 50,-
4	€ 75,-	€ 60,-	€ 25,-	€ 50,-

Ambrosia artemisiifolia, eine Pflanze mit hochallergenen Pollen erobert Europa - Neue Messtechnik soll bei Überwachung, Prognose und Bekämpfung helfen

S. Scharring, P. Becker



Abb. 1 Ambrosia artemisiifolia
Quelle: B. Alberternst und S. Nawrath

Ambrosia artemisiifolia – eine invasive Art

Das Aufrechte Traubenkraut (Ambrosia artemisiifolia) stammt ursprünglich aus Amerika und gehört zur Familie der Korbblütler. Warmer Boden mit einem ausreichenden Feuchtigkeitsangebot im Sommer bildet einen idealen Nährboden. In Europa bedroht sie als invasive Art die biologische Vielfalt durch ihre rasche Verbreitung u.a. in Ungarn, Norditalien, Südostfrankreich, auf dem Balkan und in der Schweiz. Auch in Deutschland wird die Pflanze in einigen Regionen beobachtet, bisher jedoch offensichtlich überwiegend nur sporadisch.

Die Einschleppung kann auf unterschiedlichen Wegen erfolgen. Dabei scheint die Verunreinigung von Futtermitteln und Getreide, vor allem aber von Vogelfutter am bedeutendsten. Eine Verbreitung bereits etablierter Bestände ist durch spontanen Samentransport, v.a. durch Wind und entlang von Verkehrswegen möglich. Die Etablierung der Pflanze wird möglicherweise ebenfalls durch den Transport von Ambrosiapollen über größere Entfernungen begünstigt. Einige Untersuchungen deuten eine Begünstigung der Etablierung von Beständen durch klimatische Veränderungen an. Ob es auch in Deutschland bedingt durch den Klimawandel, aber auch durch vermehrte Fernreisen und Transporte von Gütern, zu einer verstärkten Ausbreitung von Ambrosia kommt ist das Thema von mehreren Forschungsarbeiten.

In Ungarn und den USA ist Ambrosia bereits ein wirtschaftlich bedeutendes Unkraut, vor allem ist jedoch der gesundheitliche Aspekt von Bedeutung. Es ist aus Amerika bekannt, dass die Pflanze ein hohes allergenes Potenzial besitzt. Dies gilt besonders für die Pollen, bei Hautkontakt aber auch für den Blütenstand. Die Pollen lösen starken Heuschnupfen bis hin zu Asthma aus. In Deutschland sind bis jetzt noch keine allergologisch bedeutenden Erkrankungen bekannt geworden, die eindeutig auf Ambrosia zurückzuführen wären, es sind jedoch Kreuzreaktionen bei vorhandener Sensibilisierung gegenüber einheimischen Pflanzen möglich. Bei einer weiteren Verbreitung ist eine erhebliche Gesundheitsgefahr für die Bevölkerung nicht auszuschließen. Während einheimische, allergologisch relevante Pollen überwiegend in der ersten Jahreshälfte auftreten, werden Ambrosiapollen von Juli bis September freigesetzt.

Damit können sie zu einer deutlichen Verlängerung des Leidenszeitraumes für Pollenallergiker führen.

Wegen der langen Lebensdauer der Samen im Boden ist die Bekämpfung von etablierten Beständen schwierig und damit kostspielig. In der Provinz Quebec (Kanada) werden jährlich 50 Mio. $ für die Bekämpfung der Ambrosia und die Behandlung von Ambrosia Allergien ausgegeben. Aber auch in Europa sind bereits vielerorts Maßnahmen zur Eindämmung der Ambrosia notwendig geworden.

Messung der Pollenkonzentration – Überwachung und Prognose

Für die Jahre 2007 bis 2010 ist in Deutschland der Aufbau eines Messnetzes mit vollautomatisch arbeitenden Pollensammlern („Pollenmonitor“) geplant. Damit können u.a. auch Ambrosiapollen mit hoher zeitlicher Auflösung erfasst und die Konzentration ermittelt werden. Im Gegensatz zu den bisher standardmäßig bestimmten Tagesmittelwerten durch die visuelle Auswertung der Proben konventioneller Sammler („Burkardfallen“) stehen dann Stundenwerte zur Verfügung, die zudem aufgrund der hohen Probenahme- und Auswertekapazität des Pollenmonitors eine erhöhte statistische Sicherheit aufweisen. In Verbindung mit meteorologischen und phänologischen Daten bilden die zeitlich hochaufgelösten Pollenkonzentration die Grundlage für eine präzisere Modellierung des Pollenflugs. Dieses Messnetz kann somit auch Beiträge zur Abschätzung der Wirkung einer Klimaänderung auf die Pollenkonzentation liefern. Es ist jedoch auch eine wesentliche Voraussetzung für die kurzfristige Prognose. Mit Hilfe dieser Vorhersage können die betroffenen Allergiker ihre Lebensweise an die aktuelle Pollenfluglage anpassen.

Bei dem Pollenmonitor erfolgt zunächst die Gewinnung einer Luftstaubprobe, bei der die Partikel per Impaktion auf einer Sammelfläche abgeschieden werden. Danach wird durch Erwärmung der Probe ein mikroskopierfähiges Präparat hergestellt. Dieses Präparat wird nun mikroskopisch analysiert, dabei kommt ein okularloses Mikroskop mit Digitalkamera zum Einsatz.

Durch Fluoreszenzmikroskopie werden biologische Aerosole, wie z.B. Pollen und Pilzsporen, von abiotischen Partikeln, wie z.B. Mineralen, Reifenabrieb, Rußpartikel, unterschieden. Die anschließende automatische Auswertung der mikroskopischen Aufnahmen beruht auf Algorithmen zur Mustererkennung, die aus den Bilddaten der unbekannten Partikel quasi einen mathematischen Fingerabdruck berechnen. Dieser Fingerabdruck wird dann mit den in einer Referenzdatenbank gespeicherten Merkmalen verschiedener Pollen verglichen, wodurch eine automatische Klassfizierung der Partikel möglich ist. Das geschilderte Verfahren ist im Pollenmonitor für den Betrieb im Stundentakt vorgesehen. Präparation, Analyse und Auswertung der Probe können dabei parallel zur Probenahme stattfinden. So ist die zeitnahe Bereitstellung aktueller Daten zur Pollenkonzentration für Information und Vorhersage möglich.

Die Erforschung und Entwicklung des Pollenmonitors ist Gegenstand eines vom BMBF geförderten F&E-Projektes, an dem der Deutsche Wetterdienst beteiligt ist. Zur Zeit findet die Felderprobung des Pollenmonitors in Freiburg statt.



Abb. 2 Pollenmonitor

Die Leistungsfähigkeit der automatischen Pollenerkennung in Bezug auf die Erkennung von Ambrosiapollen konnte bereits an konventionellen Luftstaubproben des Burkardsammlers getestet werden. In Laborversuchen wurde dabei an einer Stichprobe eine Erkennungsrate von 77,3 % bei einer Bestimmungsgenauigkeit von 84,0% gefunden. Durch Optimierungen hinsichtlich der bildanalytischen Auswertung, der Algorithmen zur Mustererkennung und durch Erweiterung der Referenzdatenbank erscheinen hier weitere Verbesserungen der automatischen Erkennung möglich.

Die automatische Messung der Pollenkonzentration beinhaltet ein großes Potential zum Gewinn von wissenschaftlichen Erkenntnissen über den Pollenflug im Zusammenhang mit meteorologischen Faktoren und klimatischen Veränderungen. Die Verknüpfung dieser Daten mit der gegenwärtigen Verbreitung von Ambrosia und der spezifischen Sensibilisierung kann die Grundlage für fundierte Empfehlungen bieten, um die Ausbreitung von Ambrosia rechtzeitig zu verhindern.

Literatur

Wayne, P.,S. Foster, J.Connolly, F.Bazzaz, P.E, Production of allergenic pollen by ragweed (Ambrosia artemisiifolia L.) is increased in CO2-enriched atmospheres. Ann. Allergy Asthmal immunol. 2002, 88, 279-282

Workshop zu Ambrosia artemisiifolia, Ergebnispapier, Biologische Bundesanstalt Braunschweig, 28.11.2005

Fernandez, C., M. Martin-Esteban, A. Fiandor et al., Analysis of cross-reactivity between sunflower pollen and other pollens of the compositae family. J Allergy Clin Immunol, 1993, 92, 660–667.

Helbig, N., B. Vogel B, H. Vogel, and F. Fiedler. Numerical modelling of pollen dispersion on the regional scale. Aerobiologia, 20:3–19, 2004.

Scharring, S. et al.: Online monitoring of airborne allergenic particles (OMNIBUSS). In: Popp, J., M. A. Strehle, ed.: Biophotonics: Vision for better health care, Weinheim, Wiley-VCH, 2006 31-86.

Scharring, S. et al., Automatic pollen recognition – developments and perspectives, Nachrichtenblatt des Deutschen Pflanzenschutzdienstes, 2006 (in Vorbereitung).

Das Münsterländer Schneechaos am 1. Adventswochenende 2005

T. Deutschländer, B. Wichura

Vom 24. bis 27. November 2005 kam es u.a. in weiten Teilen von Nordrhein-Westfalen wiederholt zu Schneefällen, die zeitweise von hoher Intensität waren und in Verbindung mit stürmischen Windböen der Stärke 8 Beaufort auftraten. Speziell am Freitag, den 25.11.2005 wurden dabei im Raum Münster im Tagesverlauf Niederschlagsmengen von bis zu 16 mm registriert, was einer Neuschneehöhe von 15 cm in 12 Stunden entsprach. In Folge der widrigen Witterungsverhältnisse brachen an diesem Freitag und in den frühen Morgenstunden des darauffolgenden Samstag in den Kreisen Steinfurt und Borken 50 Strommasten unter der Last der Schnee- und Eisablagerungen zusammen. Insgesamt 250000 Menschen mussten bis zu 4 Tage ohne Strom auskommen, teilweise wurde sogar Katastrophenalarm ausgerufen.

Ausgelöst wurden diese Starkschneefälle durch die Okklusion des Tiefdruckgebietes „Thorsten“, das sich bereits am Mittwoch über dem Nordmeer gebildet hatte. An der Vorderseite eines im Verlaufe des Donnerstages vom Nordmeer bis nach Westeuropa vorstoßenden Höhentroges kam der Bodenwirbel unter erheblicher Verstärkung über der südlichen Nordsee am Freitag bis zur holländischen Küste voran, wo er unter Abschwächung bis zum Sonntag quasi stationär liegen blieb.

Bereits am Nachmittag des 24.11.2005 (Donnerstag) griffen die zu dem herannahenden Frontensystem gehörigen Niederschlagsfelder auf den Nordwesten Deutschlands über. Da das Tief zu diesem Zeitpunkt jedoch noch nicht vollständig okkludiert war, fiel im Münsterland zunächst Regen. Erst im Verlaufe der Nacht gingen die Temperaturen auch hier auf Werte von nur knapp über 0 °C zurück und die Niederschläge gingen zunehmend in Schnee über. Da die Okklusion im weiteren Verlauf um das Tiefzentrum herum erneut nach Nordwestdeutschland geführt wurde, kam es in der über der Nordsee signifikant mit Feuchtigkeit angereicherten maritimen Luft

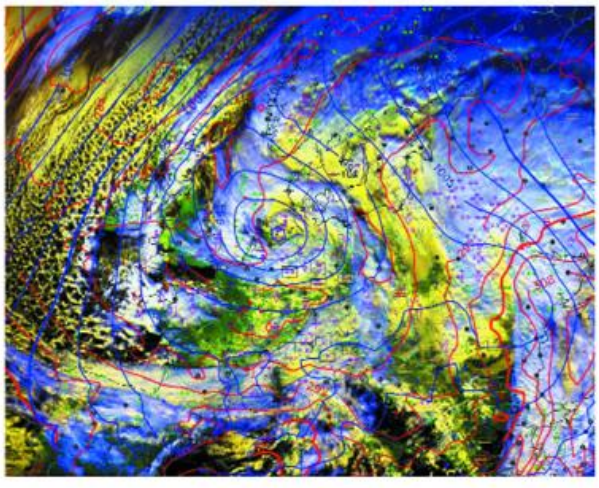


Abb. 1 Überlagerung von Bodenbeobachtungen Bodendruck- und Theta-850-hPa-Diagnosen des GME sowie Meteosat Satellitenbild vom 25.11. 2005 12 UTC

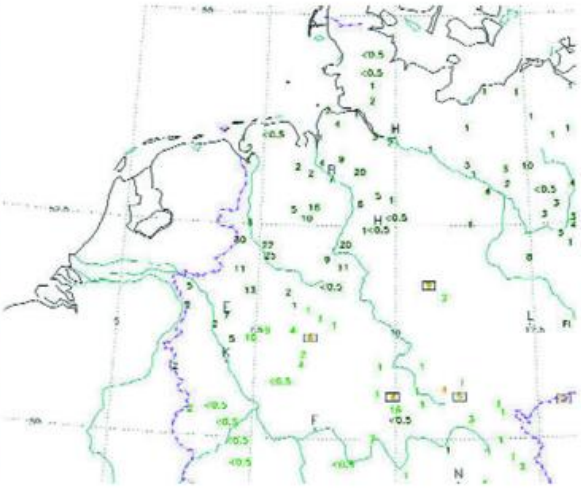


Abb. 2 Neuschneehöhen (cm) vom 26.11. 2005 07 Uhr MEZ im Raum Münsterland und Umgebung



Abb. 3 In Folge der enormen Lasten bis fast auf die Straße herunterhängende Freileitungen im Münsterland

arktischen Ursprungs in einem schmalen Streifen von den Niederlanden bis nach Nordwestdeutschland zu anhaltenden und intensiven Niederschlägen (vgl. Abbildung 1), die erst in den Abendstunden allmählich nachließen. Bis zum Frühtermin (Samstag, 26.11.2005 07 Uhr MEZ) war die Schneedecke in der Region auf bis zu 30 cm angewachsen (vgl. Abbildung 2).

Auf Grund der enormen volkswirtschaftlichen Bedeutung derartiger Schadensereignisse stellt sich nicht nur aus klimatologischer Sicht die Frage, wie häufig mit solchen Witterungsbedingungen zu rechnen ist. Aus technischer Sicht ist zusätzlich von großem Interesse, welche Lasten speziell auf die Freileitungen eingewirkt haben. Im Gegensatz zur z.B. auf Dächer einwirkenden Regelschneelast hängen diese weniger von der Gesamtschneehöhe sondern vielmehr von der in relativ kurzer Zeit auftretenden Neuschneemenge ab. Die Tragweite der Vorkommnisse zeigt sich auch durch die Vielzahl der beim Deutschen Wetterdienst seither eingegangenen Anfragen zu Gutachten.

Abschätzung der aufgetretenen Lasten

Für eine plausible Abschätzung der aufgetretenen Lasten war zunächst zu klären, um welche Art von Ablagerungen es sich handelte, d.h. es galt deren Dichte zu bestimmen. Hierfür standen mehrere Fotos aus der Region unterstützend zur Verfügung, die u.a. vom Ortsverband Münster des Technischen Hilfswerks bereitgestellt wurden. Sie untermauern im Wesentlichen die aus den meteorologischen Fakten abgeleiteten Annahmen:

Zunächst konnte das Vorhandensein einer dicken Schicht Klareises praktisch ausgeschlossen werden. Da die Temperaturen im Münsterland zum Zeitpunkt des Einsetzens der Niederschläge noch deutlich im positiven Bereich lagen (s.o.), war ein Anfrieren der an den Freileitungen anhaftenden Regentropfen mit hoher Wahrscheinlichkeit nicht möglich. Dies gilt selbst unter Berücksichtigung der in Folge des Phasenübergangs auftretenden Verdunstungskälte noch. Zwar hätte unter anderen meteorologischen Voraussetzungen das Verdampfen der Wasserpartikel zu einer Abkühlung der Kabeloberflächen geführt, jedoch wirkte der im fraglichen Zeitraum vorhandene hohe Sättigungsgrad der Luft der Ausprägung dieses physikalischen Prozesses zumindest in abschwächender Form entgegen.

Gegen die Hypothese, dass es im Verlaufe der Zeit auf Grund der erhöhten Temperatur der Leiterseile zunächst zu einem vollständigen Aufschmelzen der mittlerweile in Schnee übergegangenen Niederschläge gekommen sein kann, woran anschließend es durch Überfrieren zur Bildung von Klareis gekommen ist, spricht insbesondere die Tatsache, dass die herrschenden hohen Windgeschwindigkeiten der Ausbildung eines Mikroklimas mit Sicherheit entgegen wirkten. D.h. es ist prinzipiell nicht von einer Übertemperatur der Freileitungen zum Zeitpunkt des Einsetzens der Schneefälle auszugehen.

Da auch das sogenannte Raueis ausgeschlossen werden konnte, das sich in der Regel bei Lufttemperaturen zwischen –2 °C und –10 °C bildet (vgl. z.B. Kartschall und Piehl, 1988), wurde bei der Abschätzung der aufgetretenen Lasten davon ausgegangen, dass es sich bei den Ablagerungen um reinen, in Folge der starken Winde bereits zu Packschnee komprimierten, Nassschnee handelte. Dieser weist nach Knauf (1975) eine Dichte im Bereich von 0,2 g/cm^3 bis 0,3 g/cm^3 auf. Auf Grund der bis zu den Schadenszeitpunkten beständig knapp über 0 °C verharrenden Temperaturen ist zudem vom Vorhandensein eines Flüssigwasseranteils auszugehen (vgl. z.B. International Standard, 2001), so dass zur Berechnung der obere Grenzwert verwendet wurde. Gestützt wird dieser Wert durch die in Poots und Skelton (1995) angegebene empirische Beziehung zwischen mittlerer Windgeschwindigkeit und Dichte der Schneeablagerung.

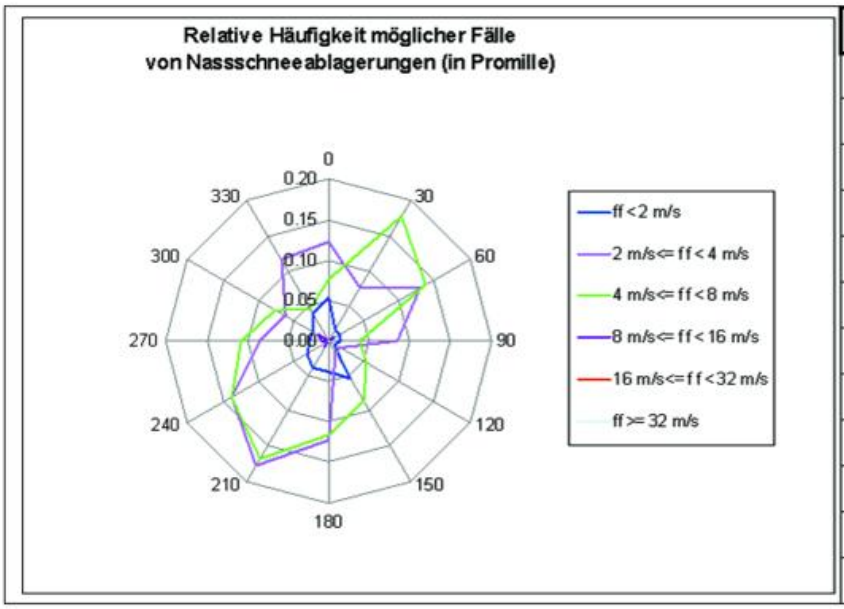
Auf der Basis von Fotos wurde ein Gesamtdurchmesser der Ablagerungen (inklusive der 20 mm dicken Leiterseile) von 15 cm abgeschätzt. Somit ergibt sich eine Last von 51,1 N/m. Auf der Grundlage der Toleranzen für die abgeschätzte Schneedichte und den Ablagerungsdurchmesser wurde ein Fehler für die ermittelte Schneelast von ± 22,5 N/m bestimmt.

Die Normwerte der Schnee- und Eislast für Freileitungen mit einem Durchmesser von 20 mm liegen nach der DIN EN 50341-3-4 (2002) bei 7 N/m (Zone 1) bzw. 14 N/m (Zone 2). Auch wenn sich nach der DIN das Münsterland nicht eindeutig der Zone 1 oder 2 zuordnen lässt, gilt die Aussage: Die am 25./26.11.2005 im Münsterland aufgetretenen Schneelasten lagen deutlich über den DIN-Normwerten für Freileitungen.

Häufigkeit von Nassschneeablagerungsbedingungen

Um zu ermitteln, wie häufig die meteorologischen Bedingungen für die Ablagerung von Nassschnee an filigranen Bauteilen in der betroffenen Region vorkommen, wurden in Analogie zu den in der Klimatologie zumeist als Nebelfrostwindrosen bezeichneten Statistiken im Folgenden „Nassschneewindrosen“ genannte Auswertungen erstellt. Hierfür wurde auf die an den Wetterwarten im regelmäßigen zeitlichen Abstand erfassten Messwerte der Lufttemperatur sowie der Windrichtung und –geschwindigkeit und auf die gleichzeitig durchgeführten Augenbeobachtungen des aktuellen Wetters zurückgegriffen.

Da insbesondere feuchter Schnee auf Grund des Anteils an flüssigem Wasser innerhalb der teilweise geschmolzenen Schneekristalle gut an Gegenständen haftet, umfassen die für die nordwestdeutschen Standorte Greven und Hopsten erstellten Nassschneewindrosen sämtliche Termine, zu denen sowohl Schneefall (Schlüsselziffern 70 bis 75) als auch Lufttemperaturen zwischen 0 °C und +3 °C beobachtet wurden. Speziell innerhalb dieses Temperaturintervalls treten Nassschneefälle im Allgemeinen auf (vgl. wiederum International Standard, 2001).



Monat	Fallzahl
Januar	55
Februar	79
März	79
April	9
Mai	0
Juni	0
Juli	0
August	0
September	0
Oktober	3
November	47
Dezember	103

Abb. 4 (links) Relative Häufigkeit möglicher Fälle von Nassschneeablagerungen in Abhängigkeit von Windrichtung und –geschwindigkeit ermittelt aus insgesamt 130421 Einzelterminen an der Wetterwarte Greven im Zeitraum 1990 bis 2004 (rechts) Anzahl der Fälle in den einzelnen Kalendermonaten

Stellvertretend für beide Standorte enthält Abbildung 4 die Ergebnisse der Auswertungen für Greven (Raum Münster/Osnabrück). Die Resultate für Hopsten (ca. 30 km nördlich von Greven gelegen) unterscheiden sich naturgemäß nicht wesentlich.

Grundsätzlich ist festzustellen, dass die meteorologischen Bedingungen für das Auftreten von Nassschneeablagerungen lediglich an etwa 3 Promille aller Beobachtungstermine vorkommen. Berücksichtigt man, dass die ausgewählten Witterungsbedingungen häufig an mehreren Beobachtungsterminen nacheinander vorhanden sind, so kann davon ausgegangen werden, dass in der Region ungefähr an zwei Tagen im Jahr Nassschneeablagerungen auftreten können.

Neben den zu verzeichnenden Maxima bei Windrichtungen um 210° und 30° sind aus klimatologischer Sicht insbesondere zwei weitere Resultate bemerkenswert: Zum einen die Häufung der Ereignisse im Frühwinter und zum anderen das Häufigkeitsmaximum im Bereich der mäßigen Winde zwischen 4 m/s und 8 m/s. Letztgenannte Tatsache unterscheidet sich deutlich von den Ergebnissen der Nebelfrostwindrosen für diese Region, die eine allgemeine Abnahme der Häufigkeiten mit zunehmender Windgeschwindigkeit zeigen.

Wiederholungsperioden der beobachteten Neuschneemengen

Da für die aufgetretenen Lasten neben den allgemeinen meteorologischen Bedingungen vor allem die Höhe des Neuschnees von entscheidender Bedeutung war, sollen zum Abschluss noch die zugehörigen Wiederholungsperioden für einige Standorte in der Region bestimmt werden. Die Berechnungen beruhen auf einer Anpassung vieljährig beobachteter Neuschneemengen an die Gumbel-Verteilung zur Beschreibung

extremer Messwerte (Gumbel, 1958). Dabei nutzt man die sogenannten Fraktilwerte, d.h. die kumulativen Wahrscheinlichkeiten, dass ein bestimmtes Ereignis auftritt. Geht man z.B. vom 98%-Fraktil aus, so heißt das, dass eine Wahrscheinlichkeit von 2% dafür existiert, dass dieses Ereignis erreicht bzw. überschritten wird. Dem entspricht eine Wiederholungsperiode vom 50-fachen des ursprünglichen Datenintervalls. Da die Gumbel-Verteilung ausschließlich zur Beschreibung von Extremwerten geeignet ist, wurden als Eingangsdaten die maximalen jährlichen Neuschneemengen der jeweiligen Station verwendet. Die Berechnungen basieren dabei in der Regel auf dem Zeitraum 1979 bis 2005, wobei für das Jahr 2005 implizit davon ausgegangen wurde, dass die am 1. Adventswochenende aufgetretenen Neuschneehöhen auch gleichzeitig das Maximum des laufenden Winterhalbjahres darstellen.

In Tabelle 1 sind die sich für insgesamt 10 Niederschlagsstationen in der Region Münsterland ergebenden Wiederholungsperioden für die jeweils höchsten gemessenen Neuschneemengen im November 2005 dargestellt. Es zeigt sich, dass das Schneefallereignis an 6 der 10 betrachteten Messstationen ein Wiederkehrintervall von mindestens 50 Jahren hat.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass im Münsterland am 25.11.2005 ungewöhnlich starke Schneefälle auftraten. Der Nassschneeansatz an den Freileitungen erreichte durch die ungünstigen Temperatur- und Windverhältnisse während des Schneefalls extreme Durchmesser, so dass die resultierenden Lasten eindeutig über den gültigen Normwerten für Freileitungen lagen.

Tab. 1 Größte Neuschneehöhe im November 2005 sowie Wiederkehrintervall nach der Gumbel-Verteilung

Station	Höhe über NN (m)	größte Neuschneehöhe im November 2005 (cm)	Wiederholungsperiode T (Jahre)
Ahaus	52	23	40 < T < 50
Altenberge	108	23	20 < T < 30
Bad Bentheim	50	30	50 < T < 100
Gronau	40	27	50 < T < 100
Hörstel	46	22	50 < T < 100
Legden	73	36	50 < T < 100
Lienen-Kattenvenne	55	20	10 < T < 20
Schöppingen	100	40	50 < T < 100
Steinfurt-Burgsteinfurt	64	15	5 < T < 10
Westerkappeln	92	35	50 < T < 100

Literatur

DIN EN 50341-3-4, 2002: Freileitungen über 45 kV – Teil 3: Nationale Normative Festlegungen (NNA).

Gumbel, E. J., 1958: Statistics of Extremes. Columbia University Press, New York.

International Standard, 2001: ISO 12494: Atmospheric icing of structures. Geneva, Switzerland.

Kartschall, K. und H.-D. Piehl, 1988: Klimadaten der Deutschen Demokratischen Republik – Ein Handbuch für die Praxis. Reihe B, Band 11, „Eisablagerungen". Hauptamt für Klimatologie, Potsdam.

Knauf, D., 1975: Die Abflussbildung in schneebedeckten Einzugsgebieten des Mittelgebirges. Dissertation an der Technischen Hochschule Darmstadt.

Poots, G. and P. L. I. Skelton, 1995: The effect of aerodynamic torque on the rotation of an overhead line conductor during snow accretion. Atmos. Res., 36, 251-260.

The Summer Flooding 2005 in Southern Bavaria – A Climatological Review

J. Grieser, C. Beck, B. Rudolf

The Flood-Event

During the second half of August 2005 severe floodings occurred in the northern central Alps. Following heavy precipitation on the 21 August major Swiss cities like Interlaken, Luzern and the capital Bern were flooded. On the following day a number of rivers in southern Bavaria including Lech, Iller, Isar, Inn and also Danube flooded vast areas. Amongst other cities Garmisch-Partenkirchen, Kempten and Regensburg were affected by major inundations. In some regions the river gauges even exceeded the level of the century flooding of 1999.

The Synoptic Situation

Although the floodings caused regionally disastrous effects the observed precipitation sums did not exceed former maxima of gauge observations at any station. Instead, the extraordinary flooding resulted from the particular interaction of several meteorological and hydrological processes. A detailed discussion can be found in Rudolf et al. (2006).

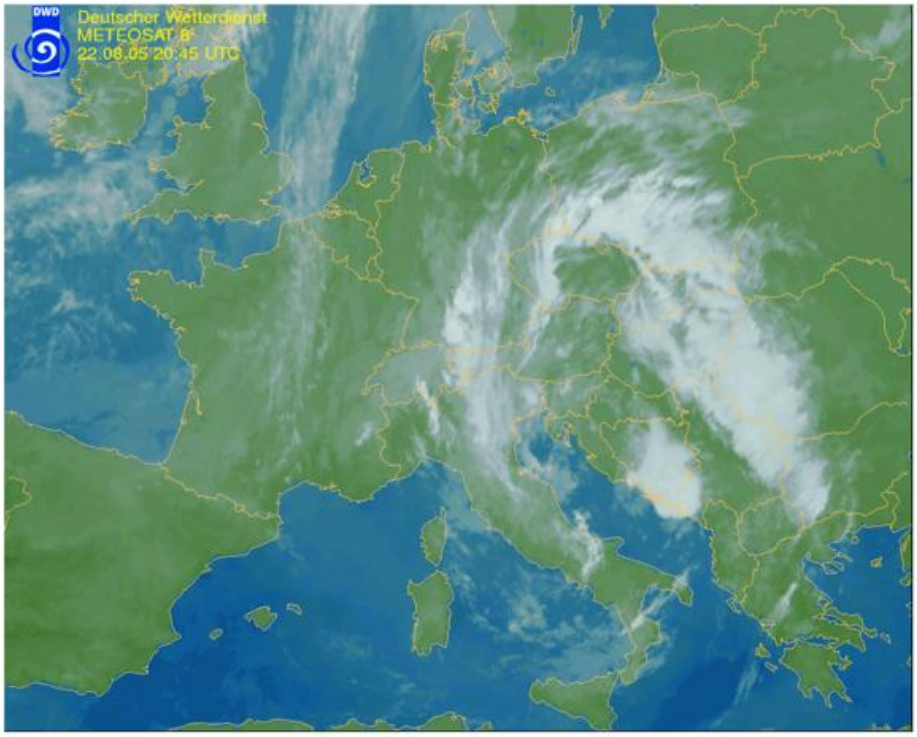


Fig. 1 Infrared satellite image (METEOSAT 8) for 22 August 2005, 20:45 UTC resp. 22:45h Mean European Summer Time (MEST).

Several days before the high precipitation amounts occurred a cut-off low was separated from the meandering flow over the south-western part of Europe. Crossing the northern part of the Mediterranean this low pressure system took up a considerable amount of humidity. On the 22nd, the South-western Bavarian region was located west of the cyclone under a dense and convective cloud band (see Fig. 1). The northern slope of the alps forced lifting of the air masses being advected with high velocity from the North, and led to a further amplification of condensation processes and locally extreme precipitation events. The emergence of the resulting floods was furthermore promoted through soil characteristics. Following a period of high precipitation during July and the beginning of August 2005 soils were already water saturated. Thus all the precipitated water was directly transferred into surface run-off.

Forecast and Warning

The weather development that led to the flooding was well observed and forecasted. The local model (LME) of the German Weather Service (DWD) predicted precipitation amounts close to the observed ones. As a consequence DWD informed the responsible agencies well in advance and gave the public warning of heavy precipitation. Fig. 2 (left panel) shows the precipitation forecast issued 22 August 2:00h Mean European Summer Time (MEST) for the 24h period starting 22 August 8:00h MEST. The right panel of Fig. 2 shows the interpolated observed precipitation from 1377 stations within the same period. The good agreement of both these maps obviously demonstrates that the daily precipitation total of this event was well forecasted. The regional Unwetterwarnzentrale (engl. storm warning centre) of DWD residing in Munich issued its first warning at 21 August 8:00h - well in advance of the event.

Climatological Evaluation

Fig. 3 shows the observed precipitation of 22 August for several stations within Bavaria and Austria. Only a small region of southern Bavaria faced extraordinary extreme precipitation. Most pronounced around Reutte and Oberstdorf with values above 100mm/day and an observed maximum precipitation of 189mm/day at Reutte/Tirol. However, precipitation rates of more than 100mm/day are not unusual within the Alps. Stations situated in the alpine foothills like Kempten (with 67.5mm/day) faced less extreme precipitation. Also at very high altitude stations like Zugspitze (2962m altitude) precipitation was less extreme (45.8mm/day).

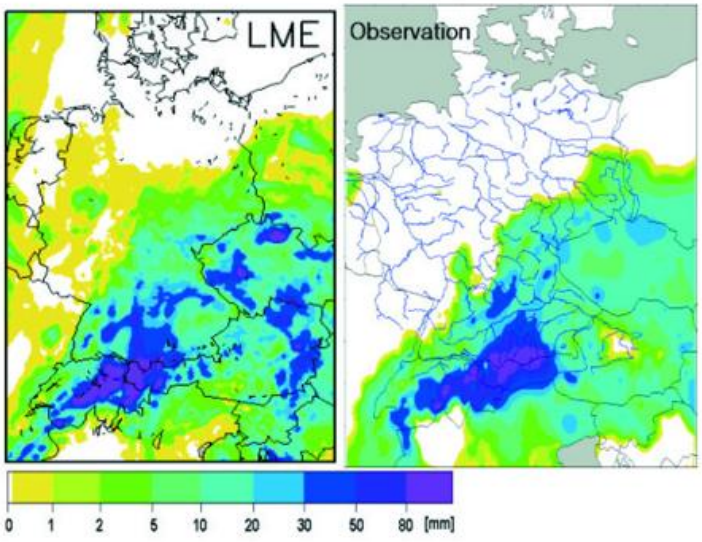


Fig. 2 Precipitation forecast issued 22 August, 2:00h for a 24-hours period starting 6 hours later (left panel) and observed precipitation interpolated from 1377 stations (right panel).

For some of the stations shown in Fig. 3 long time series of daily precipitation observations exist. Those time series allow estimating return periods. At the station Kempten observations since 1896 are available. From these nearly 40,000 observed daily precipitation sums 14 exceed the observation of 22 August 2005. This suggests a return period of less than 8 years. The precipitation amount at Mount Zugspitze usually is exceeded twice a year.

However, at Garmisch, Oberstdorf and Oberstaufen the precipitation amount of 22 August 2005 was only exceeded once in their records consisting of more than 25,000 days each. At the station of Garmisch a considerably higher precipitation sum was observed during the precipitation event of 21 May 1999 which led to devastating floods. Assuming stationarity, i.e. the probability of an extreme precipitation event should not depend on time, we estimate a return period of the order of 100 years, given the observed records. Since the most extreme observed precipitation sums reflect small scale convective precipitation events, the estimated return period reflects the probability that the stations under consideration are affected by those events. However, if the meteorological situation had been only slightly different another but neighboured region would have been hit. Therefore, the probability that such an event occurs not exactly at the same location but shifted along the northern bounds of the Alps is higher. As a consequence the return period for such an event to occur somewhere in the alpine region is considerably below 100 years.

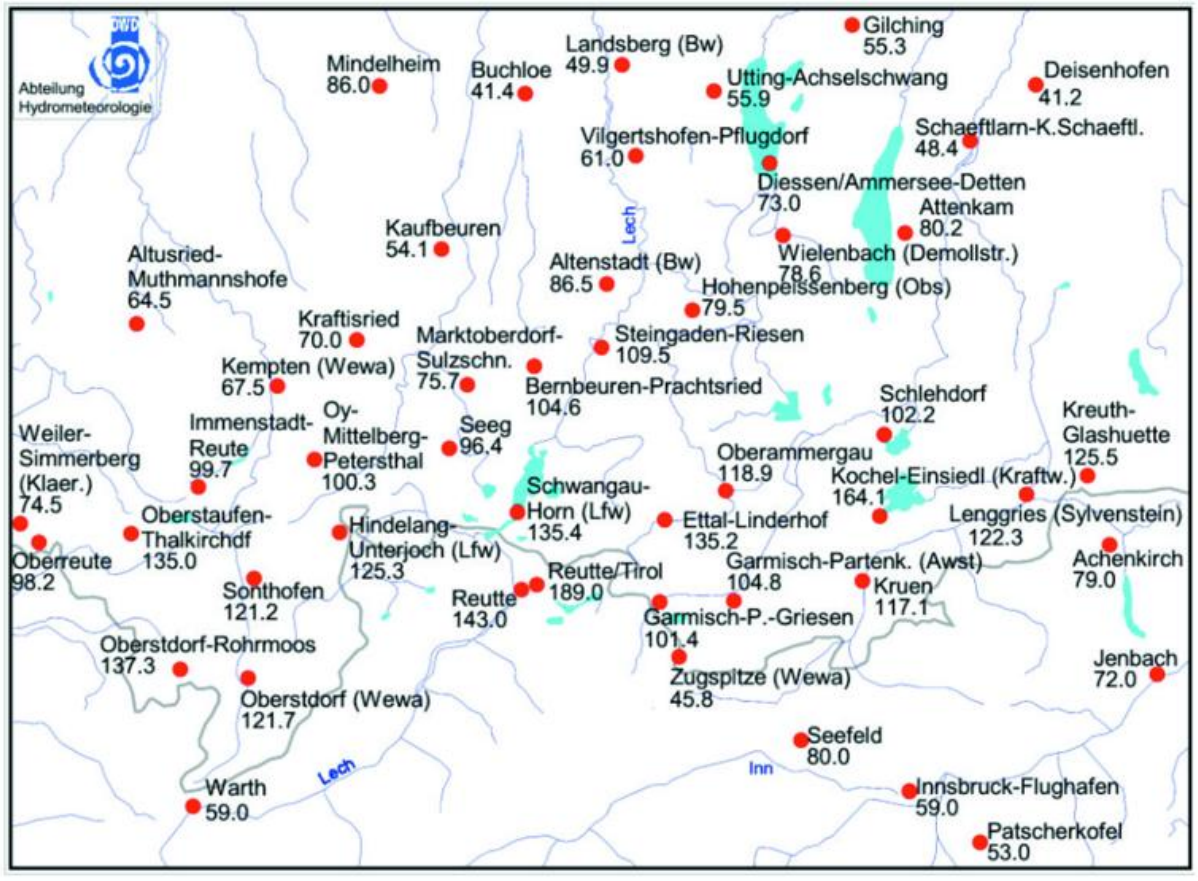


Fig. 3 Observed precipitation in mm/day at 22 August 2005.

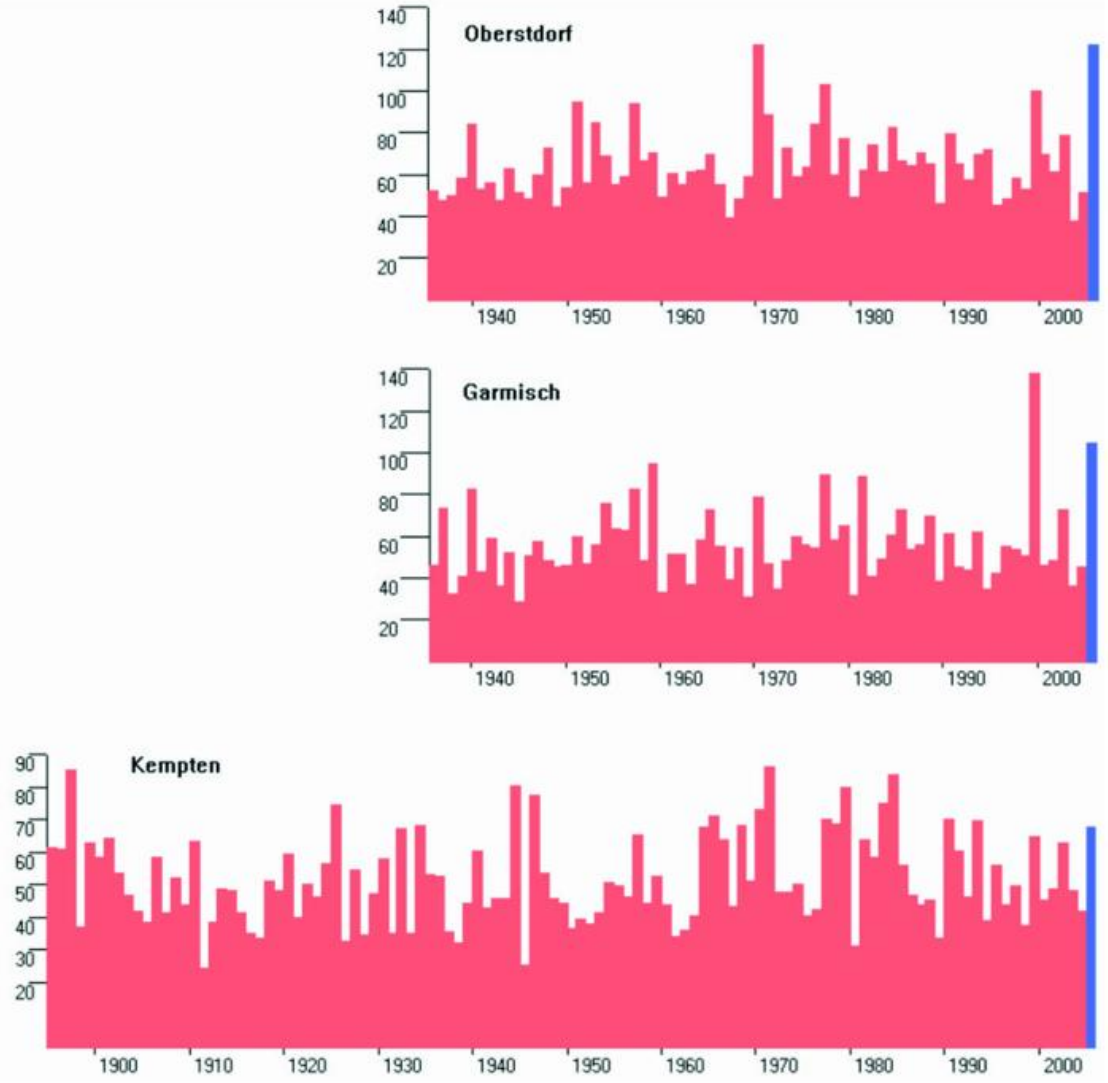


Fig. 4 Time series (red) of highest daily precipitation sum per year (in mm/day) for the stations Oberstdorf, Garmisch und Kempten. Blue column is precipitation sum of 22 August 2005.

Against the background of global climate change the question may be asked whether or not the probability for an extreme precipitation event like that under consideration has risen or fallen. In fact there is some conceptual framework arguing that heavy precipitation events should become more intensive in case of global climate change (Trenberth, 1999).

In order to investigate whether or not the most extreme precipitation events lead to higher precipitation sums within the recent years Fig. 4 shows the records of the highest observed daily precipitation sum per year for the 3 stations Oberstdorf, Garmisch and Kempten. These time series do not reveal a systematic increase in the intensity of the highest daily precipitation sums per year.

Finally we focus on the second point that was essential for generating the flood: the saturated soils. These resulted from fertile precipitation during the weeks before the extreme event. If monthly precipitation totals increase also soil saturation increases on average. This in turn promotes the vulnerability of river catchments to floods triggered by short-lived but extreme precipitation events.

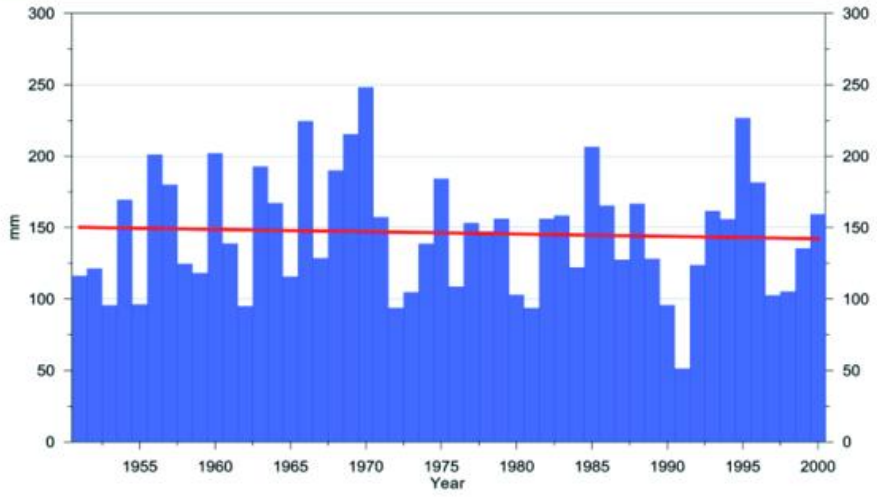


Fig. 5 Time series of monthly mean August precipitation for the region 9°-12°E and 46.5°-48°N (blue columns) and linear trend (red line).

In order to investigate the regional trend in monthly August precipitation for the central northern alpine and pre-alpine region a 50-year gridded dataset with .5° spatial resolution of observed monthly precipitation sums created on the basis of homogeneity tested, long and nearly gap-free records is used (Beck et a., 2005). Spatially averaged August precipitation sums for the region bounded by 9°-12° East and 46.5°-48° North are calculated and the respective time series since 1951 is shown in Fig. 5. A negative linear trend of about 7% over the period 1951 to 2000 becomes visible reducing average August precipitation from about 150mm at the beginning of this period to about 140mm at the end. However, given the high precipitation variability this negative trend is not significant on a 90% level of significance.

Trömel and Schönwiese (2005) showed that temporal changes in precipitation variability exceed changes in precipitation averages which may suggest a decoupling of extreme and average precipitation. Grieser and Beck (2003) found significant increases in both, days with extreme precipitation and precipitation sums on days with extreme precipitation. However, they defined a day with extreme precipitation as a day having a return period of 100 days. Thus their statistics based on daily data for the period 1901 – 2000 describe less extreme events. Moreover they found significant trends only in winter or for the shorter subperiod from 1961 to 2000.

Summary and Conclusion

The flood that occurred in the second half of August 2005 at the northern Alps resulted from extreme rainfall (with a return period of up to 100 years for a small region) on saturated soils. The extreme rainfall itself was caused by a rather rare meteorological situation implying the advection of warm and humid air masses from the Mediterranean that circled eastward around the Alps and cooled down on the northern side which led to condensation and continuous rainfall. Furthermore due to forced lifting at the northern slopes of the Alps precipitation locally reached outstanding intensities.

The potential hydrometeorological effects resulting from this synoptic situation were early recognized by the German Meteorological Service (DWD) and respective warnings were issued well in advance of the event.

As the flooding arose from the combination of unfavourable hydrological preconditions (water saturated soils) on the one hand and a triggering meteorological event (extreme daily precipitation) on the other hand long-term variations of both factors were investigated in order to place this event in a broader context of global climate change.

Given long records of station observations within the affected region neither a long term positive trend of monthly mean August precipitation (which can be used as an indicator for water saturation of soils) nor positive trends in the very extreme daily precipitation sums can be detected. Therefore, this individual event can not be regarded as a consequence of long-term global climate change. However, previous work suggests an increase in more moderate extreme precipitation (return times of 100 days) especially in recent years but mainly in the winter half-year. This may reflect a tendency of central european climate characteristics towards less continentality as assumed by Beck et al. (2006).

Acknowledgements

The authors wish to thank all the colleagues from German Met Service (DWD) who contributed information, data or even graphs to this study.

References

Beck, C., J. Grieser and B. Rudolf (2005): A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000. DWD, Klimastatusbericht KSB 2004, ISBN 3-88148-402-7, ISSN 1437-7691, 181-190.

Beck, C., J. Grieser, M. Kottek, F. Rubel and B. Rudolf (2006): Characterizing Global Climate Change by means of Köppen Climate Classification. DWD, Klimastatusbericht 2005, Deutscher Wetterdienst, ISBN 3-88148-413-2

Grieser, J. and C. Beck (2003): Extremniederschläge in Deutschland Zufall oder Zeichen?, Klimastatusbericht 2002, Deutscher Wetterdienst, ISBN 3-88148-388-8, 142-151.

Rudolf, B., H. Frank, J. Grieser, G. Müller-Westermeier, J. Rapp, W. Trampf (2006): Das Hochwasser in Südbayern im August 2005: Niederschlagsvorhersage, Warnung und klimatologische Bewertung des DWD. Hochwasserschutz und Katastrophenmanagement, Ernst&Sohn, accepted.

Trenberth, K. (1999): Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change. Climatic Change 42, 327-339.

Trömel, S., C.-D. Schönwiese: A generalized method of time series decomposition into significant components including probability assessments of extreme events and application to observational German precipitation data. Meteorol. Z. 14, 417-427 (2005).

Das Hurrikanaufkommen im Nordatlantik

J. Jansen, C. Lefebvre

Die äußerst aktive Hurrikansaison 2005

Das Jahr 2005 zeichnete sich durch eine außergewöhnliche Saison tropischer Wirbelstürme auf dem Nordatlantik aus, die erst am 6. Januar 2006 mit dem Abflauen von Sturm Zeta zum bisher spätesten Termin endete. In der Zeit von Juni bis Ende Dezember 2005 entstanden 27 Wirbelstürme, wovon sich 15 zu Hurrikanen weiter entwickelten (siehe Tab. 1). Diese enormen Anzahlen sind mehr als doppelt so hoch wie die vieljährigen Mittelwerte von 10 tropischen Stürmen und 6 Hurrikanen. Damit wurden die bisherigen Rekordmarken vom Jahr 1933, das 21 tropische Stürme registrierte, und 1969, als 12 Hurrikane auftraten, übertroffen (vgl. Abb. 1). Erstmals seit der zuverlässigen Aufzeichnung tropischer Zyklonen mit routinemäßig eingesetzten Erkundungsflügen zur Mitte des 20. Jahrhunderts erreichten drei Stürme die Kategorie 5 der Saffir-Simpson-Skala (siehe Infobox).

Saffir-Simpson Skala

Kategorie	Max. Windigkeit		Min. Bodendruck	Storm surge (Wellenhöhe)
	kn	m/s	hPa	m
1	64 - 82	33 - 42	> 980	1,0 - 1,7
2	83 - 95	43 - 49	979 - 965	1,8 - 2,6
3	96 - 113	50 - 58	964 - 945	2,7 - 3,8
4	114 - 135	59 - 69	944 - 920	3,9 - 5,6
5	≥ 136	≥ 70	< 920	> 5,7

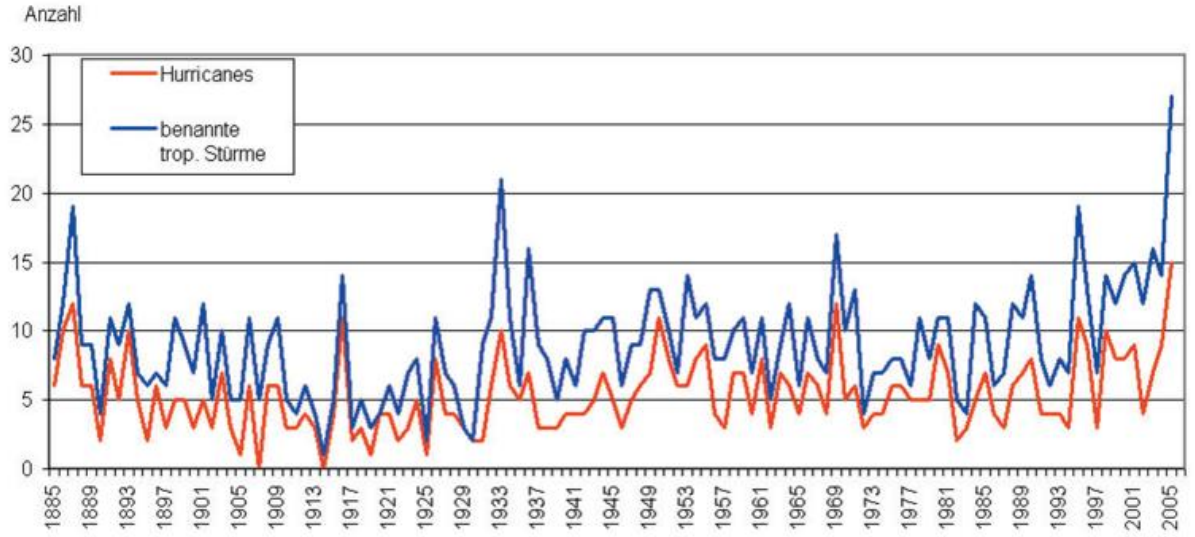


Abb. 1 Jährliche Anzahl benannter tropischer Stürme und Hurrikane über dem Nordatlantik (1885-2005)

Tab. 1 Benannte Tropenstürme während der Hurrikansaison 2005 auf dem Nordatlantik .(nach: Climate of 2005 Atlantic Hurricane Season)

Benannter Tropensturm	Zeitraum	höchstes 1-min Mittel der Windgeschwindigkeit (kt) (H = Hurrikan)
Arlene	08.06.-13.06.2005	60
Bret	28.06.-29.06.2005	35
Cindy	03.07.-07.07.2005	65 (H)
Dennis	04.07.-12.07.2005	140 (H)
Emily	11.07.-21.07.2005	110 (H)
Franklin	21.07.-29.07.2005	60
Gert	23.07.-25.07.2005	40
Harvey	03.08.-08.08.2005	55
Irene	07.08.-18.08.2005	90 (H)
Jose	22.08.-23.08.2005	45
Katrina	23.08.-30.08.2005	150 (H)
Lee	31.08.-01.09.2005	35
Maria	02.09.-10.09.2005	100 (H)
Nate	05.09.-10.09.2005	80 (H)
Ophelia	07.09.-18.09.2005	75 (H)
Phillipe	17.09.-23.09.2005	70 (H)
Rita	18.09.-24.09.2005	155 (H)
Stan	02.10.-05.10.2005	70 (H)
Tammy	05.10.-06.10.2005	45
Vince	09.10.-11.10.2005	65 (H)
Wilma	17.10.-25.10.2005	160 (H)
Alpha	22.10.-24.10.2005	45
Beta	27.10.-30.10.2005	100 (H)
Gamma	18.11.-20.11.2005	46
Delta	23.11.-28.11.2005	60
Epsilon	29.11.-08.12.2005	75 (H)
Zeta	30.12.-06.01.2006	56

Dieses waren die Hurrikane KATRINA, RITA und WILMA, wobei Hurrikan WILMA mit 882 hPa den niedrigsten je über dem Nordatlantik ermittelten Luftdruck erzielte. Sieben Hurrikane erreichten mit Windgeschwindigkeiten von mindestens 50 m/s den Status eines starken Hurrikans (major hurricane). Damit wurde der bisherige Rekordwert von 1950 wiederholt. Im Mittel erlangen diesen Status nur zwei bis drei Hurrikane pro Jahr. Das Auftreten starker Hurrikane ist hoch mit der Anzahl der Übertritte von Wasser auf Land (landfall) und den Schadenssummen korreliert. Die todbringendsten und kostenintensivsten Tropenstürme sind starke Hurrikane. In den USA verursachen sie mehr als 80 % der durch Tropenstürme verursachten Schäden. Hurrikan KATRINA (Abb. 2), der zunächst den Süden Floridas überquerte und sich dann über dem Golf von Mexiko verstärkte, bevor er am 29. August im Grenzgebiet von Louisiana und Mississippi mit Windgeschwindigkeiten um 200 km/h an Land ging (Abb. 3), erwies sich für die USA als der mit Abstand kostspieligste Sturm aller Zeiten (Abb. 4). Die Versicherungsschäden für die Privatversicherer belaufen sich auf 45 Mrd. US$, die volkswirtschaftlichen Schäden auf 125 Mrd. US$ (Höppe, 2005). Starkniederschläge und eine ungewöhnlich hohe Flutwelle (storm surge) von 9 m Höhe führten in den mittleren Golfstaaten zu Überflutungen und Zerstörungen, durch die 1336 Menschen ums Leben kamen. Besonders betroffen waren die Städte New Orleans, Mobile,

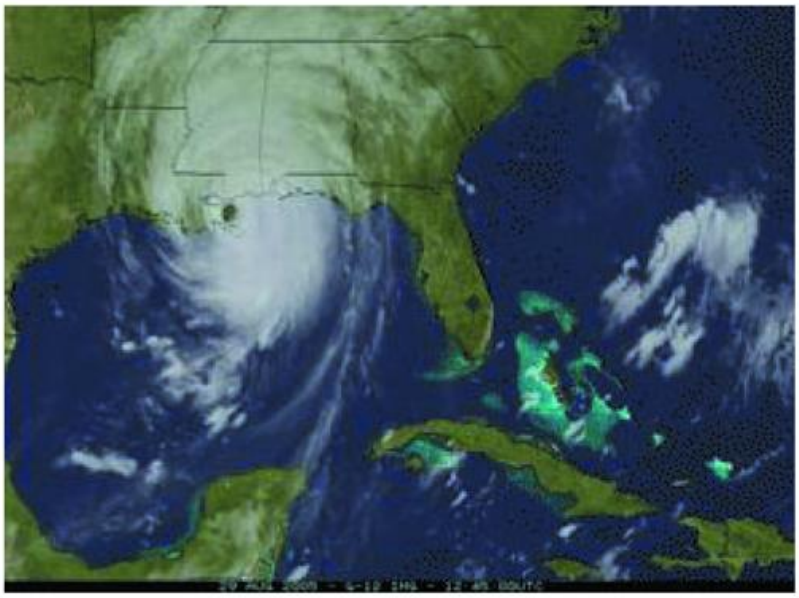


Abb. 2 Hurrikan Katrina über dem Golf von Mexiko (aus: Climate of 2005 Atlantic Hurricane Season)

Biloxi und Gulfport. Eine ebenfalls sehr traurige Bilanz brachte Hurrikan STAN, der durch tagelang anhaltende Starkniederschläge zahlreiche Erdrutsche und Überschwemmungen im zentralen Mittelamerika auslöste und rund 840 Tote und zahllose Vermisste hinterließ. Am schlimmsten betroffen war Guatemala, wo ganze Ortschaften ausgelöscht wurden. Hervorzuheben sind aber auch der bisher nordöstliche Wirbelsturm VINCE, der als erste tropische Zyklone auf die Iberische Halbinsel übertrat und DELTA, der als erster Tropensturm über die Kanarischen Inseln fegte.

Dass mit einer extrem aktiven Hurrikansaison zu rechnen sei, wurde von Wissenschaftlern des NOAA Climate Prediction Center (CPC), der Hurricane Research Division (HRD) und des National Hurricane Center (NHC) bereits im Mai vorhergesagt und im August bestätigt. Erwartet wurden 18 - 21 tropische Stürme, von denen sich 18 - 21 zu Hurrikanen entwickeln sollten, 5 - 7 zu major.



Abb. 3 Hurrikan Katrina über Alabama (Photo: A. Burton, 2005)

Mit diesen Vorhersagen waren politische Entscheidungsträger und die US-Bevölkerung vorgewarnt. Konkrete Aussagen, inwieweit ein Landstrich von den Auswirkungen eines Tropensturmes betroffen ist, können jedoch aufgrund der Bindung an die aktuelle synoptische Situation nur kurzfristig erfolgen.

Zeitliche Änderungen der Wirbelsturmaktivität

Bereits seit 1995 wird - mit Ausnahme der beiden El Niño Jahre 1997 und 2002 - über dem Atlantik eine deutlich über dem Durchschnitt liegende Zahl tropischer Zyklonen und Hurrikane registriert. Die Mittelwerte des 10-jährigen Zeitraums 1995 bis 2005 betragen 14,8 Wirbelstürme, von denen sich 8,5 zu Hurrikanen und 4,1 zu starken Hurrikanen entwickelten (vgl. Abb. 5). Diese hohe Anzahl bedeutet eine kräftige Steigerung zu der des Zeitraums 1971-1994, in der im Mittel nur 9 tropische Stürme, 5 Hurrikane und 1,5 starke Hurrikane je Saison auftraten. Davor gab es aber bereits von 1944 bis 1970 eine ähnliche Periode hoher Wirbelsturmaktivität mit im Mittel 2,7 starken Hurrikanen. Auch sollte nicht unerwähnt bleiben, dass neben 1995 auch das Jahr 1887 mit 19 Stürmen die dritthöchste Anzahl einer Hurrikansaison verzeichnete, obwohl in dieser Zeit weder Flugzeuge noch Satelliten die Beobachtungen unterstützten.

Mit Hilfe von Flugzeugen werden ab 1944 (über dem Nordatlantik) und ab Mitte der 60er Jahre durch Satelliten die Ozeane zunehmend lückenlos überwacht. In den Anfängen des "Satellitenzeitalters" stand jedoch noch kein Netz von geostationären Satelliten und nur eine begrenzte Verfügbarkeit von Aufnahmen polarumlaufender Satelliten zur Verfügung. Der Einsatz von immer besseren flugzeuggestützten Dropsonden und von Satelliten mit immer leistungsfähigeren IR/VIS-Geräten und vor allem mit Mikrowellensensoren wie auch der vermehrte Einsatz von Dopplerradar-Geräten und Bojen ermöglichen natürlich auch andere Einschätzungen des Luftdrucks und der maximalen Windgeschwindigkeit.

Bedingungen zur Entstehung tropischer Wirbelstürme

Atlantische Wirbelstürme entstehen vor allem zwischen 10 und 20° N aus den östlichen Wellen (Easterly Waves), die sich von der afrikanischen Küste nach Westen über den tropischen Nordatlantik, die Karibik und den Golf von Mexiko verlagern. 85 % der starken Hurrikane bilden sich aus den Easterly Waves Afrikas. Obwohl die Anzahl der Easterly Waves von Jahr zu Jahr nahezu konstant ist, variiert die Anzahl der daraus



Abb. 4 Zerstörungen durch Hurrikan Katrina (Photo: A. Burton, 2005)

entstandenen Tropenstürme wesentlich. Ursache dafür sind vor allem die beiden Faktoren Wasseroberflächentemperatur und vertikale Windsscherung des horizontalen Windes zwischen der unteren und oberen Troposphäre. Die Hauptenergiequelle für die Entstehung von tropischen Wirbelstürmen bieten die Ozeane mit einer Wasseroberflächentemperatur von mindestens 26,5 °C. Höhere Oberflächen-temperaturen setzen die atmosphärische Stabilität herab, womit die Durchdringungshöhe des Wirbels zunimmt und die tropische Zyklone gegenüber vertikaler Windscherung widerstandsfähiger macht. Eine starke vertikale Windscherung ab ca. 8 m/s (zwischen 800 hPa und 200 hPa hemmt die Bildung und Intensivierung tropischer Zyklonen. Im klimatologischen Mittel liegt die vertikale Windscherung für den Zeitraum der höchsten Wirbelsturmaktivität von August bis Oktober verbreitet über 8 m/s und unterdrükkt damit die Bildung tropischer Zyklonen. Eine vertikale Windscherung unter 6 m/s fördert die Bildung von tropischen Zyklonen (Goldenberg et al., 2001).

Die mehrdekadische und interannuelle Komponente der Wirbelsturmaktivität

Wie u.a. die Arbeiten von Goldenberg et al. (2001) und Chelliah et al. (2003) darlegen, lässt sich mit der Hauptkomponentenanalyse die Variabilität der (Wasser)-oberflächentemperaturen, aber auch die Periodizität anderer klimatologischer Phänomene vor allem innerhalb der Tropen durch eine mehrdekadische und interannuelle Komponente erklären. Dabei unterscheiden sich die räumlichen und zeitlichen Strukturen beider Oszillationen deutlich voneinander. Sind beide in Phase, so sind die Anomalien besonders deutlich ausgeprägt.

Die interannuelle Varianz wird durch die ENSO-Phase (ENSO = El Niño Southern Oscillation) bestimmt. Während einer positiven ENSO-Phase, die einer El Niño-Phase entspricht, führen positive Temperaturanomalien im äquatorialen Nordostpazifik zu einer Erhöhung der vertikalen Windscherung über den tropischen Nordatlantik, was sich hier hemmend auf die Entstehung tropischer Wirbelstürme auswirkt. Im Jahr 1982, das ein starkes El Niño Ereignis verzeichnete, kam es z.B. nur zur Ausbildung von 5 benannten Tropenstürmen, wovon sich nur zwei zu einem Hurrikan entwickelte

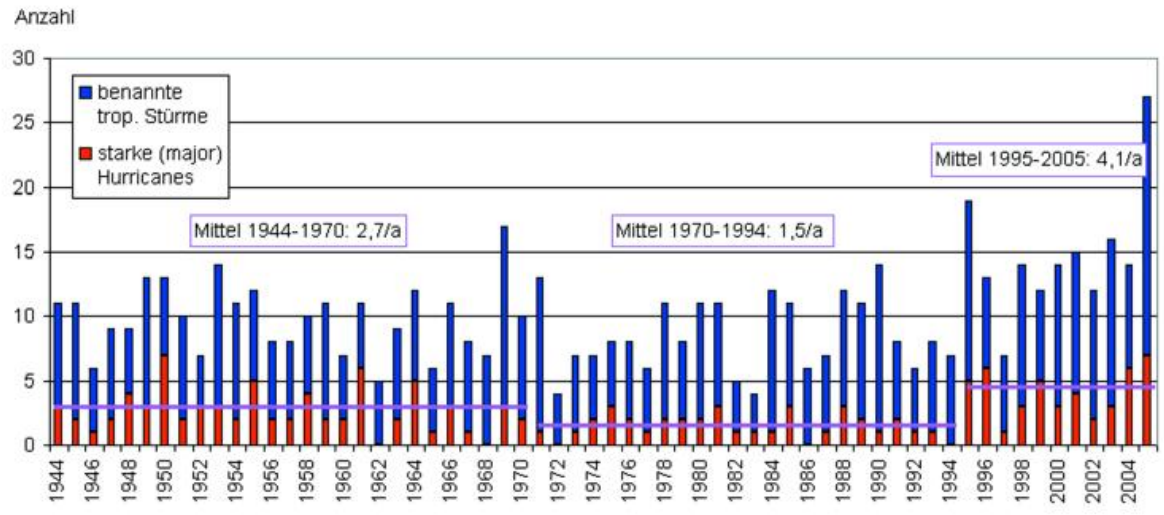


Abb. 5 Jährliche Anzahl benannter tropischer Stürme und starker Hurrikane sowie Mittelwerte starker Hurrikane

(vgl. Abb. 1). In den kalten ENSO-Phasen, also während eines La Niña Ereignisses wird die Entstehung von Tropenstürmen über dem tropischen Nordatlantik dagegen gefördert.

Ein noch höherer Varianzanteil als dem ENSO Mode kommt der tropischen mehrdekadischen Komponente (TMM = tropical mutidecal mode) zu. Zu den Merkmalen ihrer positiven Phase im Atlantik zählen:

- erhöhte Wasseroberflächentemperaturen im tropischen Atlantik
- ein erweiterter subtropischer Hochdruckkeil über dem zentralen und östlichen Nordatlantik
- eine verringerte vertikale Windscherung in den inneren Tropen über dem zentralen Nordatlantik und der Karibik aufgrund einer Ausweitung der Ostwindzone in der oberen Atmosphäre und einer Abschwächung der Passatwinde in den unteren Atmosphärenschichten
- ein afrikanischer Easterly Jet (AEJ), der die Entwicklung und Verstärkung von tropischen Störungen fördert, die sich von der afrikanischen Küste westwärts verlagern.

Die mehrdekadische Temperaturänderung im Nordatlantik drückt sich in der "Atlantic Multidecadal Oscillation" (AMO) aus. Dabei ist die warme Phase der AMO durch überdurchschnittliche Wasseroberflächentemperaturen im Nordatlantik zwischen 0° und 30° N und 40° und 70° N gekennzeichnet. Von 1856 bis heute zeigt die AMO einen mittleren Zyklus von 40-60 Jahren mit Warmphasen von ca. 1860-1880 und 1930-1960, sowie Kaltphasen von 1905-1925 und 1970-1990. Seit Mitte der 90er Jahre ist die AMO erneut in eine Warmphase getreten und zeichnet sich durch eine hohe Wirbelsturmaktivität aus.

Einfluss der globalen Erwärmung

Diese Steigerung im letzten Jahrzehnt kann auf eine Überlagerung der Effekte durch das mehrdekadische Signal und die globale Erwärmung zurückzuführen sein. Eine Untersuchung von Webster et al. (2005) über die Anzahl, Andauer und Intensität von tropische Zyklonen im Zeitraum von 1970 - 2004 kommt zu dem Ergebnis, dass die Anzahl der Hurrikane mit der Kategorie 4 und 5 aufgrund des Anstiegs der Globaltemperatur um 0,3 °C in den Jahren 1990 - 2004 um 56 % höher ist als im Zeitraum 1975 - 1989. Emanuel (2005) kommt zu der Feststellung, dass der Power Indication Index (PDI), der ein Maß für die potentielle zerstörerische Energie der Tropenstürme darstellt, in den letzten 30 Jahren zugenommen hat. Beide Abhandlungen haben in der Fachwelt kontroverse Diskussionen ausgelöst (http://tstorms.org/tropical-storms). Es besteht auch die Möglichkeit, dass sich die Unterschiede zu der vorherigen positiven Phase der mehrdekadischen Schwingung durch die Verbesserung der Beobachtungssysteme ergeben.

Während aufgrund der zu erwartenden Andauer der positiven Phase des mehrdekadischen Signals ein Anhalten der seit 1995 beobachteten hohen Wirbelsturmaktivität über die kommenden 10-40 Jahren nicht unwahrscheinlich erscheint (Goldenberg, 2001), kommen Modellrechnungen über die Auswirkungen des Treibhauseffektes zu keinen übereinstimmenden Ergebnissen. So ergaben Berechnungen von McDonald et al. (2005) eine Abnahme der Stürme im Nordatlantik, Nordwest-Pazifik und Südwest-Pazifik und eine Zunahme im Nordost-Pazifik und Indischen Ozean. Andere Studien (Knudson et al., 2004) kamen zu dem Ergebnis, dass bis 2080 eine Zunahme der Windgeschwindigkeit in Hurrikanen um 5 % möglich ist.

Literatur

Atkinson, G.D., Holliday, C.R., 1977: Tropical cyclone minimum sea level pressure/maximum sustained Wind relationship for the western North Pacific. Monthly Weather Review, 105, 421-427

Chelliah, M. and Bell, G.D., 2004: Tropical Mutidecadal and Interannual Climate Variability in the NCEP-NCAR Reanalysis, Journal of Climate, Vol. 17, 1777-1803

Chu, J.-H., Sampson, C.R., Levine, A.S., Fukada, E., 2002: The Joint Typhoon Warning Center Tropical Cyclone Best-Tracks, 1945-2000. http://www.npmoc.navy.mil/jtwc/best_tracks/TC_bt_report.html

Climate of 2005 Atlantic Hurricane Season (2006): http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/research/2005/hurricanes05.html

Dvorak, V.F., 1977: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting form satellite imagery. Monthly Weather Review, 103, 420-430

Dvorak, V.F. 1984: Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. NOAA Technical Report NESDIS 11, 45 pp.

Emanuel, K., 2005: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years.
Nature, 436, 686-688

Goldenberg, S.B., Landsea, C.W., Mestas-Nuñez, A.M., Gray W.M. 2001: The Recent Increase in Atlantic Hurricane Activity: Causes and Implications. Science, Vol 293, 2001 S. 474-479 (www.sciencemag.org)

Höppe, P., 2006: "2005 war ein Rekordjahr". Wettermagazin, 1. Jg. 03/2006, S.27

Knudson, T.R., Tuleya, R.E., 2004: Impact of CO2-Induced Warming on Simulated Hurricane Intensity and Precipitation. Journal of Climate, Vol. 17, 3477-3495

McDonald, R.E., Bleaken, D.G., Cresswell, D.R., Pope, V.D., Senior, C.A. (2005):
Tropical storms: representation and diagnosis in climate models and the impact of climate change. Climate Dynamics, Springer-Verlag GmbH, 25, Nr. 1

Webster, P.J. et al, 2005: Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment; Science 309, 1844-1846

WMO Regional Climate Centres – Concept and potential role of the Deutscher Wetterdienst (DWD)

P. Bissolli, P. Hechler, H. Nitsche

Overall concept

When the impact of the 1997 El Niño phenomenon hit areas around the globe it became obvious again, that governments and societies require dedicated information to deal with similar situations.

Accordingly WMO's highest body, the Congress, asked the Members for a concept to support the implementation of advanced operational climate information and prediction services on the basis of up-to-date science and most recent advances in information technology.

The well-established World Weather Watch with its hierarchy of global and regional centres delivering data and products to the National Meteorological and Hydrological Services (NMHS) provided an excellent example for an operational system raising the Members' capabilities in the meteorological domain.

The concept of Regional Climate Centres (RCC) has been developed since then and meanwhile pilot projects for RCC functions have been established in different areas of the world. The overall idea of RCC functions is to provide the NMHSs with (mainly) regional climate information and predictions (data, products, training, expertise, capacity building etc.) to ensure, that the NMHSs of the region can fulfil their duties on the basis of the most recent advances in science and technology. RCCs furthermore enable NMHSs to share tasks on the basis of a fair 'give and take'. The following example might illustrate the RCC idea: Climate predictions (forecast range: 1 month up to 2 years) are meanwhile demanded by many governments and companies. It requires, however, a significant amount of resources (scientists, technicians, IT-experts, IT) to set up related operational systems. And as nearly every NMHS has to deal with similar challenges and problems it is obviously inefficient to invest efforts in each single country to set up such an operational system. A regional centre, bringing together experts from the region and providing basic products, tools (software) etc. including training provides a more efficient approach. The concept of RCCs is flexible enough to deal with regional characteristics, offering a variety of organisational solutions starting from a single, multifunctional centre to a virtual network of RCC functions.

In Europe DWD is ready to provide RCC services in the climate monitoring domain. Fig. 1 illustrates the components of the initial DWD system with EuCLIS as the infrastructural core element allowing links to other RCC functions, input from NMHSs or national/international organisations/institutions as well as the Web-based provision of climate monitoring services to the Members.

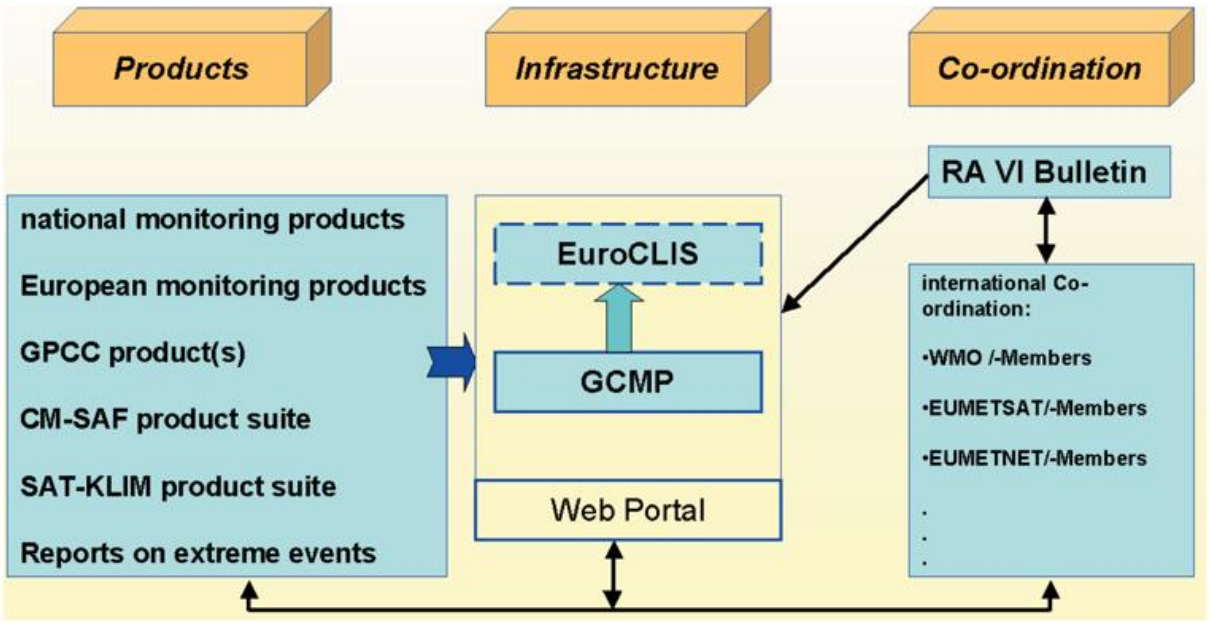


Fig. 1 DWD's initial system for an RCC function on climate monitoring

Explanations:

CM-SAF product suite:
DWD runs the Satellite Application Facility on Climate Monitoring under the auspices of EUMETSAT providing global and regional cloud-, radiation- and water vapour products derived from satellites (cf to KSB 2004)

GCMP/EuCLIS: see also next pages

GPCC products:
DWD operates the Global Precipitation Climatology Centre under the auspices of the World Climate Research Programme providing global and regional precipitation analyses

RA VI Bulletin:
Yearly publication on the climate of Europe and the Middle East compiled by DWD under the auspices of WMO and based on the contributions of European and Middle East NMHSs

SAT-KLIM: see next pages

EuCLIS – the web-based European climate information platform

EuCLIS will be the web-based distribution platform of the RCC products. It will be the successor of the already existing platform of GCMP (Generate Climate Monitoring Products). GCMP was a project of ECSN (European Climate Support Network) which is a co-operation for climatological activities within EUMETNET (Network of European Meteorological Services).

The GCMP platform already distributes regularly national and European climate monitoring products via the web, but still in a quasi-operational state which means that the URLs of all the product sites have to be allocated manually. EuCLIS will be a full operational system, providing an administration tool for each contributing institution where the paths of all the products can be inserted and then the system will find each product automatically. The new system is already in development.

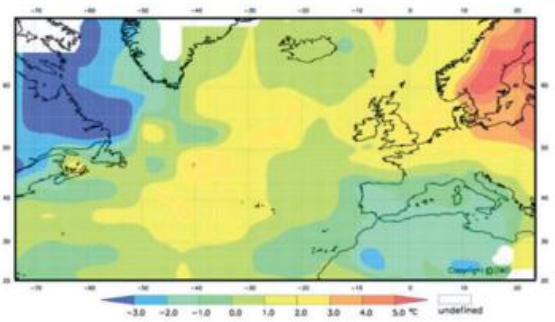


Fig. 2 Anomalies of air temperature (°C) January 2005 Reference Period: 1961-1990

Contributing institutions can be all public national meteorological services of the WMO Region VI, but also other institutions who are able to provide climate monitoring products for the area of that region or at least a large part of it, or even for the whole globe. The Region VI comprises not only Europe, but also Greenland and parts of the North Atlantic and Asia. 49 countries belong to that region, and each of them is invited for contributions, so hopefully the present number of 18 contributing countries will further increase.

The range of products available on the GCMP platform covers maps of monthly means and anomalies of many climate elements (example Fig.2). EuCLIS will be open for additional products including climate indices derived from the basic climate elements. There will be some products which are accessible for the public meteorological services only (acknowledging national data policies), but many products will be open for the public as well.

The present state of the system GCMP
(Generate Climate Monitoring Products)

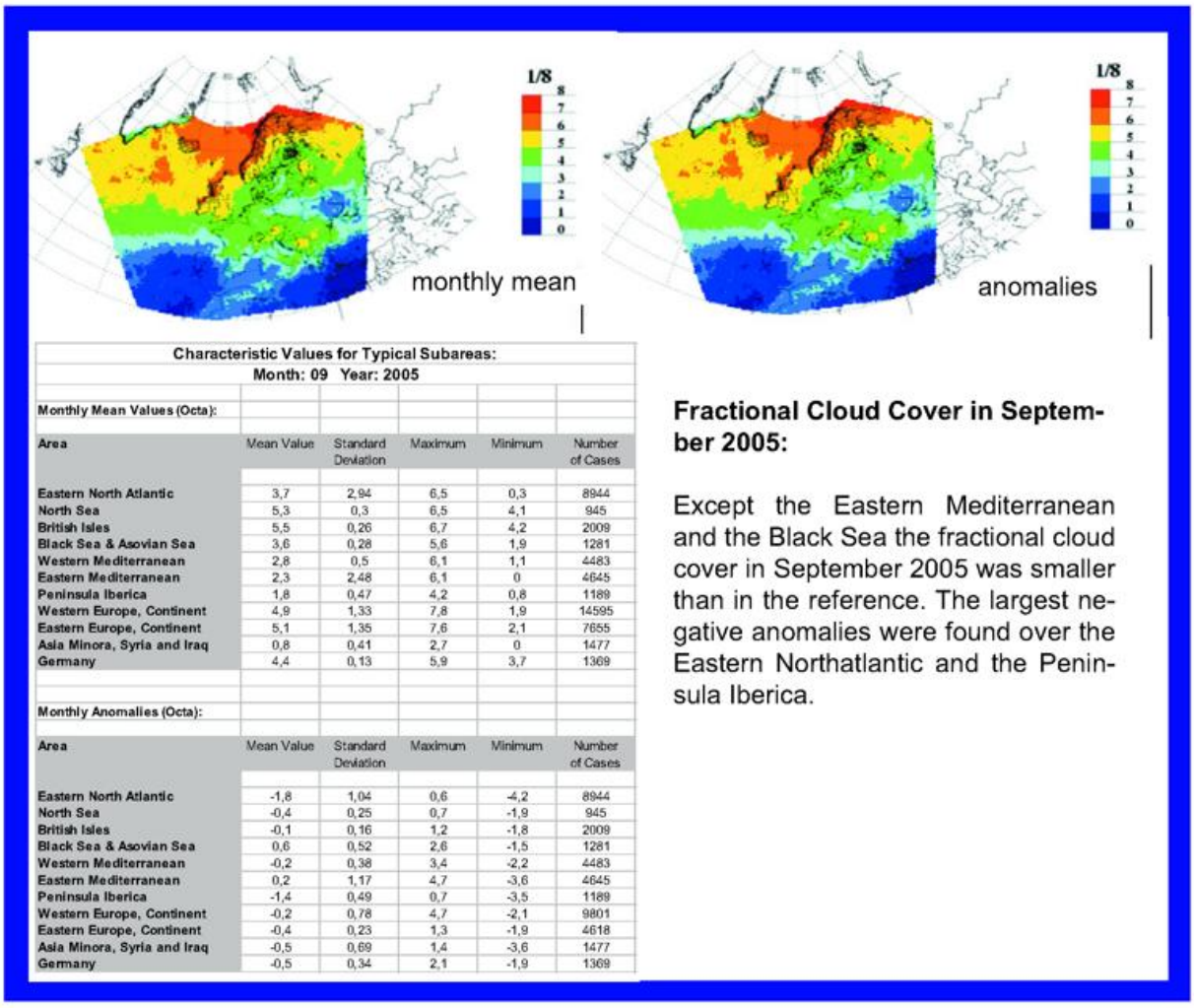
Present structure of the website http://www.gcmp.dwd.de :
- Significant weather events (e.g. Elbe-Danube flooding 2002, summer heat wave 2003)
- European products (monthly means, normals, anomalies: temperature, precipitation,..)
- National products (presently contributions of 18 countries)
- Annual Bulletin on the climate in WMO Region VI (for the years since 1999)
- Links to related institutions (WMO, ECSN)
- General information about GCMP

SAT-KLIM satellite-based regional climate monitoring

The DWD-programme SAT-KLIM is dedicated to develop and produce European climate monitoring products from satellite derived data, in-situ data and possibly results of numerical analyses which shall be merged to give a best estimate. The aim is to derive monitoring products for all components of the energy and water budget and in the end to monitor the budgets themselves. This aim leads to the requirement that the products must be consistent. One aspect of consistency is the coordinate system. Products will be derived on a Lat-/Lon-grid with a multiple of 0.25 degree width.

SAT-KLIM is also dedicated to contribute regional products into the European climate information platform EuCLIS.

The monitoring products consist of maps of monthly mean values and monthly anomalies compared to a reference as well as a short description and assessment. This is demonstrated in the following figure for September 2005 for the element "fractional cloud cover":



Characteristic Values for Typical Subareas:
Month: 09 Year: 2005

Monthly Mean Values (Octa):

Area	Mean Value	Standard Deviation	Maximum	Minimum	Number of Cases
Eastern North Atlantic	3,7	2,94	6,5	0,3	8944
North Sea	5,3	0,3	6,5	4,1	945
British Isles	5,5	0,26	6,7	4,2	2009
Black Sea & Asovian Sea	3,6	0,28	5,6	1,9	1281
Western Mediterranean	2,8	0,5	6,1	1,1	4483
Eastern Mediterranean	2,3	2,48	6,1	0	4645
Peninsula Iberica	1,8	0,47	4,2	0,8	1189
Western Europe, Continent	4,9	1,33	7,8	1,9	14595
Eastern Europe, Continent	5,1	1,35	7,6	2,1	7655
Asia Minora, Syria and Iraq	0,8	0,41	2,7	0	1477
Germany	4,4	0,13	5,9	3,7	1369

Monthly Anomalies (Octa):

Area	Mean Value	Standard Deviation	Maximum	Minimum	Number of Cases
Eastern North Atlantic	-1,8	1,04	0,6	-4,2	8944
North Sea	-0,4	0,25	0,7	-1,9	945
British Isles	-0,1	0,16	1,2	-1,8	2009
Black Sea & Asovian Sea	0,6	0,52	2,6	-1,5	1281
Western Mediterranean	-0,2	0,38	3,4	-2,2	4483
Eastern Mediterranean	0,2	1,17	4,7	-3,6	4645
Peninsula Iberica	-1,4	0,49	0,7	-3,5	1189
Western Europe, Continent	-0,2	0,78	4,7	-2,1	9801
Eastern Europe, Continent	-0,4	0,23	1,3	-1,9	4618
Asia Minora, Syria and Iraq	-0,5	0,69	1,4	-3,6	1477
Germany	-0,5	0,34	2,1	-1,9	1369

Fractional Cloud Cover in September 2005:

Except the Eastern Mediterranean and the Black Sea the fractional cloud cover in September 2005 was smaller than in the reference. The largest negative anomalies were found over the Eastern Northatlantic and the Peninsula Iberica.

Fig . 3 Example of a satellite based European monthly climate monitoring product.

The present state of SAT-KLIM:

Present content of the website http://www.dwd.de/satklim:

- general description of the products
- European Climate Monitoring Products of Fractional Cloud Cover (monthly means, normals, anomalies)
- short description and assessment (tabular form)
- German Climate Monitoring Products of Total Precipitable Water (TPW) (monthly means, normals, anomalies)
- short description and assessment (graph)
- validation products for TPW (graphs)

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

4AR	4th Assessment Report des IPCC
AEJ	African Easterly Jet
AMBETI	Agrarmeteorologisches Modell zur Berechnung von Evaporation, Transpiration und Interzeption
AMO	Atlantic Multidecadal Oscillation
AOGCM	Atmosphere-Ocean general circulation model
ASCII	American Standard Code for Information Interchange
ATEAM	Advanced Terrestrial Ecosystem Analysis and Modelling
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
CPC	Climate Prediction Centre
CRU	Climate Research Unit (University of East Anglia, Norwich, GB)
DDD	Data Distribution Centre
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
DIN	Deutsche Industrie Norm
DIW	Deutsche Institut für Wirtschaftsforschung
DKRZ	Deutsches Klimarechenzentrum
DU	Dobson Unit
EBM	Energy balance model
ECMWF	European Centre for Midrange Weather Forecast
ECSN	European Climate Support Network
EESC	Effective equivalent stratospheric ozone
EM	Europa-Modell des DWD
EN	European Norm
ENSO	El Nino-Southern Oscillation
ERA	European Re-Analysis
EuCLIS	European Climate Information System
GCMP	Generate Climate Monitoring Products
GCOS	Global Climate Observing System
GEIN	German Environmental Information Network
GME	Globalmodell des DWD
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GRIB	Gridded binary
GTS	Global Telecommunication System
GUAN	GCOS Upper Air Network
HRD	Hurrican Research Division
ICSU	International Council for Science
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
ITCZ	Intertropical Convergence Zone
KFKI	Kuratorium für Forschung und Küsteningenieurswesen
KLIDADIGI	Klimadatendigitalisierung (Nacherfassung historischer Klimadaten)
KLIWA	Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft
KMA	Korean Meteorologic Agency
KomPass	Kompetenzzentrum “Klimafolgen und Anpassung” des UBA
MEST	Mean European Summer Time
MEZ	Mitteleuropäische Zeit
MIRAKEL	Relationale Datenbank des DWD
MKW	Massenkonsistentes Windfeld
MME	Multi model ensemble
MOSES	Modellierungen des mittelfristigen Seegangsklimas im Nordseeküstengebiet
MPI	Max-Planck-Institut
NCEP	National Centre for Environmental Prediction

NDACC	Network for the Detection of Atmospheric Composition Changes
NDSC	Network for Detection of Stratospheric Changes
NetCDF	Network Common Data Format
NKDZ	Nationales Klimadatenzentrum
NMHS	National Meteorological and Hydrological Service
NOAA	National Oceanic & Atmospheric Administration
NOKIS	Nord- und Ostsee Küsteninformationssystem
PDF	Probability Density Function
PDI	Power Indication Index
QBO	Quasi-Zweijährige Oszillation
RADOLAN	RADAR-Online-Aneichung
RCC	Regional Climate Centre
SAGE	Stratospheric Aerosol and Gas Experiment
SAT	Surface air temperature
SBUV	Solar Backscatter Ultraviolet
SGA	Service-Gruppe-Anpassung
SME	Single model ensemble
SOI	Southern oscillation index
SRES	Special Reprot on Emission Scenarios
SSN	Sun spot number
STD-DOI	Scientific and Technical Data – Digital Object Identifier
TAR	3th Assessment Reprot des IPCC
TMM	Tropical multidecadel mode
TOMS	Total Ozone Mapping Sensor
UBA	Umweltbundesamt
UNFCCC	United Nations Framework Convention on Climate Change
UNIDART	Uniform Data Request Interface
URL	Uniform Resource Locator
VASClimO	Variability Analysis of Surface Climate Observations
VEI	Volcanic Explosivity Index
WDC	World Data Centre
WMO	World Meteorological Organization
WZN	Weltzentrum Für Niederschlagsklimatologie

Autorenverzeichnis

Name	Anschrift	E-Mail
Dr. Beck, Christoph	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	christoph.beck@dwd.de
Behrendt, Johannes	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 44 63067 Offenbach	johannes.behrendt@dwd.de
Dr. Bissolli, Peter	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 44 63067 Offenbach	peter.bissolli@dwd.de
Claude, Hans-Jürgen	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	hans.claude@dwd.de
Dr. Deutschländer, Thomas	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 44 63067 Offenbach	thomas.deutschlaender@dwd.de
Prof. Dr. Hense Andreas	Meteorologisches Institut Universität Bonn Auf dem Hügel 20 53121 Bonn	ahense@uni-bonn.de
Dr. Korn-Riedlinger , Karin	Bundesministerium für Bildung und Forschung Globaler Wandel Heinemannstr. 2 53175 Bonn	karin.korn-riedlinger@bmbf.bund.de
Lefebvre, Christiana	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 76 20359 Hamburg	christiana.lefebvre@dwd.de
Löpmeier, Franz Josef	Deutscher Wetterdienst Bundesallee 50 38116 Braunschweig	franz-josef.loepmeier@dwd.de
Munz, Nicole	Umweltbundesamt Fachgebiet I 4.1 Klimaschutz Wörlitzer Platz 1 06844 Dessau	nicole.munz@uba.de
Müller-Westermeier, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	gerhard.mueller-westermeier@dwd.de
Nitsche, Helga	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	helga.nitsche@dwd.de

Rosenhagen, Gudrun	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 76 20359 Hamburg	gudrun.rosenhagen@dwd.de
Dr. Rudolf, Bruno	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 44 63067 Offenbach	bruno.rudolf@dwd.de
Scharring, Stefan	Deutscher Wetterdienst Stefan-Meier-Straße 4 79104 Freiburg	stefan.scharring@dwd.de
Dr. Schröter, Dagmar	59 Aberdeen Avenue Cambridge, MA 02138 USA	dagmar.schroeter@gmail.com
Prof. Dr. Ch.-D. Schönwiese	J.W. Goethe-Universität Institut für Atmosphäre und Umwelt Postfach 11 19 32 60054 Frankfurt a.M. (Germany)	schoenwiese@meteor.uni-frankfurt.de
Dr. Toussaint, Frank	Max-Planck-Institut für Meteorologie World Data Center Bundesstr.53 20146 Hamburg	Toussaint@dkrz.de
Werscheck, Martin	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	martin.werscheck@dwd.de

Index

11-jährigen Sonnenzyklus 107

A

Aerosol 19
vulkanisches 19

C

Climate Change 47
Scenarios of Future 47
climate change adaptation 54

D

Datenservice des DWD 74

E

Easterly Waves 177
Eisheilige 87
El Niño Southern Oscillation 178
El Nino-Southern Oscillation 131, 132
Erwärmung 179
globale 179
Extremwertanalyse 10
Zeitabhängige 10
Extremwerte 86

F

Frostschäden 93

G

global change 44
vulnerability to 44
global change scenarios 46
global climate change 171
global climate classification 148
global warming 131
anthropogenic 131
Globalstrahlung 76, 159

H

Hagelschäden 96
Hochwasser 125
Hochwasserschutz 33

Hochwassersituation 81
hurricane 175
Hurrikan 175
KATRINA 175
Hurrikane 174
hydrological cycle 131

I

Infektionsrisiko 93

J

Jahreszeiten 75
klimatologischen 75

K

Kenngrößen 98
agrarmeteorologische 98
Klimaänderungsanalyse 32
Klimaänderungssignal 32
Klimaatlas 158
Klimadatenzentrum 70
Nationale 70
Klimaentwicklung 33
Regionale 33
Klimamodelldaten 68
Klimarauschen 18
Klimaschutz 57
Klimaschutzprogramm 58
der Bundesregierung 58
Klimasimulation 19
Klimaszenarienrechnungen 40
Regionale 40
Klimatrend 150
anthropogener 150
Klimaveränderung 33
Klimawandel 7, 16, 57
globale 7, 16
Kontinentalität 159
thermische 159
Köppen climate types 139

N

Naturkatastrophen 81
Niederschlagshöhe 79

O

Orkane 87
Ostwindzirkulation 116
stratosphärische 116
Oszillation 107
Quasi-Zweijährige 107
Ozonabbau 120
Ozonabnahme 107
Ozonloch 108
Antarktisches 108
Ozonschicht 105
Ozontrend 106

P

Polarwirbel 106
arktische 106
Pollenmonitor 161

R

räumliche Niederschlagsverteilung 123
Referenzzeitraum 75
klimatologischen 75

S

Schäden 57
volkswirtschaftliche 57
Solarkonstante 19
Sonnenscheindauer 75
Starkniederschläge 36
Starkschneefälle 163
Stratosphärenerwärmung 108
sunspot numbers 132

T

Temperaturschwankung 150
tägliche 150, 154
Thermopluviogramm 75
Treibhausgase 19
Trend 7
Niederschlag 7
Temperatur 7

U

Unsicherheit 18
aleatorische 18
epistemische 18
UV-Strahlung 106

V

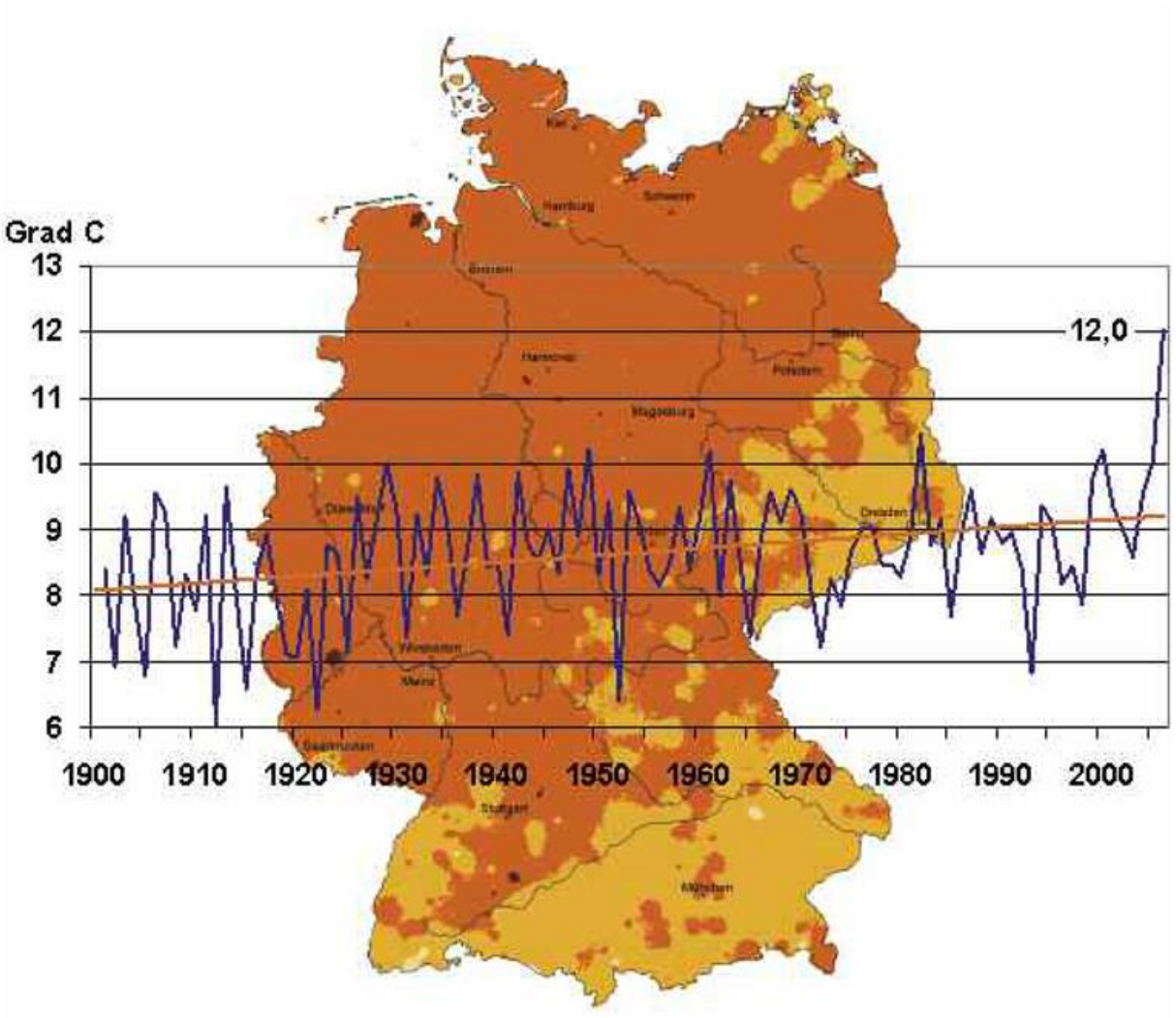
Vegetationsperiode 92
Vegetationsruhe 92
absolute 92
volcanism 132, 136
explosive 132

W

Wasserkreislauf 33
globale 33
water cycle 135, 137
El Nino-Southern Oscillation 137
global 135, 137
Weihnachtstauwetter 88
Weltdatenzentrum 65
für Klimadaten 65
Wetterlagenklassifikation 109
objektive 109
Wetterrekorde 86
Deutschland 86
Windatlas 155
digitaler 155
Wirbelsturmaktivität 178
Wirbelstürme 174
tropische 174
Witterungsverlauf 79

Deutscher Wetterdienst

Klimastatusbericht 2006



Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings

Herausgeber und Verlag
Deutscher Wetterdienst
Kaiserleistr. 29/35
63067 Offenbach

Postfach 10 04 65
63004 Offenbach

Redaktion:

Gerhard Müller-Westermeier
e-mail:gerhard.mueller-westermeier@dwd.de

Patricia Willing
e-mail:patricia.willing@dwd.de

Der Klimastatusbericht im Internet:
http://www.ksb.dwd.de

ISSN 1437 - 7691
ISSN 1616 - 5063 (Internet)
ISBN 978-3-88148-424-4

Urheberrecht
Alle Rechte an den hier präsentierten Informationen liegen, soweit nicht anders vermerkt, beim DWD.
Die Nutzung der nachfolgenden Informationen bzw. Teilen davon ist nur unter Nennung des Quellenhinweises „Deutscher Wetterdienst“ gestattet.
Eine kommerzielle Nutzung ohne ausdrückliche Genehmigung ist untersagt.

Zum Titelbild
Karte der Temperaturabweichung im Herbst 2006 und Zeitreihe der Gebietsmitteltemperaturen von Deutschland im Herbst 2006

Vorwort



Sehr geehrte Damen und Herren,

mit dieser Ausgabe des Klimastatusberichtes des Deutschen Wetterdienstes erscheint nunmehr seit 1998 der zehnte Band in Folge.
Die bisherige gute Resonanz ermutigt uns, diese Reihe mit Zahlen, Fakten und Berichten zum Klima in Deutschland und zu den weltweiten Klimaveränderungen fortzusetzen.
Mehr noch: Zu Beginn dieses Jahres hat der DWD erstmalig einen „Klima-Report" als kompakte Zusammenfassung des Klimas 2006 veröffentlicht. Er beinhaltet die wichtigsten Daten und Zahlen zum Klima in Deutschland ,der sich vor allem an die Politik und weitere Entscheidungsträger richtet.

Nicht nur das Klima, auch der Klimastatusbericht selbst wird sich wandeln. Diese Ausgabe beschränkt sich im Wesentlichen auf die ausführliche Darstellung des Klimas im vergangenen Jahr. Ab 2008, also im Klimastatusbericht 2007, werden wir mit einem neuen und erweiterten Redaktionsteam, über die wissenschaftlichen Beiträge hinaus, auch Aspekte und Themen über das Klima und seine Wechselwirkungen aufgreifen, die im Interesse der breiten Öffentlichkeit stehen. So werden zum Beispiel vom Deutschen Wetterdienst gegenwärtig Vorbereitungen getroffen, um in den nächsten Jahren genauere und umfassendere Informationen zu den konkreten Folgen der Klimaänderung zu gewinnen und diese der Öffentlichkeit und den Entscheidungsträgern in Politik und Wirtschaft an die Hand zu geben. Auch darüber wird der Klimastatusbericht informieren.

Sie, liebe Leserin und lieber Leser, möchte ich bitten und ermuntern, uns eine Rückmeldung zu geben, welche Themen Sie besonders interessieren und welche Anregungen Sie für künftige Ausgaben des Klimastatusberichtes haben.

Viel Vergnügen und Wissensgewinn bei der Lektüre dieses Bandes wünscht Ihnen

Ihr

Dr. Wilfried Thommes

Leiter des Geschäftsbereichs „Klima und Umwelt"

Inhaltsverzeichnis

Vorwort 3

Die Witterung in Deutschland 2006 5
G. Müller-Westermeier, C. Lefebvre, H. Nitsche, W. Riecke, K. Zimmermann

Extremwertkarte 28

Die agrarmeteorologische Situation im Jahr 2006 29
F. - J. Löpmeier

Entwicklung der Ozonschicht 40
H. Claude, W. Steinbrecht und U. Köhler

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa 44
T. Fuchs

Weltweite Besonderheiten der Witterung 52
P. Hechler

Liste der verwendeten Abkürzungen 56

Autorenverzeichnis 57

Index 58

Die Witterung in Deutschland 2006

G. Müller-Westermeier, C. Lefebvre, H. Nitsche, W. Riecke, K. Zimmermann

Insgesamt war das Jahr 2006 in Deutschland warm und sehr sonnenscheinreich, während die Niederschläge etwa dem langjährigen Mittel entsprachen. Das Jahr begann mit lang anhaltender Kälte und überraschte in der 2. Jahreshälfte mit einer Vielzahl von Wärmerekorden.

Die **Mitteltemperatur** für Deutschland berechnet aus einem interpolierten 1-km-Raster betrug 9,5 °C. Das sind 1,3 K mehr als im internationalen klimatologischen Referenzzeitraum 1961-1990. Damit war das Jahr 2006 das fünftwärmste seit 1901. Nur von Januar bis März sowie im August ergaben sich unterdurchschnittliche Temperaturen, während die übrigen Monate, insbesondere der Juli und die Periode ab September zu warm waren. Alle diese 5 Monate lagen unter den jeweils wärmsten drei seit Beginn des 20. Jahrhunderts.

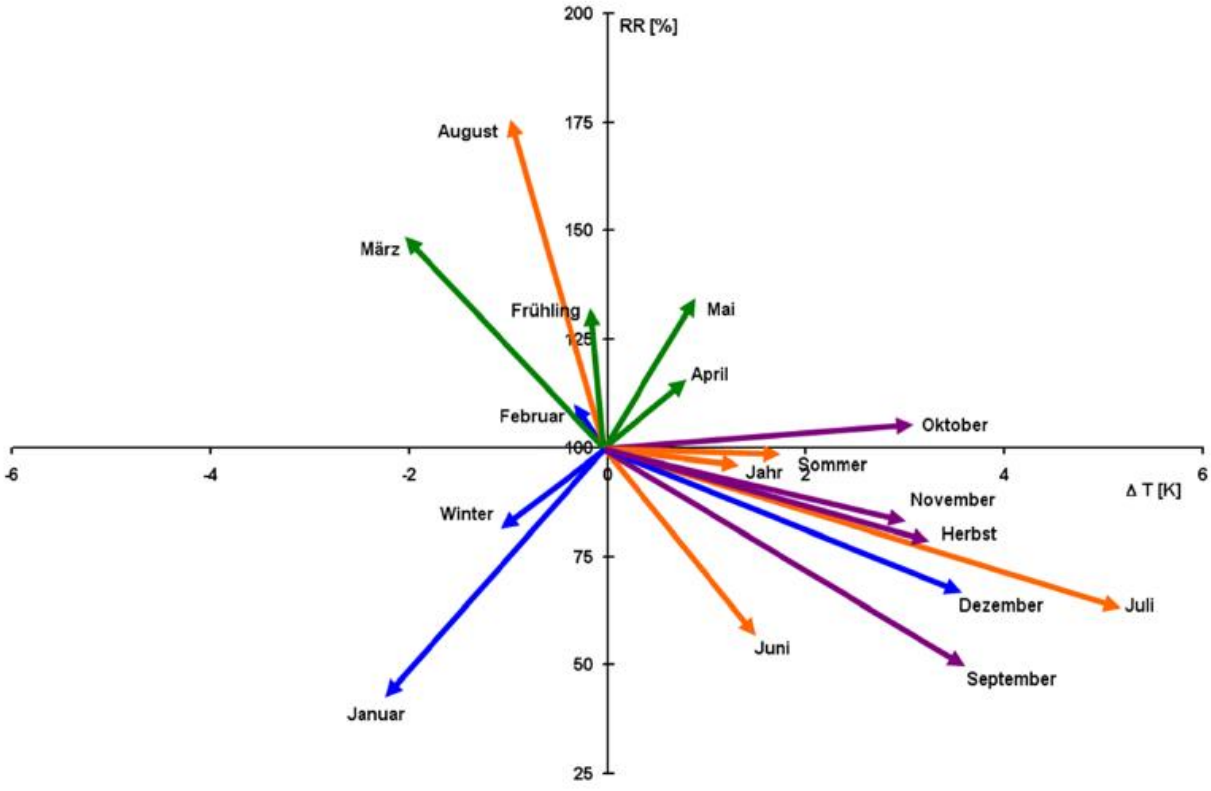


Abb. 1 Thermopluviogramm für Deutschland 2006 (Bezugszeitraum 1961 - 1990)

Der kalte Jahresbeginn und die Wärme in der 2. Jahreshälfte brachten einerseits eine durchschnittliche **Anzahl an Frosttagen** und andererseits eine weit über dem Durchschnitt liegende Zahl an Sommertagen. **Die Zahl der Sommer- und heißen Tage** war meist 2-3-mal so hoch wie im langjährigen Mittel.

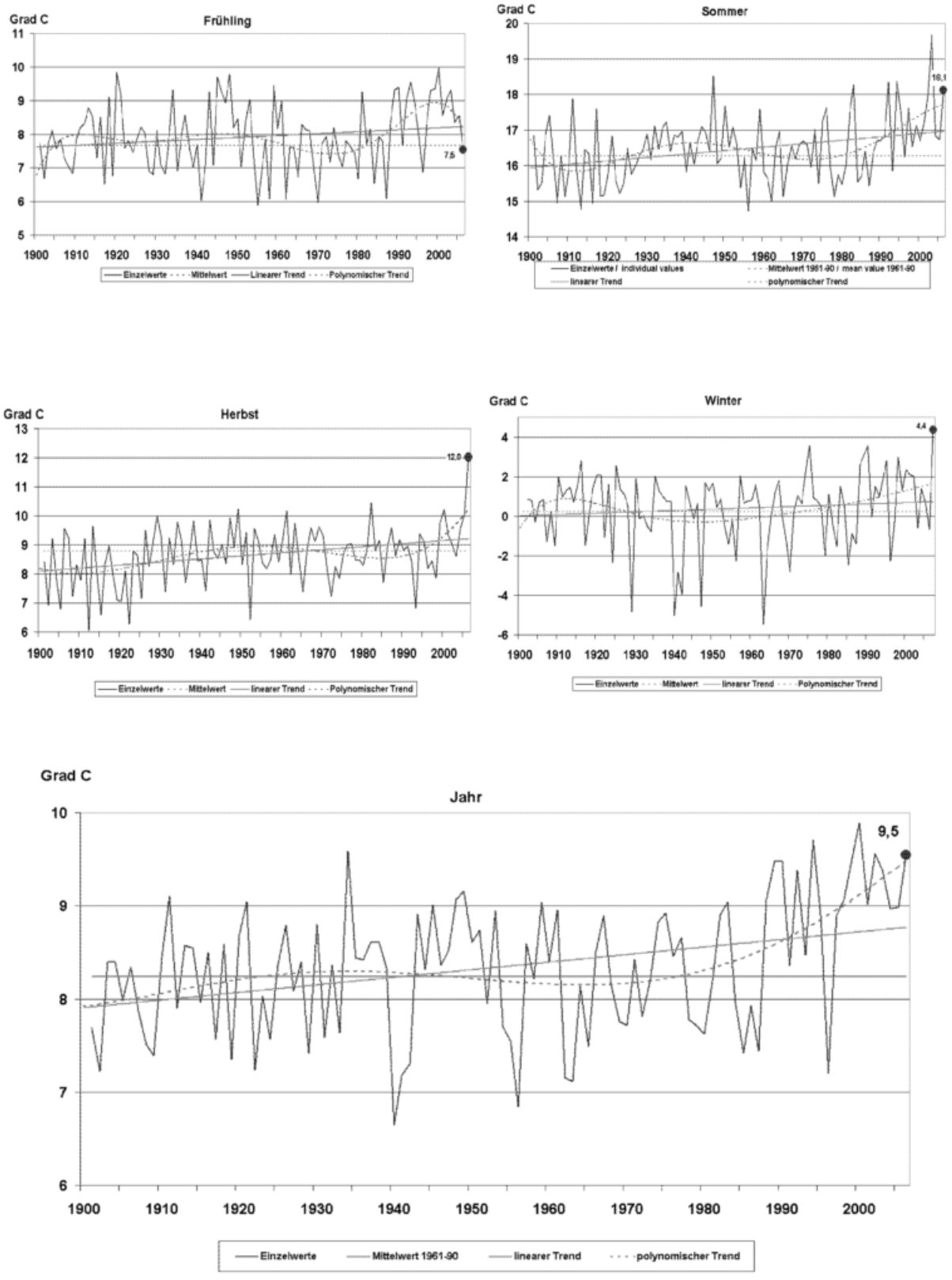


Abb. 2 - 6 Mittlere Tagesmitteltemperatur Deutschland 1901 - 2006

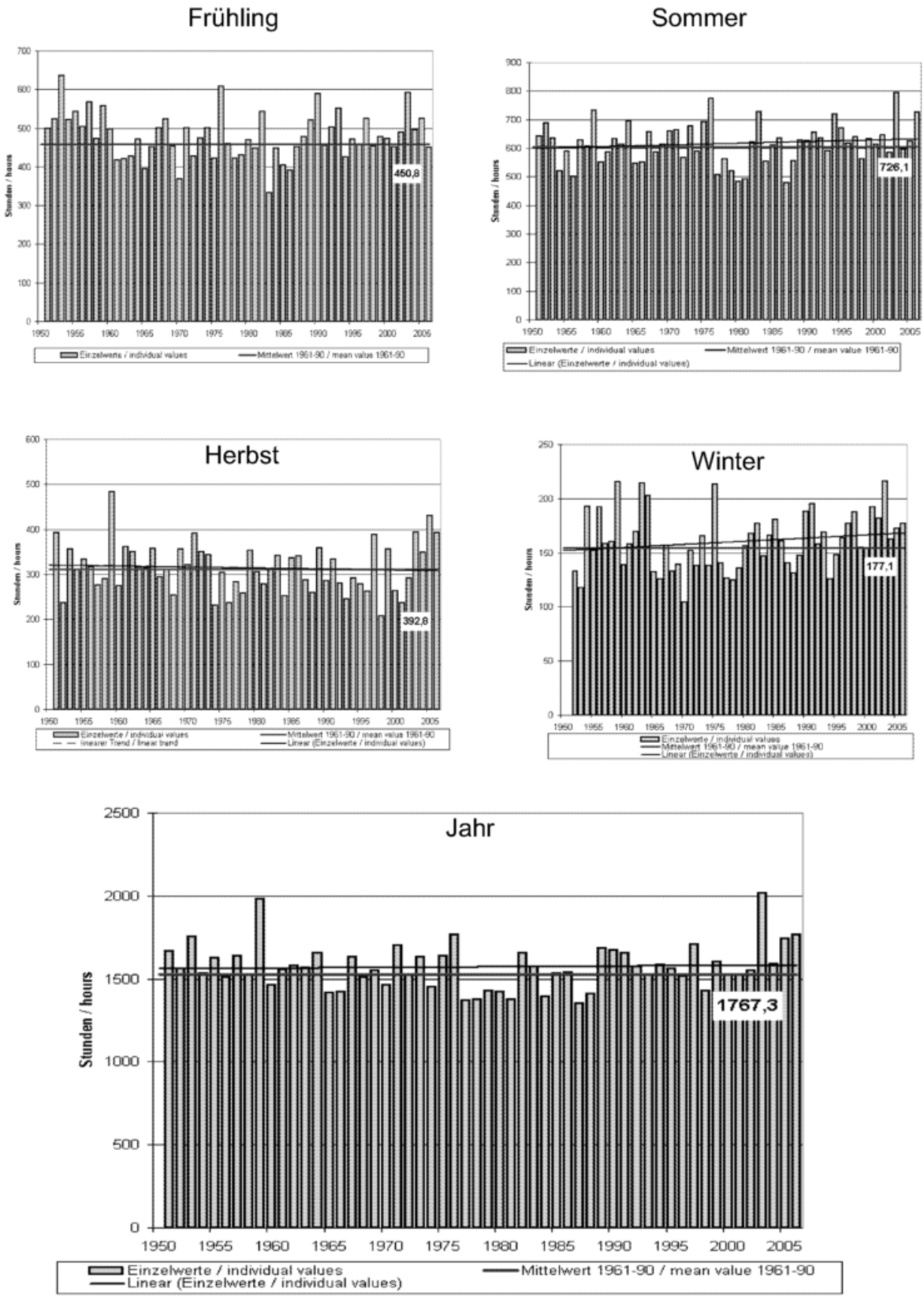


Abb. 7 - 11 Mittlere Sonnenscheindauer Deutschland 1901 - 2006

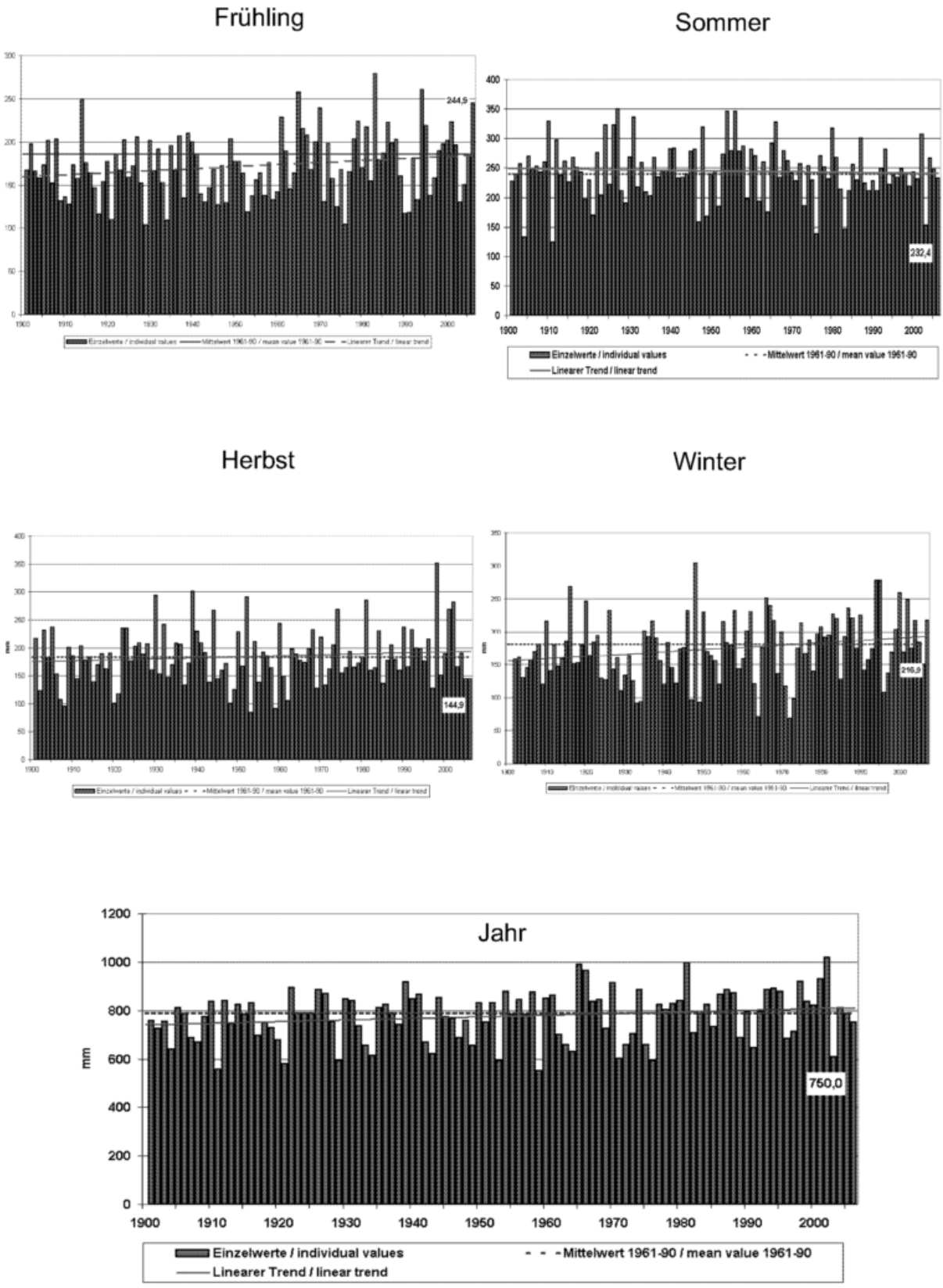


Abb. 12 - 16 Mittlere Niederschlagshöhe Deutschland 1901 - 2006

Das Jahr 2006 hatte in Deutschland je sechs Monate mit unter- und überdurchschnittlicher **Niederschlagshöhe.** Da die Niederschlagsdefizite meist größer ausfielen als die Überschüsse, wurde das Jahr insgesamt etwas zu trocken. Das Gebietsmittel der jährlichen Niederschlagshöhe ergab sich zu 750 mm. Das sind 39 mm oder 4,9 % weniger als in der Referenzperiode. Das Jahr 2006 war damit das 31. trockenste seit Beginn des 20. Jahrhunderts.

Hinsichtlich der **Sonnenscheindauer** gab es im Jahr 2006 acht überdurchschnittliche Monate, wobei die Sonnenscheinüberschüsse teilweise sehr groß waren. Dem standen nur vier Monate mit leichten Sonnenscheindefiziten gegenüber, so dass das Jahr insgesamt sehr sonnenscheinreich wurde. Das Gebietsmittel der Sonnenscheindauer für das Jahr 2006 betrug 1767,3 Std.. Das sind 238,9 Std. oder 15,6 % über dem Normalwert. Damit wurde das Jahr 2006 das dritte in der Reihe sonnenscheinreicher Jahre seit Mitte des 20. Jahrhunderts (hinter 2003 und 1959).

Bei der **Globalstrahlung** ergaben sich für das Jahr 2006 drei Südwest-Nordost orientierte Einstrahlungsbänder. Die nördlichste Zone mit vergleichsweise niedrigem Strahlungsangebot reicht vom Niederrhein über Niedersachsen nach Schleswig-Holstein. Nach Süden folgt eine Zone mittlerer Einstrahlung von Rheinland-Pfalz und dem nördlichen Baden-Württemberg über Hessen und Nordbayern bis an die Oder. Südlich der Donau ist dann die höchste Sonneneinstrahlung mit Werten größer 1181 kWh/m^2 erkennbar.

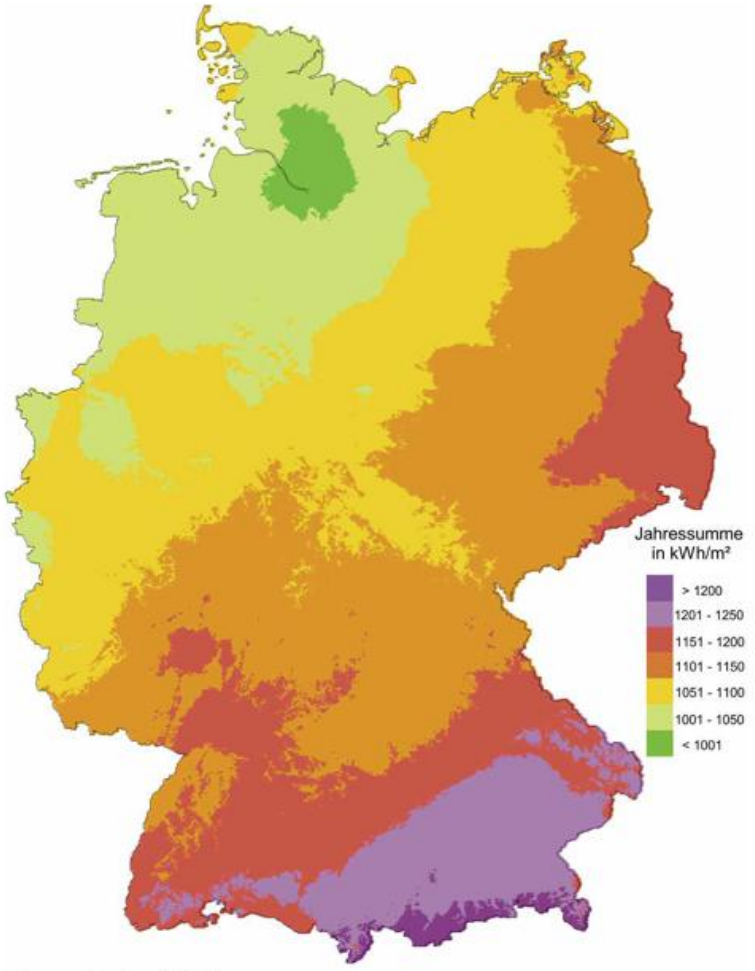


Abb. 17 Globalstrahlungskarte 2006

Das Flächenmittel der Einstrahlung betrug in diesem Jahr 1112 kWh/m^2, was einer positiven Abweichung von ca. 7,2 % im Vergleich zum langjährigen Flächenmittel von 1037 kWh/m^2 entspricht. Mit diesem Durchschnittswert liegt das Jahr 2006 deutlich unter den Einstrahlergebnissen des Jahres 2003 (+12,8 %), doch nimmt es in einer Reihung ab 1998 den 2. Rang ein. Die Position 3 nimmt das Jahr 1999 mit +4,7 % Abweichung ein.

Abgesehen von Höchstwerten der Einstrahlung in den höheren Alpenregionen waren südwestlich von München Einstrahlungswerte zwischen 1241 und 1260 kWh/m^2 gegeben. Der Tiefswert des Strahlungsangebotes in Deutschland lag im Hamburger Raum mit 979 kWh/m^2.

Die Spanne der Abweichungen der aktuellen Einstrahlungswerte 2006 im Vergleich zum langjährigen Mittel 1981 bis 2000 reicht von -2 % bis +18 %. Lediglich in den kleinen Bereichen Ostfriesland, um Trier und südwestlich von Freiburg wurde etwa die mittlere Einstrahlung erreicht, sonst gab es durchweg ein Plus. Es fiel am stärksten im Erzgebirge sowie südlich von Cottbus aus. Aber auch entlang der Spree und westlich davon zum Harz bis in das Bergische Land hinein war ein Mehr von häufig über 10 % gegeben. Der Thüringer Wald, der Bayrische Wald und die Alpenregion waren ebenfalls deutlicher begünstigt.

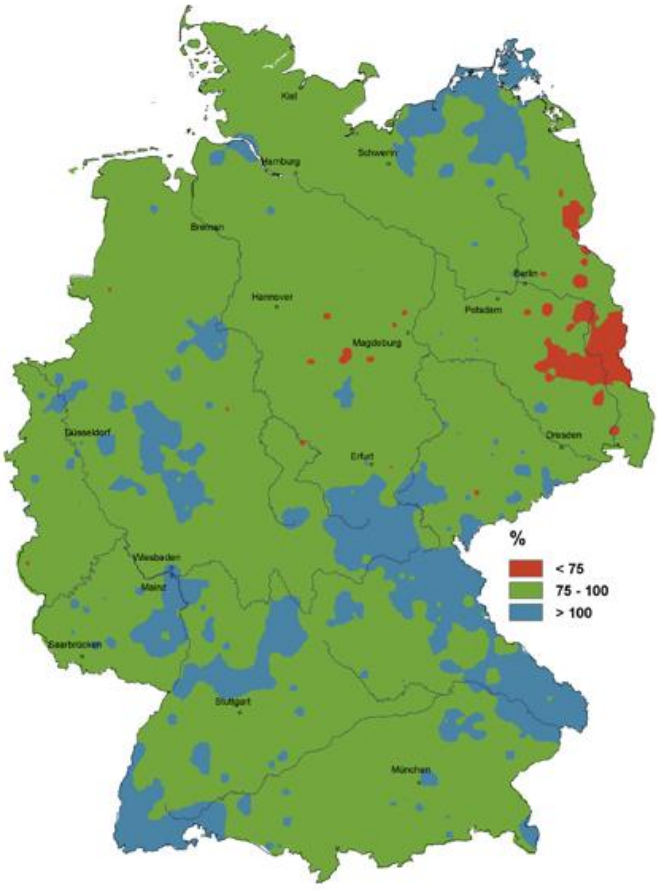


Abb. 18 Niederschlagshöhe 2006 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990

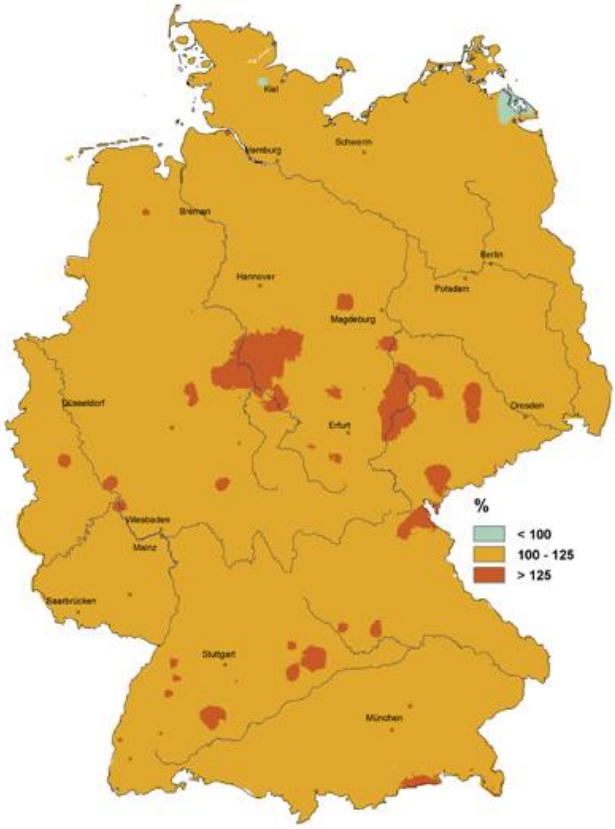


Abb. 19 Sonnenscheindauer 2006 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990

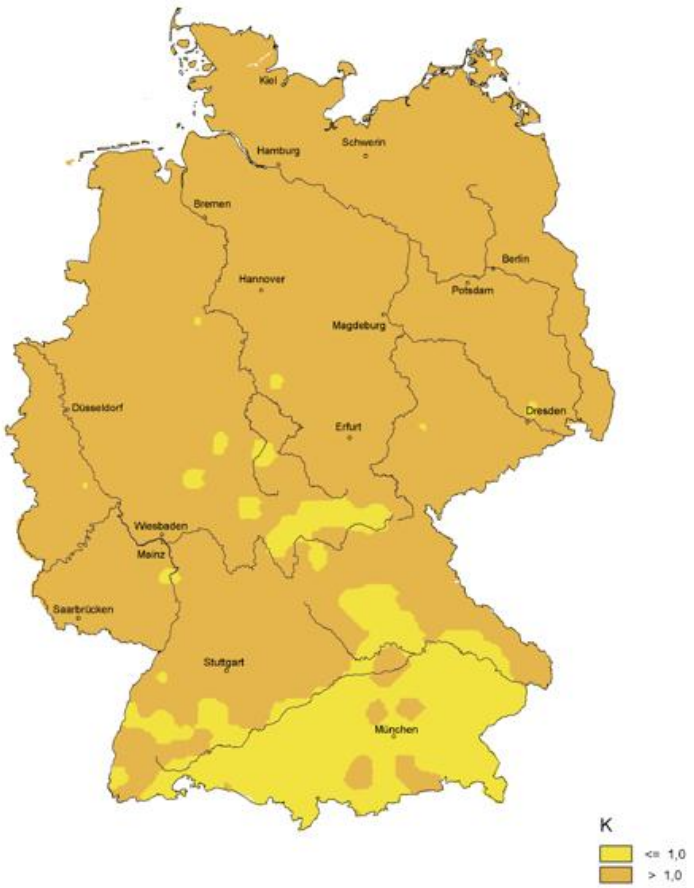


Abb. 20 Temperaturabweichung 2006 vom vieljährigen Mittel 1961 - 1990

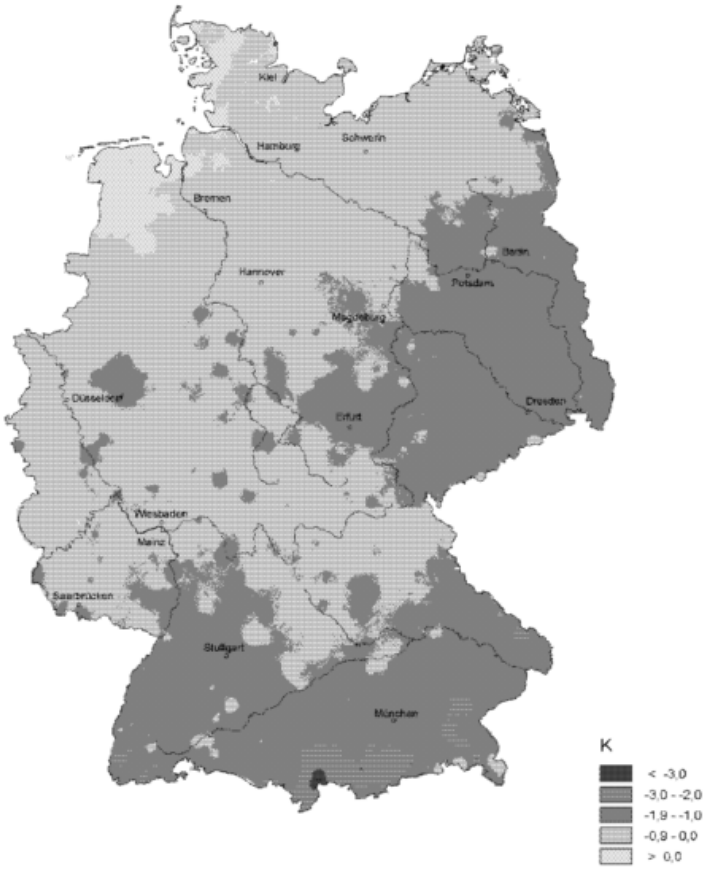


Abb. 21 Temperaturabweichung Winter 2006 vom vieljährigen Mittel 1961 - 1990

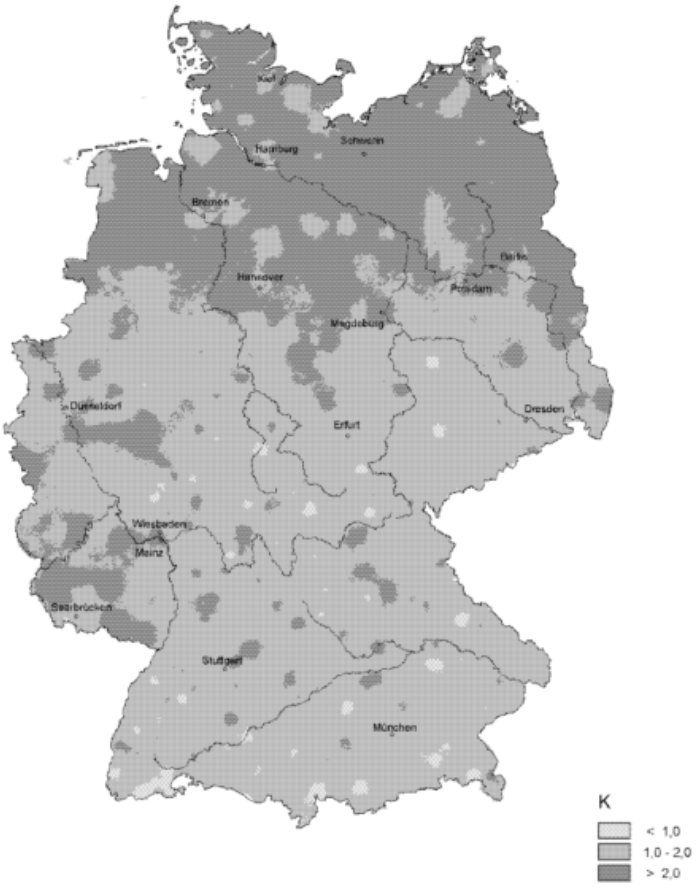


Abb. 22 Temperaturabweichung Sommer 2006 vom vieljährigen Mittel 1961 - 1990

Die Wassertemperaturen von Nord- und Ostsee gingen zu Jahresbeginn schnell zurück, und im Verlauf des Januars entstand in den Boddengewässern 10-25 cm dikkes Festeis, das sich im Februar vorübergehend reduzierte, aufgrund der frostigen Witterung in der 2. und 3. Märzwoche dann wieder verstärkte. Durch die Frosteinwirkung bildete sich zu dieser Zeit Neueis in den Häfen der westlichen Ostsee und an der nordfriesischen Küste. Ende März waren nach dem Ende der Nachtfröste diese Gewässer wieder eisfrei und Anfang April schmolz auch das Eis in den Boddengewässern ab. Die Wassertemperaturen lagen bis April teilweise um bis zu 2 K unter den vieljährigen Mittelwerten.

Die Wärme im Juni führte dann zu einem Anstieg auf leicht überdurchschnittliche Monatsmitteltemperaturen von 16-17 °C in den flacheren Gewässerzonen und 14 °C bei Helgoland. Der heiße Juli erwärmte die küstennahen Zonen auf rund 22 °C im Monatsmittel, womit die Durchschnittswerte um 3-4 K überschritten wurden.
Wie aus Abb. 1 zu ersehen ist, führte der strahlungsarme August zwar zu einem raschen Rückgang der Wassertemperaturen, aber die beträchtlich zu warme Witterung der Herbst- und Wintermonate sorgte dann für eine sehr verzögerte weitere Abkühlung, so dass die Gewässer bis zum Jahresende um 2-3 K zu warm blieben. Die Nordsee als Ganzes verzeichnete nach Informationen des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie im Oktober mit 14,2 °C sogar die höchste Temperatur seit Beginn der Zeitreihe 1968 und überschritt den bisherigen Rekordwert vom Vorjahr noch um nahezu 1 K.

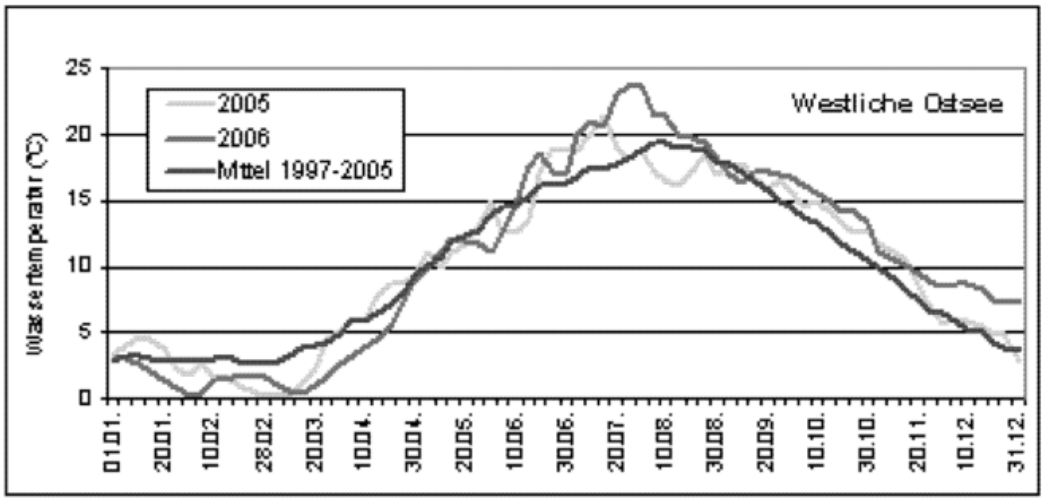


Abb. 23 Jahresgang der Wassertemperatur

Die Windverhältnisse:
Das Jahr begann recht windschwach und auch in den sommerlich geprägten Monaten Juni, Juli und September überwogen schwache bis mäßige Winde (vgl. Abb. 2). Dafür brachte das letzte Jahresdrittel viel Wind. Im Oktober lösten die ehemaligen Hurrikane HELENE und ISAAC sowie ein Tief über Südschweden stürmische Böen aus. Im November und Dezember wehte der Wind zu 70-90 % der Zeit aus Süd bis West. In einer teilweise sehr kräftigen Westwinddrift überquerten zahlreiche Sturmtiefs, am 30. Oktober/1. November und 30./31. Dezember sogar zwei Orkantiefs mit Böen bis zu 137 km/h die Küstengebiete. Durch das Orkantief BRITTA wurde in den

Frühstunden des 1. Novembers an der Küste Ostfrieslands die schwerste Sturmflut seit über 100 Jahren ausgelöst. Aber auch an der Ostsee trat eine schwere Sturmflut auf.

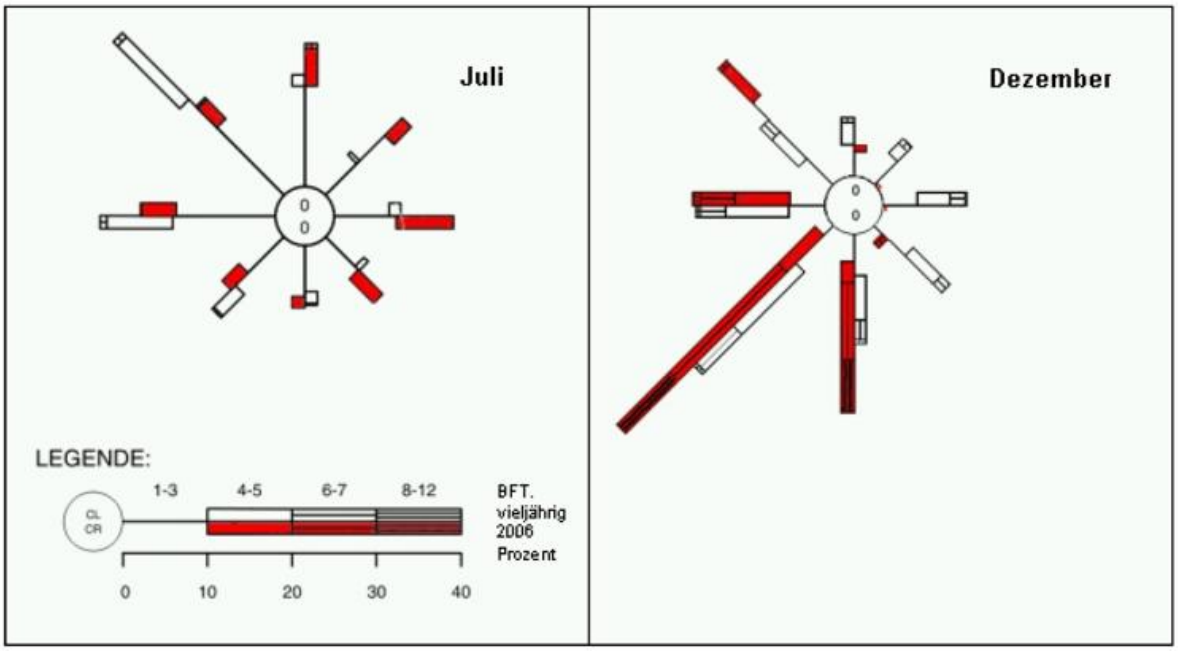


Abb. 24 Windverteilungen an der Station Helgoland im Juli und Dezember 2006 und im Mittel

Der **Witterungsverlauf** des Jahres lässt sich folgendermaßen beschreiben:

Die ersten drei Monate waren kalt, insbesondere Januar und März mit Abweichungen von -2,1 K und -2,0 K von den Werten der Bezugsperiode. Auch August war recht kühl (-1,0 K).

Die Niederschläge lagen zwar meist unter dem langjährigen Mittel, aber da es keine wesentliche Tauwetterperiode gab, konnte die Schneedecke in einigen Regionen bis in den März hinein anwachsen, so dass in Teilen von Bayern sehr große Schneehöhen erreicht wurden. Dies führte bei einzelnen Gebäuden zum Zusammenbruch der Dächer, wobei mehrere Personen ums Leben kamen.

Diese Ereignisse konzentrierten sich in einer Periode starken Schneefalls am Beginn des Jahres (Einsturz des Dachs der Eishalle in Bad Reichenhall am 2. Januar) und in einer zweiten Periode Anfang März, wobei an einigen Stationen in Bayern neue Rekordschneehöhen gemessen wurden (50 cm in München am 5. März), sowie bei einem weiteren starken Schneefall am 12. März in Norddeutschland, der zu großräumigen Verkehrsbehinderungen führte.

Am 27. März wurden in Norddeutschland mehrere Tornados beobachtet. Einer davon tötete zwei Personen und richtete im Hamburger Hafen großen Sachschaden an.

Ende März führten starker Regen und Schneeschmelze zu Hochwasser an der Donau und insbesondere an der Elbe, wobei es erhebliche Schäden gab.

Während der Frühlings- und Sommermonate verursachten Konvergenzlinien und Kaltfrontpassagen mit kräftigen Gewittern mehrmals lokale Überschwemmungen sowie Schäden durch Hagel, Blitzschläge und starken Wind.

Ein besonders markantes Ereignis ergab sich am 20. Mai, als ein Tornado über Teile von Oberhausen hinwegzog.

Weitere große Schäden entstanden am 16. Juni durch Hagel in verschiedenen Teilen des Landes, insbesondere in Leipzig, wo zahlreiche Autos demoliert und 6 Menschen verletzt wurden.

Großkörniger Hagel führte auch am 25. und 26. Juni zu Schäden, insbesondere in Niedersachsen.

Am 28. Juni wurden im südlichen Baden-Württemberg (Villingen, Trossingen) Hagelkörner mit einer Größe bis zu 10 cm beobachtet, was zu verbreiteten Schäden an Dächern, Gewächshäusern, Fenstern und Autos führte.
Der Juli war der heißeste und sonnenscheinreichste seit Beginn des 20. Jahrhunderts mit einer Abweichung von +5,0 K für das Gebietsmittel von Deutschland.
Am 22. Juli passierte eine weitere besonders kräftige Konvergenzlinie Süddeutschland, wobei in Baden-Württemberg ein Tornado auftrat, der in der Gemeinde Hambrücken etwa 50 Häuser beschädigte

Dem Juli folgte jedoch ein kühler, extrem regenreicher August. Im Gebietsmittel von Deutschland war es der nasseste August seit Beginn des 20. Jahrhunderts. Der Sommer wurde daher zwar überdurchschnittlich warm, erreichte aber nur Rang sechs unter den besonders warmen Sommern seit 1901.
Beim Durchzug von Konvergenzlinien wurden erneut einzelne Tornados beobachtet. Am 21. August trat bei heftigen Gewittern im Mittelrheintal bei Brohl ein Tornado auf, der zwei Menschen das Leben kostete, als ihr Wohnwagen in den Fluss geweht wurde. Am 28. August beschädigte ein weiterer Tornado in Nürnberg mehrere Dächer.

Im Herbst wurde es jedoch wieder sehr warm. Der September dieses Jahres war der wärmste seit 1901 (+3,6 K), der Oktober war der zweitwärmste (+3,1 K) und der November der drittwärmste (+3,0 K), so dass der Herbst 2006 insgesamt der bei weitem wärmste der Zeitreihe wurde (+3,2 K).
Die warme Witterung brachte weitere sommerliche Unwetterereignisse. So trat in der Nacht vom 1. zum 2. Oktober in Thüringen ein Tornado auf, wobei in Quirla bei Jena mehrere Personen verletzt und zahlreiche Häuser beschädigt wurden. Insgesamt wurden in diesem Jahr in Deutschland 50 Tornados beobachtet.
Am 17. September fielen bei einem Gewitter um Dillenburg und Marburg (Hessen) 103 mm Regen in wenigen Stunden, so dass es in dieser Region zu großräumigen Überflutungen, Schlammströmen und Erdrutschen kam.
Erste Winterstürme traten am 24. Oktober in Südwestdeutschland und am 1. November in Norddeutschland auf. Dabei wurden verschiedentlich Dächer beschädigt und in den Wäldern kam es zu verbreitetem Windbruch. An der Nordsee trat eine markante Sturmflut auf.

Der Dezember war ebenfalls sehr mild und wurde im Gebietsmittel der drittwärmste seit 1901. Dabei gab es weitere schwere Winterstürme in Norddeutschland, insbesondere am 8. und 30., die zu mehreren Verletzten, Verkehrsbehinderungen und Sachschäden führten.

Den folgenden Ausführungen zur **freien Atmosphäre** liegen die Radiosondenmessungen und Windpilotierungen an den Stationen des gemeinsamen Messnetzes des Deutschen Wetterdienstes und des Geoinformationsdienstes der Bundeswehr zugrunde.

Zirkulation und Höhenwind:

Die Zirkulation in der Stratosphäre ist im Jahre 2006 schon im Frühjahr durch unbeständige Winde gekennzeichnet. Die sommerliche Ostwindzirkulation wird jedoch erst im Juni beständig. In der Troposphäre haben Februar und März an beiden Stationen beständigere Westwinde, der April ist unbeständig, die beiden Monate Mai und Juni wiederum sehr beständig mit Südwestwind im Mai und Westwind im Juni. Juli und August sind weniger beständig, der September war sehr unbeständig. Der Oktober hatte dagegen wieder überwiegend recht beständigen Westwind. Eine winterliche Hochdruckwetterlage war Ursache für die schwachen Winde in der unteren und mittleren Troposphäre im Januar und Februar. Allerdings deutet sich im Februar eine Umstellung der Großwetterlage bereits durch eine Zunahme der mittleren Windgeschwindigkeit und der Beständigkeit der nordwestlichen Strömung an.
In der Stratosphäre war die Westströmung, mit Ausnahme des Februars, bis April kräftig ausgeprägt. Im Februar war insbesondere in der oberen Stratosphäre eine im Mittel schwache und nicht beständige Nordwestströmung zu beobachten. Die stratosphärische Ostwindzirkulation setzte im Gegensatz zu 2005 erst im Juni ein und blieb in Norddeutschland nur bis Ende Juli recht beständig während sie im Süden Deutschlands noch bis Ende August relativ beständig blieb. Die Westwindzirkulation war im Oktober und November in der Stratosphäre, insbesondere in der oberen Stratosphäre, wieder kräftig und sehr beständig. Die zyklonal geprägte Wetterlage im Oktober und November beeinflusste mit ihren Strömungsverhältnissen besonders Norddeutschland. Dort konnten auch in der Troposphäre sehr kräftige und relativ beständige westliche Winde beobachtet werden.

Sommerliche Ostwindperioden:

Abbildung 25 zeigt die Folge der sommerlichen Ostwindperioden für drei Druckflächen über Stuttgart von 1982 bis 2006. Die stratosphärische Ostwindzirkulation setzte 2006 über der Station Stuttgart in 30 hPa erst Ende Mai ein, blieb aber bis Ende August sehr beständig. In 10 hPa setzte die Ostwindzirkulation zwar ein paar Tage früher ein, war aber auch erst im Juni beständig. Ähnlich kurze Perioden in beiden Druckflächen gab es in den Jahren 2004, 2002 und 1990.

In Tabelle 1 sind Anfang und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre für die Druckflächen 20 und 50 hPa für elf Radiosondenstationen zusammengefasst. Der Beginn der stratosphärischen Ostwindzirkulation in 20 hPa wurde an allen Stationen um den 25. Mai herum datiert. Damit setzte diese Zirkulation 2006 deutlich später ein als im Vorjahr. In 50 hPa ist Ähnliches festzustellen. Alle

Stationen weisen im Vergleich zu 2005 relativ kurze Perioden der sommerlichen Ostwindzirkulation auf. An keiner Station wurde in 50 hPa eine Zeitspanne von über 100 Tagen beobachtet. Ebenfalls wurde an keiner Station eine sommerliche Ostwindzirkulation in 70 hPa festgestellt.

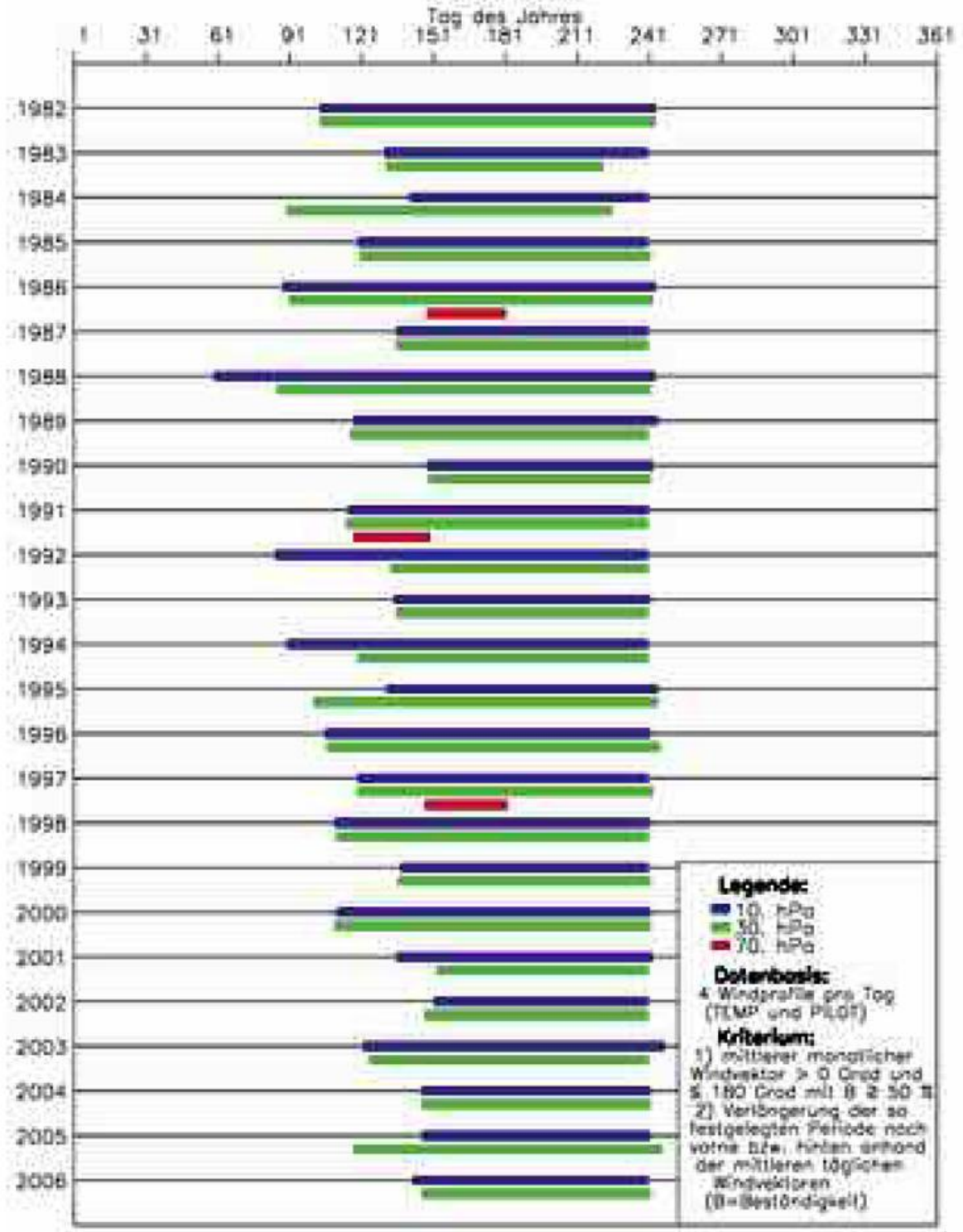


Abb. 25 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre, Stuttgart 1982-2006

Tab.1 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre an 11 Radiosondenstationen für das Jahr 2006 (Datenbasis: Monatsmittelwerte und Tagesmittelwerte aus 2 bis 4 Windprofilen pro Tag, manuell korrigierte Werte mit * gekennzeichnet)

Station	Druckfläche (hPa)	Beginn (Tag)	Ende (Tag)	Dauer (Tage)
SCHLESWIG (WST)	20	142	244	103
	50	151	226	76
GREIFSWALD (WST)	20	143	245	103
	50	151	225*	75*
EMDEN (WST/AE)	20	143	243	101
	50	151	226	76
BERGEN (BW)	20	142*	243	102*
	50	151	221	71
LINDENBERG (OBS)	20	143	243	101
	50	151	229	79
ESSEN-BREDENEY (AWST)	20	145	243	99
	50	152*	238*	87*
MEININGEN (WST)	20	145	243	99
	50	170	243	74
IDAR-OBERSTEIN (BW)	20	142	243	102
	50	150	231	82
STUTTGART(SCHNAR.AWST)	20	144	243	100
	50	152*	243	92*
KUEMMERSBRUCK (BW)	20	149	243	95
	50	151	221	71
OBERSCHLEISSHEIM	20	142	245	104
	50	149	244	96

Windmaxima im Winterhalbjahr

Abbildung 26 zeigt die Häufigkeitsverteilung von Windmaxima von mindestens 40 m/s über Stuttgart (Termine 00 und 12 Uhr UTC) seit dem Winter 1976/1977. Gezählt wurde jeweils das erste Maximum im vertikalen Profil (von unten gerechnet). Im Winter 2005/2006 wurden insgesamt 120 Fälle gezählt und damit deutlich weniger als in den Vorjahren (ausgenommen Winterhalbjahr (2004/2005). Am häufigsten wurden Windmaxima von 40m/s und darüber im Januar (34 Fälle) und im März 2006 (36 Fälle) gemessen. In 50 % aller Fälle (60 Fälle) wurden die Windmaxima bei einem Luftdruck größer als 150 hPa beobachtet.

Lufttemperatur:

Monatsmittelwerte der Lufttemperatur:

Abbildung 27 zeigt die Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2006 gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990 im Mittel über 7 Radiosondenstationen (Oppin wurde 2006 nicht mehr berücksichtigt (s.o.)) in 500 hPa und in 50 hPa. Betrachtet werden die 4 Jahreszeiten der Jahre seit 1967. Im Sommer, Herbst und Winter war die Troposphäre etwas wärmer als der Referenzzeitraum 1961-1990.

Tab. 2 Extreme Temperaturminima in der Stratosphäre nach Radiosondenmessungen 2006

Station	Monat	Tag	Termin	Temperatur (C°)	Geopotential (gpm)
	Jan	8	0	-84	25210
SCHLESWIG (WST)	Jan	19	12	-85	19837
	Dez	27	0	-86	21649
	Dez	26	12	-85	21630
	Jan	8	0	-83	23786
GREIFSWALD (WST)	Jan	19	12	-82	19742
	Dez	27	0	-83	19632
	Dez	26	12	-84	21511
	Jan	8	0	-82	24735
EMDEN-KOENIGSPOLDER (BW)	Jan	19	12	-85	20096
	Dez	26	0	-84	23053
	Dez	26	12	-84	22254
	Jan	8	0	-80	23630
BERGEN (BW)	Jan	19	12	-84	20301
	Dez	28	0	-80	20520
	Dez	21	12	-80	27200
	Jan	20	0	-82	19205
LINDENBERG (OBS)	Jan	19	12	-82	19351
	Dez	28	0	-83	21755
	Dez	27	12	-84	21604
	Jan	19	0	-84	19518
ESSEN-BREDENEY (AWST)	Jan	18	12	-82	20888
	Dez	27	0	-82	21206
	Dez	26	12	-83	22244
	Jan	19	0	-83	20670
MEININGEN (WEWA)	Jan	19	12	-84	19222
	Dez	27	0	-81	22940
	Dez	27	12	-82	21557
IDAR-OBERSTEIN (BW)	Jan	19	12	-84	20218
	Dez	27	12	-81	23136
	Jan	20	0	-81	19463
STUTTGART (SCHNAR. AWST)	Jan	19	12	-83	19714
	Dez	28	0	-80	20894
	Dez	27	12	-80	20801
	Jan	18	12	-83	21359
KUEMMERSBRUCK	Dez	27	0	-81	22780
	Dez	27	12	-80	21316
	Jan	20	0	-82	21772
OBERSCHLEISSHEIM (WEWA)	Jan	19	12	-82	18650
	Dez	26	12	-80	22559

Der Herbst zeigte dagegen im Jahre 2002 ein gegenläufiges Verhalten, indem die Troposphäre ein wenig kälter und die Stratosphäre ein wenig wärmer als der Referenzzeitraum war. Jedoch sind die Abweichungen klein. Die größte positive Abweichung wurde, wie bereits 2005, für den Herbst berechnet. Allerdings wurde im Herbst 2006 die höchste positive Temperaturabweichung in der Troposphäre seit 1967 berechnet. Die Stratosphäre war, wie auch schon in den Vorjahren, in allen Jahreszeiten zu kühl. Besonders kalt war die Stratosphäre, verglichen mit dem Referenzzeitraum, im Winter. Dies spiegelt auch Tabelle 2 wider (s. o.).

Temperaturminima in der Stratosphäre:

2006 wurden Ende Dezember/Anfang Januar an allen Stationen Temperaturminima von –80 °C bis –86 °C in der Stratosphäre in Höhen zwischen etwa 20 und 25 km gemessen. Sehr niedrige Temperaturen (extreme Werte über Schleswig: –85 °C und Emden: –85 °C) wurden an allen Stationen bis zum 20. Januar gemessen. Damit zeichnete sich auch der Winter 2006 durch eine sehr kalte Stratosphäre aus, was zu

einem Abbau des stratosphärischen Ozons insbesondere im Januar führte (s. Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 110, 21.April 2006). Meiningen, Idar-Obertsein, Kümmersbrück, Stuttgart und Oberschleißheim erreichen oder unterschreiten die Schwelle von –80° C nicht. Niedrigere Werte als –84° C wurden nicht beobachtet. Tabelle 2 gibt eine Zusammenfassung der stratosphärischen Temperaturminima des Winters 2006.

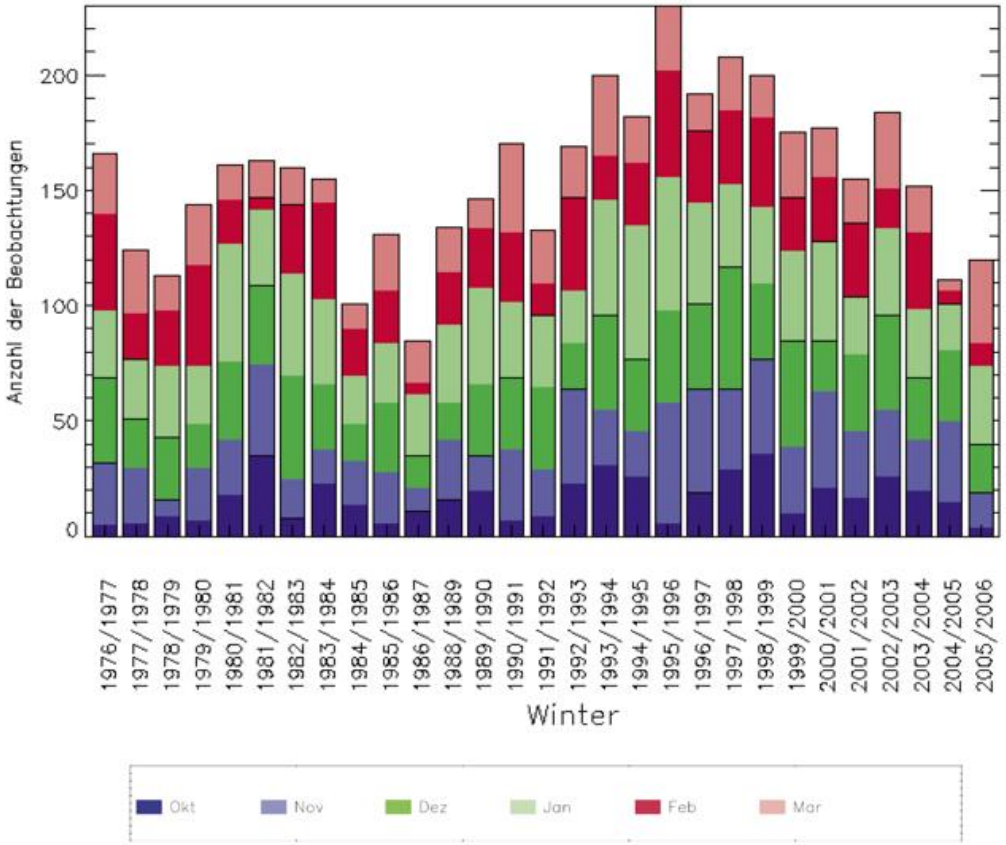


Abb. 26 Anzahl der Beobachtungen mit Windmaxima von mindestens 40 m/s im Winterhalbjahr über Stuttgart (Termine 00 Uhr und 12 Uhr)

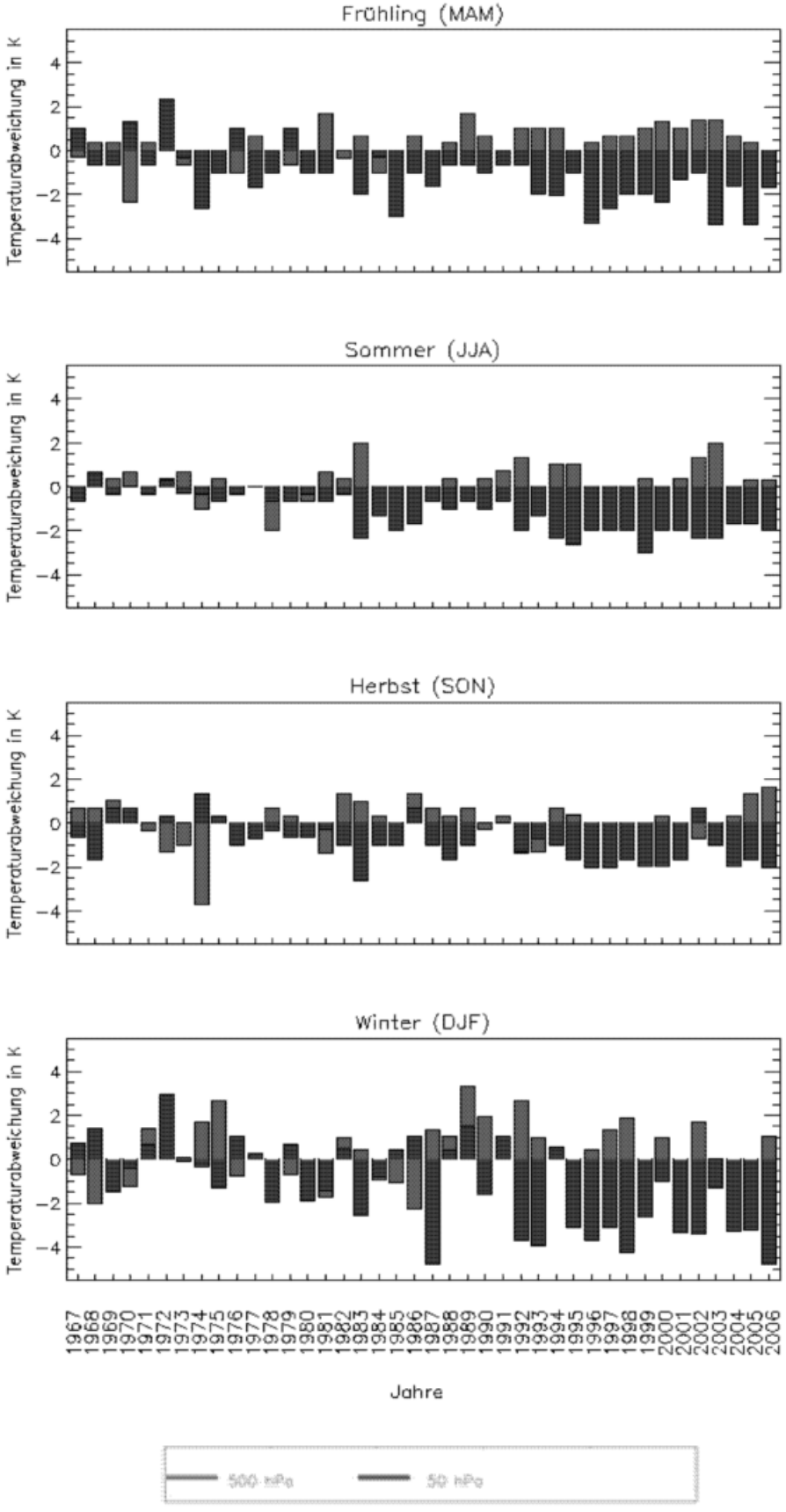


Abb. 27 Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2006 vom Referenzzeitraum 1961-1990 für Jahreszeiten in 500 hPa und 50 hPa (Mittelwerte über 8 Stationen)

Im Folgenden wird die Häufigkeit der 2006 aufgetretenen **Wetterlagen** beschrieben:

Die Wetterlagenklassifikation des DWD beruht auf numerischen Kriterien, die auf jede meteorologische Situation über Mitteleuropa angewendet werden können. Die Klassifizierung wird einmal täglich um 12 UTC durchgeführt und das Ergebnis als die Wetterlage betrachtet, die für den ganzen Tag gültig ist. Die Datengrundlage liefert das operationelle Wetteranalyse- und Vorhersagesystem des DWD.
Kriterien für die Einteilung der Wetterlagenklassen sind die Zirkulationsformen der Atmosphäre (Zyklonalität) in 950 und 500 hPa, die großräumige Anströmrichtung in 700 hPa und der Feuchtegehalt der Troposphäre. Dadurch ergeben sich 40 verschiedene Wetterlagenklassen.

Die Klasseneinteilung erfolgt nach folgendem Schema:

Jede Wetterlagenklasse wird mit einer fünfstelligen Buchstabenkennung abgekürzt, und zwar in folgender Anordnung:

aa z_{950} z_{500} f mit:

aa =:	**Anströmrichtung:**	**XX = keine vorherrschende Richtung, NO = Nordost, SO = Südost, SW = Südwest, NW = Nordwest;**
z_{950} z_{500} =:	**Zyklonalität in 950 bzw. 500 hPa:**	**Z = zyklonal, A = antizyklonal;**
f =:	**Feuchte**	**F = feucht, T = trocken.**

Beispiel:
NOAZT = Nordost, antizyklonal in 950 hPa, zyklonal in 500 hPa, trocken.

Häufigkeit der Wetterlagenklassen 2006

Folgende Wetterlagen sind im Jahr 2006 aufgetreten (in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit):

Rang	Wetterlage	Anzahl	in %
1	SWAAF	52	14,2
2	NWAZT	28	7,7
3	NWAAF	26	7,1
4	SWZAF	26	7,1
5	XXAAT	23	6,3
6	NOAAT	22	6,0
7	SWZZF	18	4,9
8	XXAAF	15	4,1
9	NWAAT	14	3,8
10	SWAZT	13	3,6
11	SWAZF	13	3,6
12	NWAZF	11	3,0
13	NOAZT	11	3,0
14	XXZZT	10	2,7
15	SOZAT	9	2,5
16	SWAAT	7	1,9
17	SWZAT	6	1,6
18	NWZZT	6	1,6
19	XXZZF	5	1,4
20	XXZAF	5	1,4
21	XXAZT	5	1,4
22	SOZAF	5	1,4
23	SOAAT	5	1,4
24	XXZAT	4	1,1
25	XXAZF	4	1,1
26	SWZZF	4	1,1
27	SOZZT	4	1,1
28	SOZZF	3	0,8
29	NWZZF	3	0,8
30	SOAZT	2	0,5
31	NWZAF	2	0,5
32	NOAZF	2	0,5
33	NWZAT	1	0,3
34	NOZZT	1	0,3

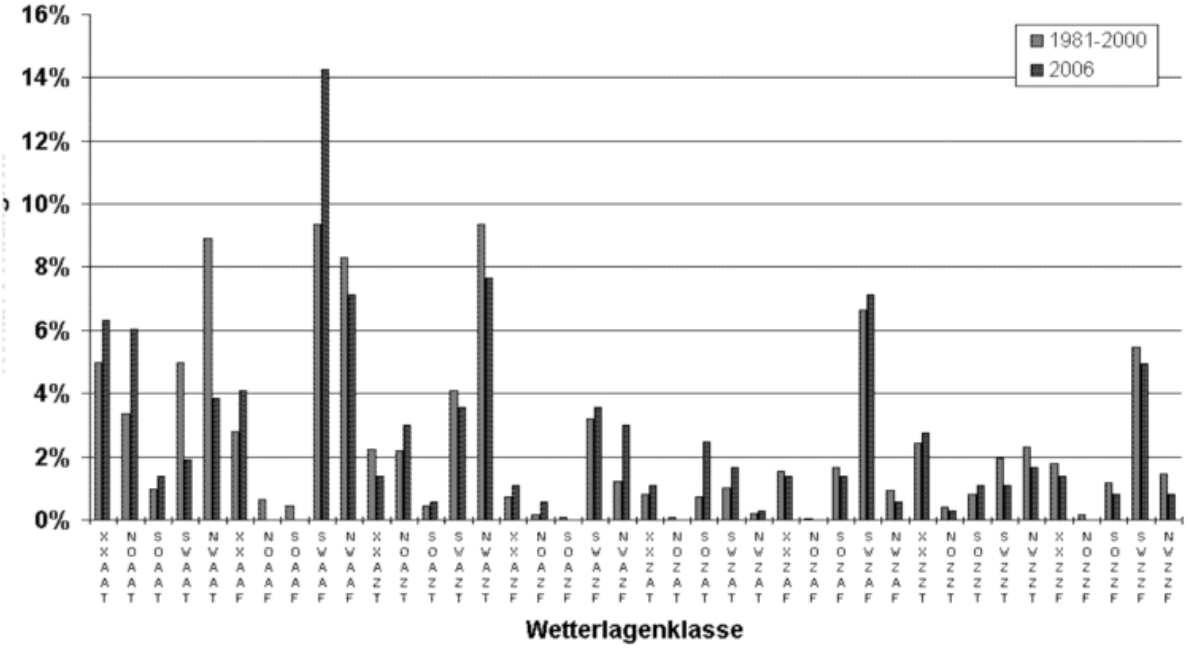


Abb. 28 Relative Häufigkeitsverteilung der objektiven Wetterlagenklassen 2006 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000. Häufigkeit von Wetterlagengruppen 2006

Die Wetterlagenklassen NOAAF, NOZAF, NOZAT, NOZZF, SOAAF und SOAZF sind im Jahr 2006 nicht vorgekommen.
Besonders häufig trat in diesem Jahr die hochreichend antizyklonale Südwestlage SWAAF auf. Auch die antizyklonale Nordostlage NOAAT war fast doppelt so häufig vertreten wie im langjährigen Mittel. Demgegenüber wurde die hochreichend antizyklonale Nordwestlage NWAAT wie im Vorjahr deutlich weniger häufig beobachtet als im Mittel. Die 6 Lagen SWAAF, SWZAF, NWAAF, NWAZF, NOAAT und XXAAT stellten zusammen knapp 50 % aller Lagen dar.

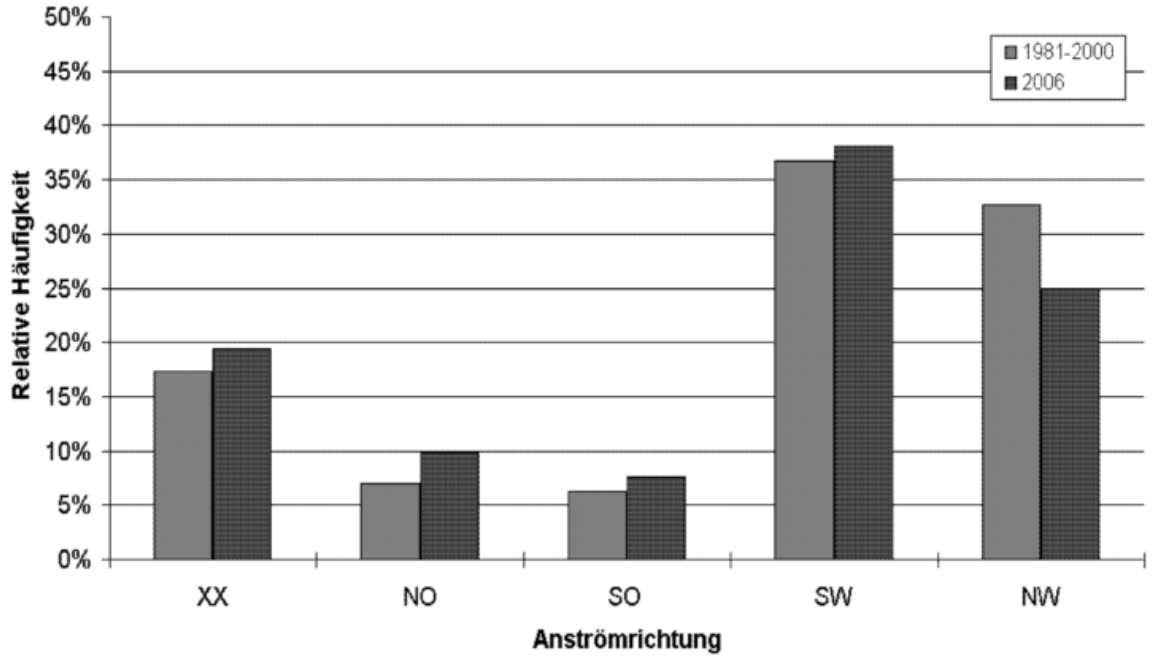


Abb. 29 Relative Häufigkeitsverteilung der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2006 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

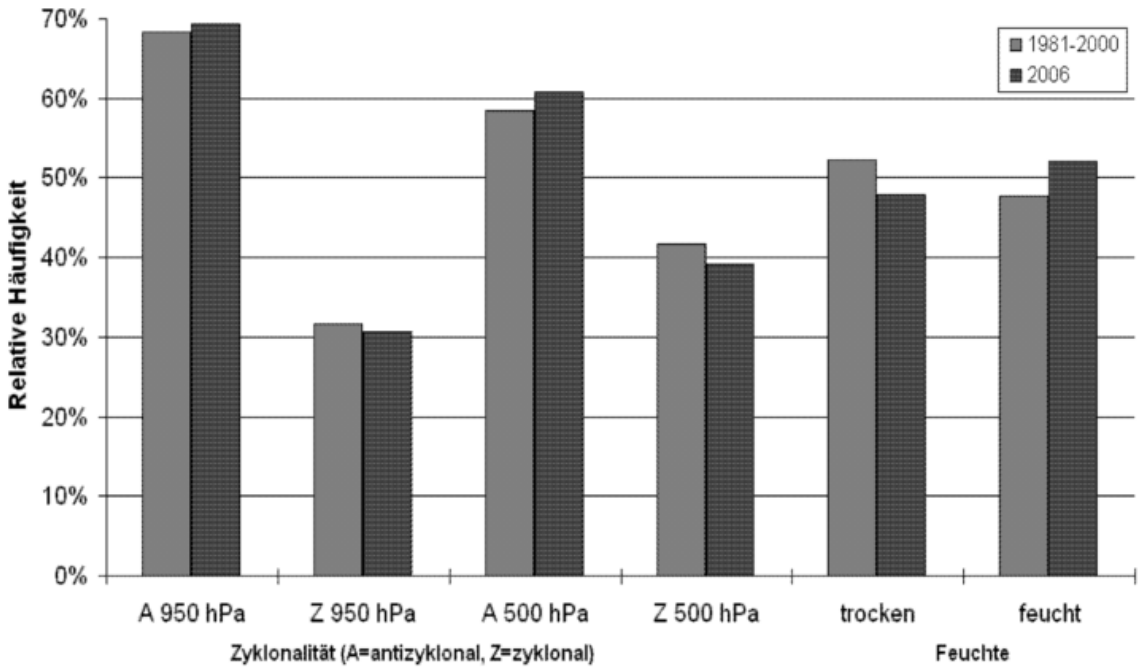


Abb. 30 Relative Häufigkeitsverteilung der Zyklonalitäts- und Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2006 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

Bei den Häufigkeiten der Wetterlagengruppen (Abb. 29 und 30) ist festzustellen, dass die Nordwestlagen zugunsten aller anderen Anströmrichtungen schwächer vertreten waren als im Referenzzeitraum 1981-2000. Am häufigsten waren wie üblich die Südwestlagen.
Die Zyklonalität der Lagen in 950 hPa und in 500 hPa entsprach weitgehend dem langjährigen Mittel. Es traten etwas mehr feuchte Lagen auf als im Bezugszeitraum.

Jahresverlauf der Wetterlagen und Zusammenhang mit Temperatur/Niederschlag

Anströmrichtung
Südwestlagen traten mit Ausnahme des Septembers ab April recht häufig auf. Dagegen waren Nordwestlagen in dieser Periode, außer im August und November, relativ selten. Die Häufigkeit der Lagen mit Ostkomponente und von Lagen mit uneinheitlicher Anströmrichtung schwankte von Monat zu Monat recht stark, ohne dass sich jedoch ein deutlicher Jahresgang erkennen ließe.

Zyklonalität
In 950 hPa waren in allen Monaten antizyklonale Lagen häufiger als zyklonale. Besonders groß war dieser Überschuss antizyklonaler Lagen im April, in den Sommermonaten sowie ab September. In 500 hPa waren die antizyklonalen Lagen nur in 9 Monaten vorherrschend, wobei sich der Juli und die Monate ab September besonders hervorheben. Zyklonale Lagen dominierten im Februar und März sowie ganz besonders im August.

Feuchte
Im April und ab Juli herrschten feuchte Lagen vor, während im Januar, März und Mai überwiegend trockene Lagen auftraten. Dies ist jedoch kaum mit dem Niederschlag

Tab. 3 Monatliche Häufigkeiten (in Tagen) für die Anströmrichtungen (XX, NO, SO, SW, NW), die Zyklonalität (A=antizyklonal, Z=zylonal) in 950 und 500 hPa und die Feuchteklassen (feucht und trocken) im Jahr 2006. Zum Vergleich die Deutschlandflächenmittel-Anomalien der Monatsmitteltemperatur (positive Zahlen: warm, negative: kalt) und der monatlichen Niederschlagssumme (in %) als Abweichungen vom Klimamittel 1961-1990.

WLK/Monat	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	*Jahr*
XX	10	5	3	11	3	8	9	5	8	3	1	5	71
NO	6	4	5	0	1	8	4	1	0	2	0	5	36
SO	8	2	1	0	5	0	2	0	9	1	0	0	28
SW	4	6	10	13	14	12	14	11	6	20	16	13	139
NW	3	11	12	6	8	2	2	14	7	5	13	8	91
A 950 hPa	17	15	16	23	19	24	24	21	18	21	26	29	253
Z 950 hPa	14	13	15	7	12	6	7	10	12	10	4	2	112
A 500 hPa	17	12	12	16	18	17	30	2	28	21	23	26	222
Z 500 hPa	14	16	19	14	13	13	1	29	2	10	7	5	143
Trocken	22	14	21	12	20	15	11	15	10	11	9	15	175
feucht	9	14	10	18	11	15	20	16	20	20	21	16	190
Temperatur	-2.6	-0.4	-2.0	0.7	0.9	1.4	5.0	-1.0	3.6	3.1	3.0	3.6	1.3
Niederschlag	40	99	129	111	127	54	65	170	50	95	82	65	92

korrigiert. Vielmehr spiegelt der Feuchtegehalt der Luftmasse weitgehend die Temperaturverhältnisse wider, da kalte Luft einen niedrigeren Sättigungsdampfdruck besitzt als eine warme Luftmasse. So ist der Januar, der Monat mit der größten Anzahl trokkener Luftmassen, auch der Monat mit der größten negativen Temperaturabweichung.

Ein klarer Zusammenhang zwischen den Witterungsanomalien und den vorherrschenden Wetterlagen lässt sich kaum feststellen, da Zyklonalität, Anströmrichtung und Feuchte oft gegensätzliche Tendenzen hervorbringen.

Langzeittrends 1980-2006

Bei der Anströmrichtung (Abb. 31) wurde der Trend zu einer Abnahme der Nordwestlagen bestätigt, ebenso die langfristige Zunahme der Nordostlagen und der Wetterlagen ohne eindeutige Anströmrichtung.
Bei den Feuchteklassen (Abb. 32) wurde die langfristige Zunahme der feuchten Lagen gestärkt.
Bei der Zyklonalität (Abb. 33 und 34) ist nur in 500 hPa ein schwacher Trend zu einer Zunahme antizyklonaler Lagen erkennbar.

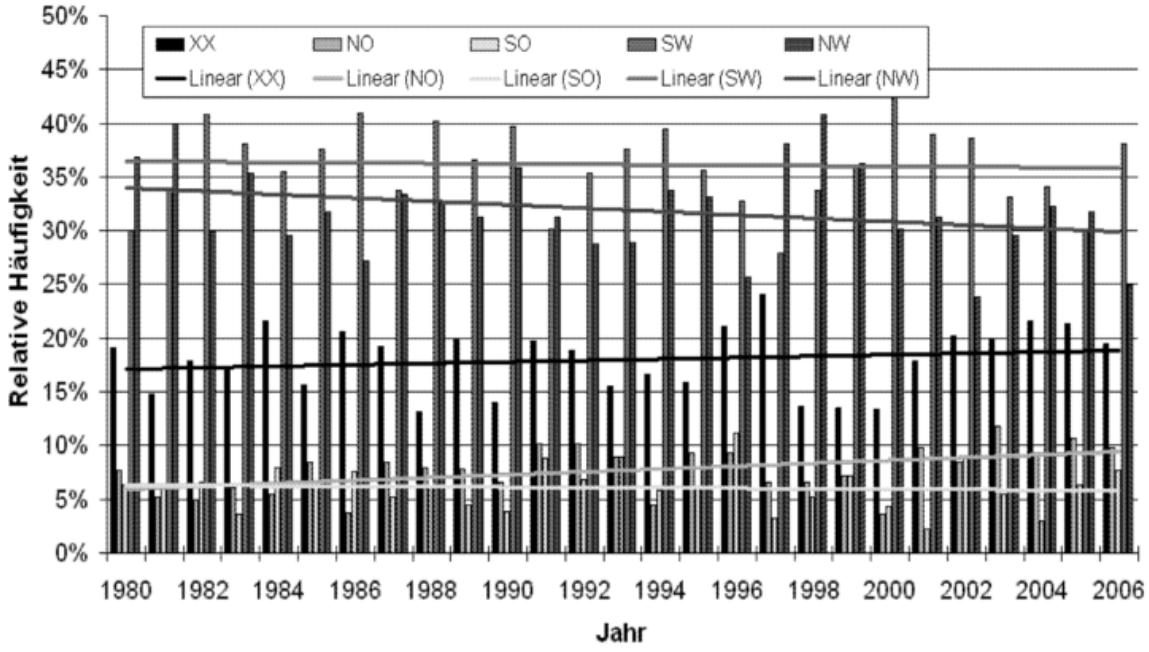


Abb. 31 Langzeittrends der Häufigkeit der Anströmrichtung der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2006

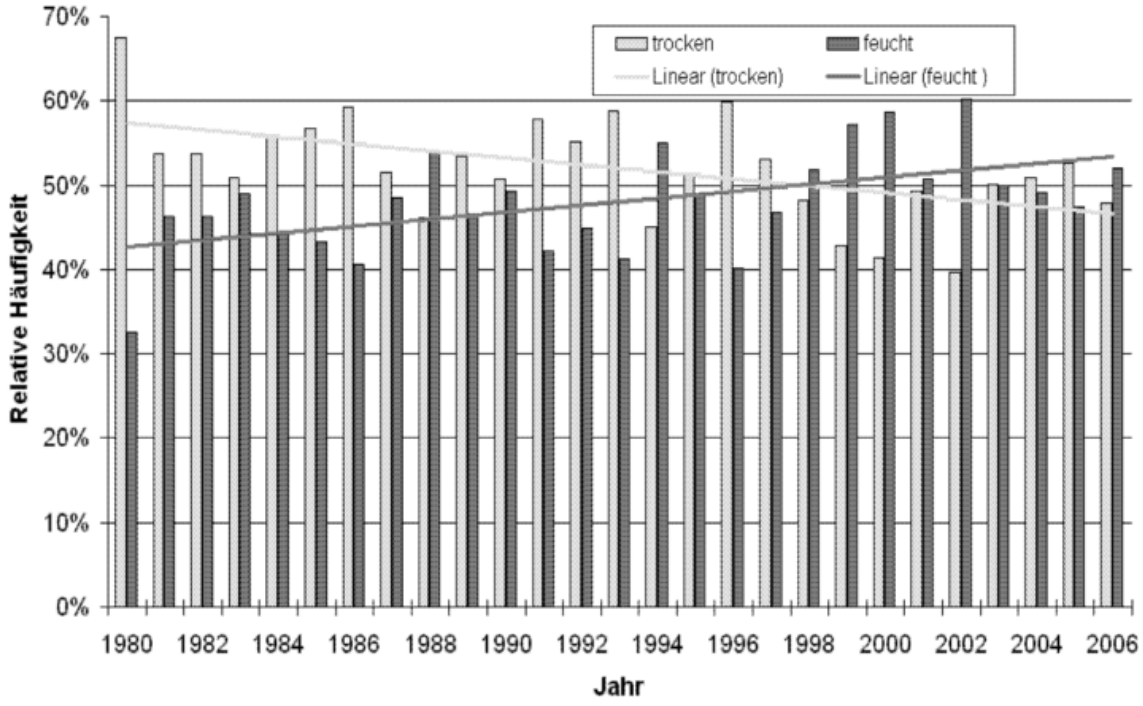


Abb. 32 Langzeittrends der Feuchte der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2006

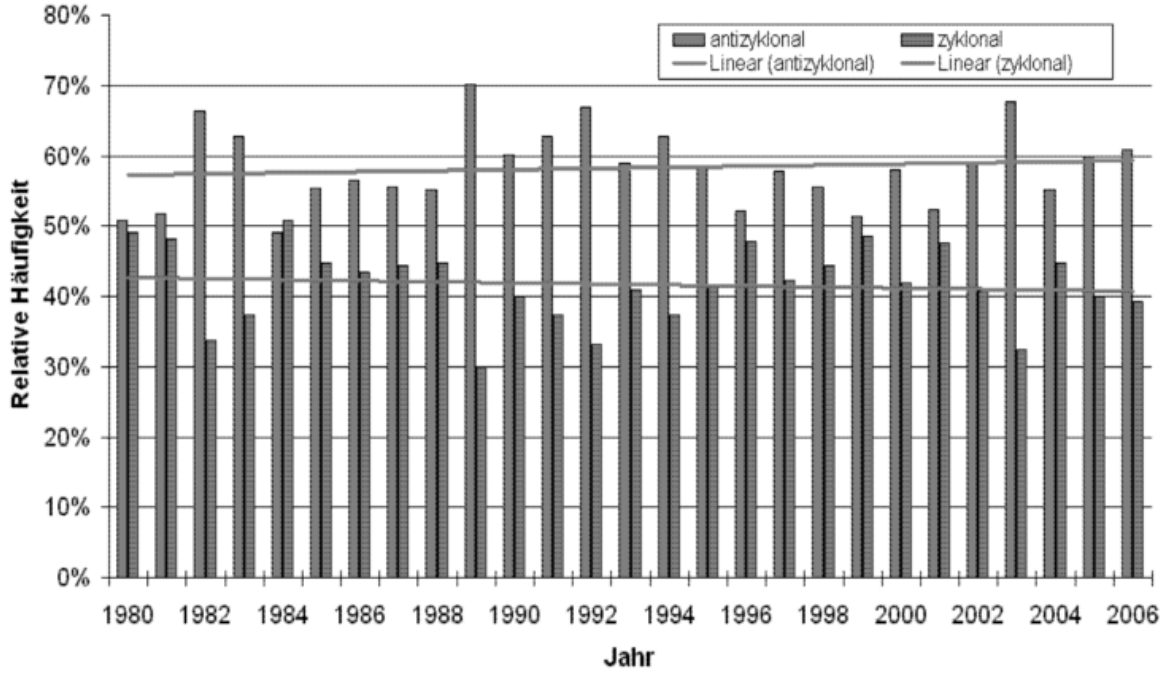


Abb. 33 Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 500 hPa der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2006

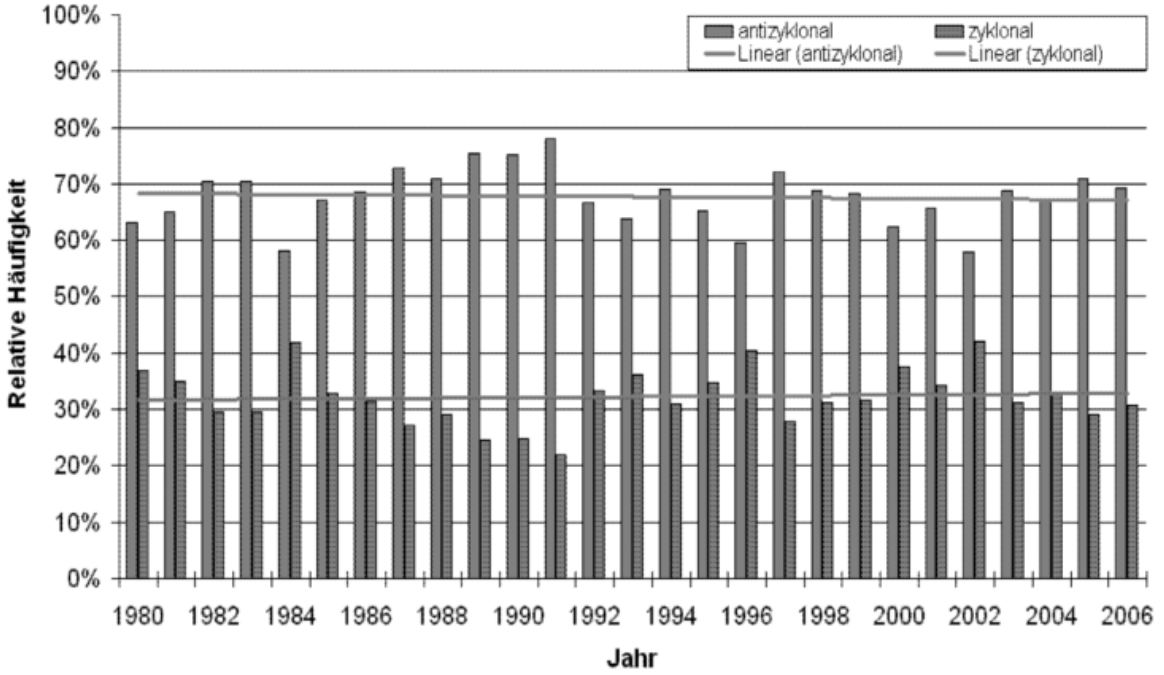
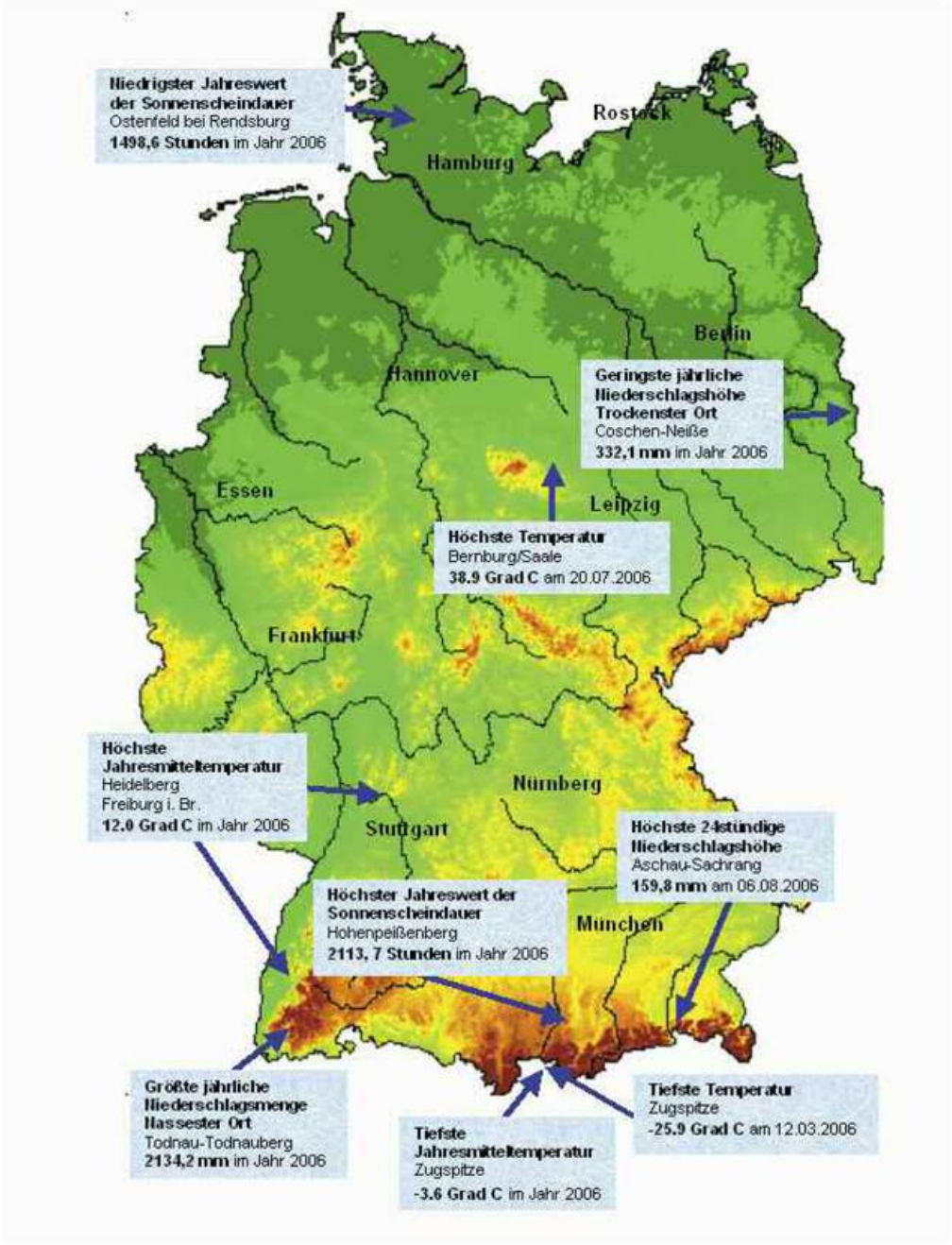


Abb. 34 Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 950 hPa der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2006

Extremwertkarte



Die eingetragenen Extremwerte beruhen auf den Messungen der Beobachtungsstationen des DWD. Im Einzelfall können noch stärkere Extreme aufgetreten sein, die von den Messstellen nicht erfaßt wurden (s.a. “Die Witterung in Deutschland”). Die Angaben in der Extremwertkarte beruhen auf der Auswertung aller Daten der ca. 600 Klima- und 2000 Niederschlagsstationen des DWD.

Die agrarmeteorologische Situation im Jahr 2006

F. - J. Löpmeier

Übersicht

Tiefe und langanhaltende Bodenfrosteindringtiefen verzögerten die Ausbringung von Dünger, insbesondere von Gülle. Regional extreme Dürre im Juli führte zu Ertragseinbußen, die, von Ausnahmen abgesehen, aber nicht so drastisch waren wie zunächst befürchtet, zumal in vielen Gebieten optimale Bedingungen für den Mähdrusch vorhanden waren. Dort, wo der Mähdrusch vor Einsetzen des feuchten August noch nicht beendet war, kam es jedoch zu deutlichen Qualitätseinbußen. Ein trockener September und fehlende Niederschläge in der ersten Dekade im Oktober führten zu verzögertem Auflaufen des Winterweizens und insbesondere zu massiven Behinderungen der Herbizidbehandlungen, da für die Anwendungen von Bodenherbiziden die Wachstumsbedingungen nicht gegeben waren.

Schleswig-Holstein, Hamburg, Bremen, Niedersachsen und Mecklenburg

Während der Wintermonate Januar und Februar herrschte in Norddeutschland allgemeine Vegetationsruhe. Die Wintersaaten hatten durch Frostperioden im Laufe des Januars eine gute Kälteresistenz aufbauen können, so dass auch starke und strenge Fröste nur zu geringen Schäden am Blattapparat der Pflanzen führten. Nur Wintergerste zeigte leichte Erfrierungserscheinungen an den oberen Laubblättern. Weit entwickelter Winterraps war vielfach oberirdisch abgefroren. Winterroggen und Winterweizen waren dagegen kaum geschädigt worden. Aufgrund der verbreitet schneebedeckten Flächen und der kalten Witterung hielt die Vegetationsruhe bis in die zweite Hälfte des März an. Aufgrund von Bodenfrosteindringtiefen > 10 cm konnte vielerorts Gülle nicht wie geplant ausgebracht werden.
Erst mit einer Milderung in der letzten Märzdekade lockerte sich die Winterruhe und es konnten bei Wild- und Kulturpflanzen Wachstums- und Entwicklungsprozesse beobachtet werden. Aufgrund der kalten Witterung während der Monate Januar bis März war die phänologische Entwicklung deutlich langsamer als im langjährigen Mittel üblich. Im Vergleich zu den Vorjahren verspätete sich z.B. die Blüte der Hasel in Niedersachsen um 3 bis 4 Wochen, in Schleswig-Holstein um gut 3 Wochen und in Mecklenburg-Vorpommern sogar um etwa 5 Wochen. Bei einer nur langsam fortschreitenden Milderung kam das Pflanzenwachstum nur zögerlich in Gang. Zu Ende April wurde daher immer noch ein phänologischer Rückstand von 2 bis 3 Wochen registriert. Der Schwellwert von 200 Grad der Grünlandtemperatursumme, der den Beginn des nachhaltigen Grünlandwachstums kennzeichnet, wurde meist erst um die Mitte des April erreicht. Entsprechend wurden auch die Frühjahrsbestellarbeiten erst mit Verspätung in Angriff genommen.
Mit einer sommerlich warmen Witterungsperiode in der ersten Maihälfte wurde der phänologische Rückstand nahezu eingeholt. Warme und vielfach auch trockene Witterung beschleunigten die Pflanzenentwicklung während der Sommermonate Juni und Juli und die Abreife des Getreides machte rasche Fortschritte. Im letzten Drittel

des Juli begann der Mähdrusch der Wintergerste. Im Laufe des Juli zeigten sich durch einen akuten Bodenwassermangel erste Trockenschäden bei Zuckerrüben und Mais. Die Ernte des Wintergetreides konnte zu Beginn des August meist abgeschlossen werden.
Gebietsweise gab es aber infolge stärkerer Regenfälle anhaltende Behinderungen des Mähdrusches, so dass restliche Schläge bis Ende August nicht abgeerntet wurden und Qualitätseinbußen in Kauf genommen werden mussten. Hackfrüchte und Mais konnten von der wechselhaften Witterung im August profitieren und frisch bestellter Winterraps lief rasch auf. Bis zum Ende der ersten Septemberdekade waren dann auch die letzten Winterweizenbestände gedroschen.
Bei warmer Witterung liefen die übrigen Neusaaten im Herbst bei ausreichender Bodenfeuchte rasch und gleichmäßig, in niederschlagsärmeren Regionen allerdings lückig und verzögert auf. Aufgrund mangelnder Bodenfeuchte in der Krume waren teilweise die Anwendungen von Bodenherbiziden behindert. Bei sehr mildem Wetter konnten die Wintersaaten auch im November und Dezember Wachstum und Entwicklung fortsetzen. Daher war gebietsweise ein vorwinterliches Überwachsen der jungen Bestände erkennbar. Auch das Grünland ging aufgrund der sehr milden und feuchten spätherbstlichen und frühwinterlichen Witterung vielerorts zu üppig in den Winter. Im Dezember setzte in manchen Regionen schon die Blüte der Haselnuss ein.

Brandenburg, Berlin, Sachsen-Anhalt, Thüringen und Sachsen

Nachdem der Winter 2005 / 2006 nach längeren Zeiten mit größeren Bodenfrosteindringtiefen in der 3. Märzdekade endete, ließ das höhere Temperaturniveau die Wachstums- und Entwicklungsprozesse in der Pflanzenwelt in Gang kommen. Obwohl die Tageshöchsttemperaturen am 27.03. örtlich die 20-Grad-Marke überschritten hatten, fielen die für den März berechneten Monatsmittel der Lufttemperatur im Vergleich zu den langjährigen Durchschnittswerten im Höhenbereich bis 450 m über NN um 2 bis 3 K zu niedrig aus. Im April offenbarte sich, dass der Winterraps auf vielen Standorten besser über den langen Winter gekommen war, als zunächst von vielen Experten erwartet worden war. Vereinzelt begann um den 14.04. (Karfreitag) der Löwenzahn zu blühen.
Der Frühling zeigte sich erstmalig in der 16. Kalenderwoche (17. bis 23.04.), so dass auf der Mehrzahl der Standorte die Bestellung der Sommerhalmfrüchte abgeschlossen werden konnte. Die letzte Woche (24. bis 30.04.) des zweiten meteorologischen Frühlingsmonats bescherte nochmals die gesamte Witterungsvielfalt des Monats April. Das Spektrum reichte von frühsommerlicher Wärme über Tageshöchsttemperaturen, wie sie an milden Wintertagen zu erleben sind, bis hin zu Gewittern, Graupel in den Niederungen und Schneefall in den Bergen.
Während am Monatsende Pflaumenbäume, Forsythien und Magnolienarten ihren Blühhöhepunkt teilweise schon überschritten hatten, gelangten Süßkirschen, Birnen, Aprikosen, Pfirsiche, Nektarinen und Schlehen zur Vollblüte. Auch die Sauerkirschen begannen verbreitet zu blühen. Die Blütenpracht der Apfelbäume begann sich erst in der 1. Maidekade zu entfalten.
Am 13.05. ging vielerorts eine längere Periode trockenen Wetters zu Ende, die einen nachhaltigen Bodenfeuchterückgang bis in tiefer gelegene Schichten zur Folge hatte. Zu diesem Zeitpunkt stand der Winterraps in Vollblüte. Teilweise waren auch die Gräser (Wiesenfuchsschwanz) in die Blüte gegangen. Mit der gleichzeitigen Blüte vieler

Pflanzen war eine massive Pollenausschüttung verbunden. Im Raps ließen sich die um die Schotenbildung herum stark schädigenden Insekten gezielt und nahezu optimal bekämpfen. Gegen Ende der zweiten Maidekade setzte verstärkt das Ährenschieben bei der Wintergerste und beim Winterroggen ein. Vielerorts ging die Apfelblüte zu Ende. Für den Grünlandschnitt bzw. die Silagebereitung erwiesen sich die meteorologischen Bedingungen im letzten Monatsdrittel niederschlagsbedingt als ungünstig.

Mitte des Monats Juni sorgte ein Witterungsabschnitt mit überdurchschnittlichen Temperaturen, - am 14.06. stieg das Thermometer örtlich bis auf 34 °C -, für eine starke Bodenfeuchteauszehrung. Für das Gedeihen wärmeliebender Kulturen wie Sonnenblumen, Mais und die verschiedenen Fruchtgemüsearten bestanden damit in der 2. Junidekade sehr gute thermische Voraussetzungen. Allerdings äußerten sich die enorme Bodenfeuchteauszehrung und somit die stark abnehmenden Wasservorratswerte in der Ausschöpfungsschicht der Bestände zunehmend als begrenzender Faktor für die Biomasseausbildung.

Die in der 3. Junidekade vielerorts beobachtete Blüte der Sommer- und der Winterlinde, die Vollblüte des Johanniskrauts, die in beträchtlichem Umfang einsetzende Blüte der Wegwarte und die Blühphase der Spätkartoffeln wiesen darauf hin, dass nicht nur die Temperaturen hochsommerliches Niveau erreicht hatten, sondern auch die Natur vom Frühsommer in den Hochsommer übergegangen war. Bei einer Sonnenscheindauer von 319 bis 371 Std. war der wärmste Juli seit Aufnahme der Messungen zu verzeichnen. So übertrafen dessen Monatsmittel die Normalwerte um immerhin 5 bis 6 K. Darüber hinaus wurden 8 bis 18 „heiße Tage“ im Monatsverlauf gezählt.

Besonders auf leichten Böden mit Ackerwertzahlen unter 40 sowie auf Böden mit Strukturschäden war der Mais durch Trockenheit gekennzeichnet. Für den Drusch des zur Ernte anstehenden Getreides und des Rapses waren über weite Strecken sehr gute Bedingungen gegeben. Trotz einzelner Schauer und Gewitter lagen die Kornfeuchten verbreitet unter 15 %. Auf vielen Standorten bewegten sich die Wasservorratswerte in der Ausschöpfungsschicht der landwirtschaftlichen Kulturpflanzenbestände verbreitet unter 20 % nutzbarer Feldkapazität. Sorge bereitete beim Mais die alles andere als optimal verlaufende Entwicklung und nicht ausreichende Befruchtung des Kolbens. Die Blätter an den Zuckerrüben welkten teilweise ab.

Da sich der August mit reichlich Niederschlag und wenig Sonnenschein präsentierte, konnte sich der Blattapparat an den Rüben wieder regenerieren. Selten waren die Unterschiede zwischen den Monaten Juli und August so krass. In Halle, wo die meteorologischen Aufzeichnungen bis in das Jahr 1851 zurückreichen, betrug die aus den Monatsmitteln, 23,5 °C für den Juli und 16,7 °C für den August, resultierende Differenz immerhin 6,8 K.

Der September war sehr trocken, sonnenscheinreich und wärmer als der August. Auch der Oktober war zu warm, bevor ein milder November den wärmsten meteorologischen Herbst seit Aufnahme der Messungen perfekt machte. Auch der Dezember erwies sich als außergewöhnlich mild. Ab dem 05.11. waren an der Station Halle-Kröllwitz 51 Tage infolge mit einem über den langjährigen Durchschnittswerten gelegenen Tagesmittel der Lufttemperatur gezählt worden. Hinzu kommt, dass im Verlauf der zweiten Jahreshälfte insgesamt 17 neue, sich entweder auf die Tagesmittel oder auf die Tagesmaxima beziehende Wärmerekorde in der für jeden Tag des Jahres separat geführten Temperaturstatistik der Händelstadt Halle, die den Zeitraum seit 1901 berücksichtigt, aufgestellt worden sind. Das überdurchschnittliche Wärmeangebot des meteorologischen Herbstes und der ersten Dezemberhälfte hatte Kapriolen in

der Natur zur Folge. So stellte sich vielerorts der „zweite Frühling“, der noch als Ausnahmeerscheinung im letzten Viertel des Jahres aufzutreten pflegt, in der Pflanzenwelt ein. An verschiedenen Stellen blühten Wiesenknaulgras, Löwenzahn, Akelei, Lavendel, Mädchenauge, Gänseblümchen und diverse Gehölze wie Haselnuss und Forsythie. Bis zum Silvestertag war die Saison der Pilzsammler in den Wäldern noch nicht zu Ende gegangen. Es konnten noch Stockschwämmchen, Maronen, Steinpilze, Rotkappen und Nebelgraue Trichterlinge gefunden werden.

Hessen, Saarland, Rheinland-Pfalz, Nordrhein-Westfalen

Das Jahr 2006 war in den o.g. Bundesländern recht sonnig und um etwa 1 K zu warm. Dabei blieb es in den meisten Regionen bereits im vierten Jahr hintereinander zu trocken. Nur in einigen Gebieten wie Hunsrück, Pfalz und Rheinhessen fiel mehr Niederschlag als im langjährigen Vergleich, wobei der Überschuss meist durch ergiebige Schauer und Gewitterregen im Mai und August verursacht wurde. Das abgelaufene Jahr war geprägt durch schwierige Witterungsbedingungen, die häufig verhinderten, dass die anstehenden Arbeiten termingerecht durchgeführt werden konnten. Dies soll im Folgenden an einigen Beispielen veranschaulicht werden.
Der Winter 2005/2006 zeichnete sich besonders durch seine lange Andauer aus, wobei sich die Kälte bis in die zweite Märzdekade hinein hielt. So war es im Januar und März um 2 bis 3 K zu kalt. Es wurden jedoch keine extremen Tiefsttemperaturen gemessen, und nur in wenigen Nächten wurde es kälter als –10 °C. Kältebedingte Schäden waren daher kaum zu verzeichnen. Dennoch hielt der Winter manche Überraschung bereit, denn 18 cm Schnee sind im Rheingau nicht nur im März eine Rarität!
Bei wassergesättigten und teils bis in 40 cm Tiefe gefrorenen Böden konnte die Gülle lange Zeit nicht auf die Äcker ausgebracht werden. Frost und nasse Böden behinderten die anstehenden Bestell- und Pflanzenschutz-Maßnahmen bis in den März hinein. Kälteeinbrüche verhinderten wiederholt den Vegetationsbeginn und das Blühen der diversen Frühlingsboten, die daher recht lange brauchten, um sich überall durchzusetzen.
Nachdem die Wärme so lange auf sich hatte warten lassen, blühten dann im April und Mai viele Wild- und Kulturpflanzen gleichzeitig, und die Pollenbelastung für Allergiker war recht hoch. Wegen der kalten Witterung und der kalten Böden kam die Spargelernte zunächst nur langsam in Gang und wurde zudem in der zweiten Maihälfte durch kühle Temperaturen und häufigen Regen erheblich beeinträchtigt.
Das Getreide entwickelte sich trotz des verspäteten Vegetationsbeginns zunächst recht gut und legte nach dem Mairegen ein recht hohes Ertragspotential an. Bei der nachfolgenden Trockenheit und Hitze im Juni und Juli reifte das Getreide rasch ab. Die Ernte startete 1 bis 2 Wochen früher als normal und konnte bei günstigen Bedingungen zügig durchgeführt werden. Wer es allerdings nicht schaffte, die Ernte bis Ende Juli einzubringen, konnte den Rest erst im September dreschen, da es im August häufig regnete. Die Trockenheit und die schnelle Abreife führten zu deutlichen Einbußen an der Ertragsmenge. Die zunächst befürchteten Qualitätseinbußen bestätigten sich jedoch nicht. Trotz einiger Schwankungen fiel die Qualität des Futtergetreides zufriedenstellend aus. Der Weizen überraschte durch besonders gute Backeigenschaften, die man wegen der hohen Proteinwerte nicht erwartet hatte. Es wird davon ausgegangen, dass der Hitzestress – wie aus wärmeren Ländern wie Italien und

Ägypten bekannt – die Zusammensetzung des Proteins so verändert hat, dass sich das Mehl zu guten Teigen verbacken lässt.
Bei guter Wasserversorgung hatten die Reben den anfänglichen Entwicklungsrükkstand in den heißen Sommerwochen im Juni und Juli rasch aufgeholt und blieben weitgehend von Krankheiten verschont. Trotz des kühlen und regenreichen Wetters schritt auch im August die Reife weiter voran. Vereinzelt trat allerdings erste Fäulnis auf. Der warme und sonnige September beschleunigte noch einmal die Reife und nährte die Hoffnungen auf einen guten Herbst. Ende September und Anfang Oktober regnete es dann gebietsweise sehr ergiebig (bis zu 100 mm pro Quadratmeter). Anschließend breitete sich die Fäulnis schlagartig aus, und viele Beeren platzten auf. Diese Entwicklung zwang die Winzer in den betroffenen Gebieten, die Trauben in einer „Blitzlese“ möglichst schnell zu ernten. Unter diesen Umständen konnte man in den meisten Weinbaugebieten auch keine Trauben für Eiswein hängen lassen.
Die Herbstmonate von September bis November waren allesamt um 3 K zu warm und bescherten uns den wärmsten Herbst seit Beginn der Aufzeichnungen. Bei dem milden Wetter konnten das Grünland und die Winterungen ihr Wachstum noch fortsetzen, und verbreitet blühten die Senffelder. Gleichzeitig breiteten sich pilzliche Schaderreger aus und führten zu Mehltau und Netzflecken. Außerdem wurden auf vielen Getreideflächen Blattläuse beobachtet. Ihre Ausbreitung wurde erst in der dritten Dezemberwoche gestoppt, als es deutlich kühler wurde und vorübergehend Winterruhe einkehrte.

Bayern, Baden-Württemberg

Der lang anhaltende, kühle Winter 2005/06 wirkte sich überwiegend positiv auf die landwirtschaftlichen Kulturen aus. Die Schneedecke hatte zunächst verhindert, dass der Frost zu schnell in den Boden eindrang. Dadurch konnten sich die Pflanzen an tiefere Temperaturen anpassen und wurden ausreichend vernalisiert. Der Winter bewirkte zudem eine tief reichende Frostgare, die sich positiv auf die Wasserführung und Nährstoffverfügbarkeit auswirkte. Allerdings verzögerte sich die Aussaat der Sommerungen. Mais und Zuckerrüben konnten erst Ende April, Anfang Mai ausgesät werden.
Der Mai bot aufgrund wechselhafter Witterung kaum Zeitfenster für den Grünlandschnitt, lieferte aber meist ausreichende Niederschläge. Die hohen Temperaturen im Juni und Juli beschleunigten das Wachstum und führten an vielen Standorten zu Trockenstress. Die nutzbare Feldkapazität sank im Juli selbst in mittleren Böden auf Werte um 20 Prozent ab. Dies beeinträchtigte die Kornausbildung des Getreides, insbesondere der Wintergerste und des frühen Weizens. Obwohl der Frühling spät eingesetzt hatte, begann die Weizenernte an einigen Orten bereits im Juli. Die Kartoffeln hatten z.T. ihr Wachstum beendet.
Einsetzender Regen im August unterbrach die Getreideernte für mehrere Wochen, wodurch die Partien in der Fallzahl erheblich absanken und damit nicht mehr die Anforderungen an einen Qualitätsweizen erfüllten. Die Erträge lagen auf durchschnittlichem Niveau. In manchen Regionen lagen die Erträge sogar über dem langjährigen Mittel. Von den Niederschlägen im August konnten der Hopfen und das Grünland profitieren. Bei Kartoffeln trat Kindelbildung auf. Mais litt vor allem unter der Trockenheit während und zu Beginn des Fahnenschiebens, z.T. unterblieb die Kolbenausbildung.

Der warme Herbst ermöglichte aber hohe Ertragszuwächse bei Mais und vor allem bei Zuckerrüben, wodurch die negativen Einflüsse der Witterung der Vormonate kompensiert wurden. Hohe Einstrahlungswerte ließen den Zuckergehalt auf Werte von z.T. über 20 % ansteigen. Durch die Trockenheit konnten die Herbstarbeiten Ernte, Bodenbearbeitung und Aussaat bodenschonend und energiesparend durchgeführt werden. An besonders trockenen Standorten kam es zur Wirkungsschwäche der Herbizide. In wärmeren Lagen, wie Unterfranken oder im Rheingraben, setzte aufgrund der hohen Temperaturen das Stängelwachstum des Winterrapses ein. Getreide - selbst spät gesäter Weizen - ging sehr gut entwickelt in den Winter, der im Gegensatz zum vergangenen Winter von außergewöhnlich hohen Temperaturen geprägt war.

Mit Ausnahme des August waren sowohl in Bayern als auch in Baden-Württemberg alle Monate des 2. Halbjahres 2006 deutlich zu warm. Der Juli mit mehr als 4 K Abweichung vom langjährigen Mittelwert stach heraus. Aber auch alle anderen Monate mit 2 - 3 K über dem Mittelwert waren markant. Das das Jahr insgesamt nur eine Abweichung von 0.8 K über dem langjährigen Mittelwert aufweist, ist auf die wesentlich zu kalten Monate Januar bis März zurückzuführen.

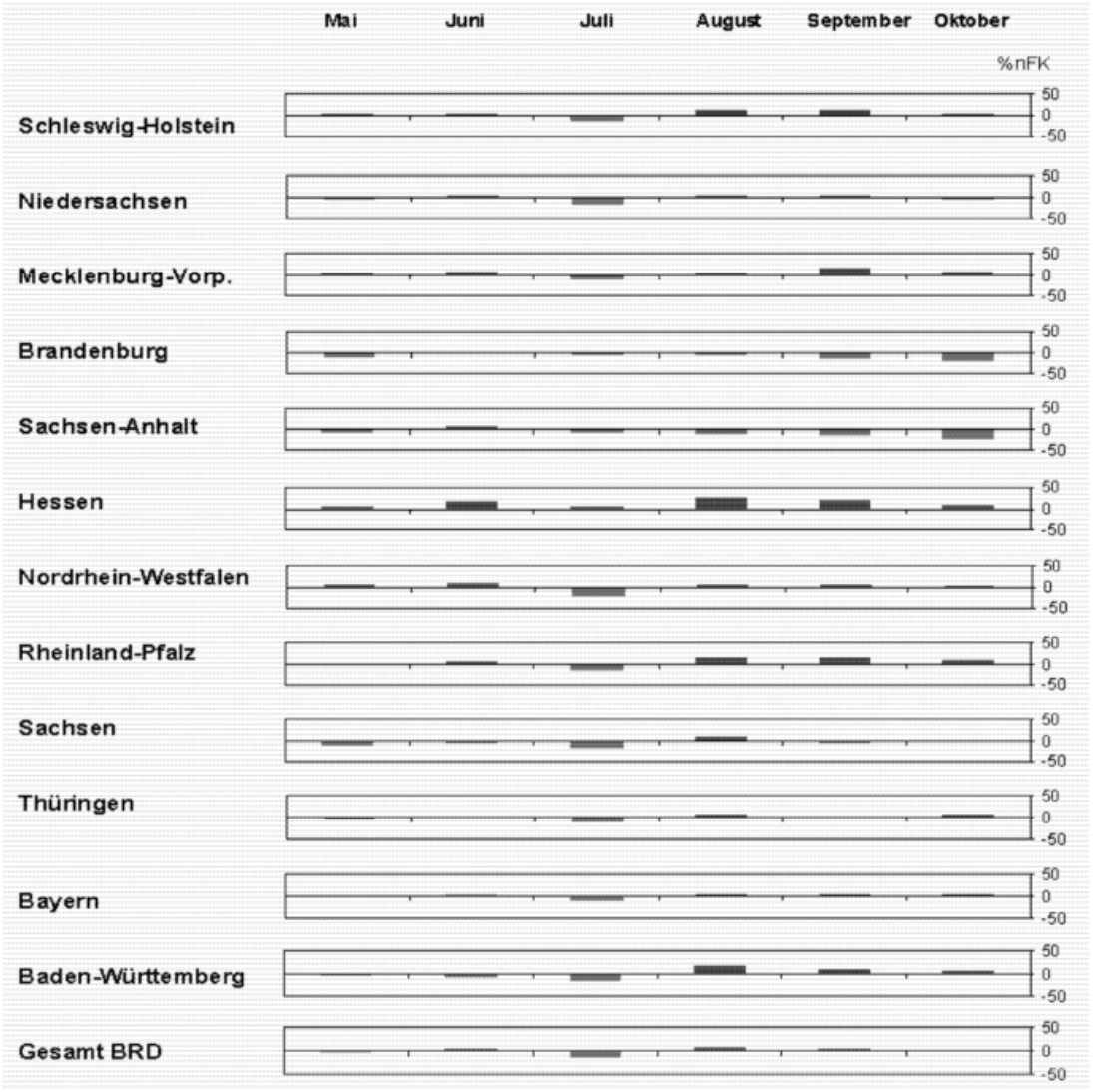


Abb. 1 Monatliche Abweichungen der Bodenfeuchte von Wintergetreide auf leichten Standorten (% nFK) im Jahr 2006 vom langjährigen Mittelwert 1962 - 2003 (rot = zu trocken, blau = zu feucht)

Tab. 1 Charakteristische agrarmeteorologische Kenngrößen für das Jahr 2006. Die Tabelle enthält die Abweichungen vom langjährigen Mittelwert (1961-2003) im Jahr 2006 für die Parameter Bodentemperatur, Minimumtemperatur in Bodennähe, Penman–Verdunstung und Benetzungszeit. Die rot dargestellten Werte stellen zu warme Perioden, bzw. Zeiten mit hoher Verdunstung und geringer Blattbenetzung, die blauen Werte zu niedrige Temperaturen, hohe Blattbenetzung und geringe Verdunstung dar.

Abweichungen vom langjährigen Mittel für das Jahr 2006

	Januar		Februar		März				April				Mai					Juni			
	1	2	1	2	1	2	3	5	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Schleswig-Holstein	-2.1	-1.7	-1.1	0.8	-2.5	-5.9	80.1	4	-0.5	0.8	80.0	102.6	0.0	0.5	103.7	118.7	1.4	0.1	105.4	64.8
Niedersachsen	-2.2	-1.8	-1.6	0.6	-2.4	-3.4	82.5	3.8	-0.1	0.8	84.4	95.0	0.3	0.4	107.2	119.8	1.4	0.1	109.6	60.6
Mecklenburg-Vorp.	-2.2	-3.3	-1.4	0.7	-2.6	-5.6	74.4	8.1	0.0	0.8	81.4	118.9	-0.2	0.2	98.5	122.2	1.8	0.8	104.1	73.9
Brandenburg	-1.9	-5.1	-1.5	-0.8	-2.8	-4.6	71.8	11.4	0.5	1.1	89.0	95.0	0.1	0.1	104.5	112.3	2.2	0.6	109.0	69.4
Sachsen-Anhalt	-2.7	-2.8	-2.0	0.0	-2.5	-4.2	76.2	14.8	0.7	0.9	86.1	116.3	0.2	-0.2	101.7	119.3	1.7	-0.1	105.0	70.1
Hessen	-2.2	-1.5	-2.0	0.0	-2.7	-3.1	84.3	13.7	0.0	0.3	91.1	96.7	-0.6	0.2	99.3	123.8	1.5	-0.4	115.2	58.9
Nordrhein-Westfalen	-1.7	-1.7	-1.9	-0.2	-2.2	-3.4	82.9	2.2	0.0	-0.1	86.5	101.6	0.3	1.1	102.1	134.1	1.9	0.4	114.2	55.0
Rheinland-Pfalz	-1.9	-1.7	-1.6	0.0	-2.1	-2.5	87.3	7.4	1.0	0.8	96.5	75.2	0.2	1.1	95.7	118.0	2.1	0.8	116.7	51.0
Sachsen	-1.4	-5.6	-1.6	-2.1	-2.7	-4.2	82.0	8.7	0.8	1.2	95.3	84.7	0.1	0.2	111.6	94.2	2.0	0.1	115.9	54.5
Thüringen	-2.7	-2.4	-1.9	-0.2	-2.5	-3.8	87.2	27.0	0.7	1.0	91.4	89.7	0.1	0.6	110.5	99.2	2.3	0.3	113.7	62.5
Bayern	-1.5	-3.4	-1.7	-1.8	-2.8	-4.0	80.1	8.7	0.3	1.0	91.0	96.3	-0.2	0.7	106.0	99.4	1.5	0.2	117.7	72.2
Baden-Württemberg	-1.5	-2.4	-1.5	-0.5	-2.5	-2.3	82.9	5.6	0.4	1.1	94.8	87.0	0.1	1.2	107.7	91.2	1.8	0.9	123.5	55.7
Gesamt BRD	-2.0	-2.8	-1.6	-0.3	-2.5	-3.9	81.0	9.3	0.3	0.8	89.0	96.6	0.0	0.5	104.0	112.7	1.8	0.3	112.5	62.4

	Juli				August				September				Oktober				November		Dezember	
	1	2	3	6	1	2	3	6	1	2	3	5	1	2	3	5	1	2	1	2
Schleswig-Holstein	5.3	2.1	141.5	-5.0	-0.1	0.7	88.0	2.9	3.5	3.4	131.0	-10.1	3.4	3.5	100.4	.0	2.6	2.5	4.2	5.5
Niedersachsen	5.7	2.2	146.2	-5.0	-1.1	0.3	78.2	4.7	3.9	3.0	137.1	-19.2	3.6	3.8	109.3	-12.6	2.8	2.4	3.7	4.9
Mecklenburg-Vorp.	5.7	2.9	140.4	-4.8	0.0	0.9	87.1	2.4	3.3	3.0	127.9	-.3	3.4	3.4	100.3	-2.9	2.7	2.7	4.1	5.4
Brandenburg	5.8	2.9	142.9	-4.8	-0.6	0.8	80.6	2.6	3.6	3.0	144.2	-22.7	3.4	2.9	111.5	-27.0	3.0	2.7	3.9	5.1
Sachsen-Anhalt	5.6	2.4	139.6	-4.5	-1.1	0.2	82.1	2.6	3.7	3.0	143.8	-25.2	3.6	3.3	117.4	-28.5	3.0	2.6	3.8	5.3
Hessen	4.8	2.8	135.5	-2.4	-2.5	-0.5	74.1	4.2	4.0	2.6	134.6	-19.7	3.4	3.4	118.8	2.2	3.0	2.8	2.7	3.5
Nordrhein-Westfalen	5.8	3.5	146.0	-5.1	-2.1	-0.5	69.3	6.2	4.0	3.4	127.3	-12.8	3.5	3.5	111.2	-3.7	2.8	2.5	2.8	3.5
Rheinland-Pfalz	5.4	4.3	139.4	-4.7	-2.6	-0.7	71.3	5.9	4.0	3.5	113.7	-9.8	3.5	3.3	110.1	7.4	3.1	2.7	2.3	3.0
Sachsen	5.4	3.0	143.9	-4.6	-2.1	0.0	78.2	2.5	3.4	2.6	142.1	-18.1	3.0	3.1	119.5	.8	2.8	3.4	2.9	5.0
Thüringen	5.3	3.2	139.8	-4.4	-2.2	0.0	79.1	2.7	3.7	2.8	142.9	-10.9	3.3	3.6	114.6	-1.8	3.0	3.3	3.0	4.9
Bayern	4.7	2.8	133.9	-3.6	-3.1	-0.6	73.4	4.1	3.3	2.5	132.3	-18.9	3.0	2.5	120.9	-1.9	2.4	2.6	1.9	4.2
Baden-Württemberg	4.9	3.9	138.8	-4.0	-3.5	-0.8	74.9	4.6	3.2	3.4	115.1	-7.9	3.3	3.2	122.0	3.6	2.9	2.8	1.9	3.2
Gesamt BRD	5.4	3.0	140.6	-4.4	-1.8	0.0	78.0	3.8	3.6	3.0	132.7	-14.6	3.4	3.3	113.0	-5.4	2.8	2.8	3.1	4.5

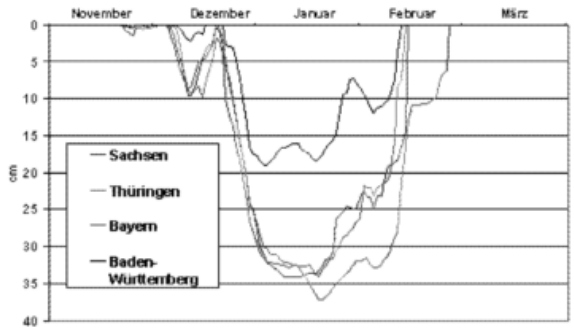
Legende:
1 = Bodentemperatur unbewachsener Boden 5 cm (rot = zu warm, blau = zu kalt)
2 = Minimumtemperatur in Bodennähe für unbewachsenen Boden (rot = zu warm, blau = zu kalt)
3 = Penman-Verdunstung, Abw. in % (rot = zu hohe Verdunstung, blau = zu geringe)
4 = Benetzungszeiten, Abw. in % (rot = rel. geringe Benetzungszeiten, blau = relativ hohe)
5 = Krumenbodenfeuchte, %nFK (rot = relativ trocken, blau = relativ feucht)
6 = Kornfeuchte (%, 19 Uhr) (rot = relativ gering, blau = relativ hoch)

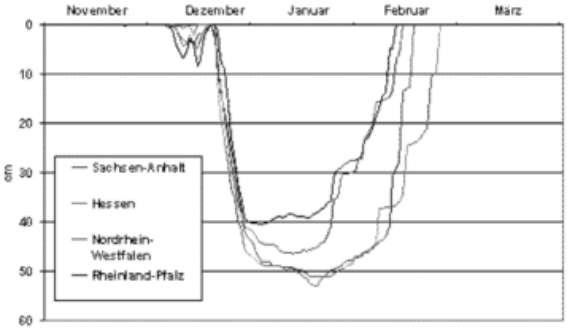
Die Bodenfeuchtesituation während der Vegetationszeit 2006

Der extrem heiße und trockene Juli spiegelt sich in der Bodenfeuchte (Abbildung 1) wider, in dem der Juli in den meisten Regionen deutliche negative Abweichungen vom langjährigen Mittelwert aufwies. Im Gegensatz zum Jahr 2003 glich der August das Bodenfeuchtedefizit jedoch wieder aus. Nur in Brandenburg und Sachsen-Anhalt konnten die langjährigen Mittelwerte, die hier sowieso schon ca. 10 bis 20 % nFK unter den Werten anderer Regionen liegen, nicht mehr erreicht werden.
Aus der Tabelle 1 werden die kalten ersten drei Monate des Jahres sowie mit der Ausnahme des August die deutlich zu warme zweite Jahreshälfte deutlich. Der Juli wies Abweichungen der Bodentemperatur von mehr als 5 K auf, die Kornfeuchten lagen ca. 4-5 % unter den langjährigen Mittelwerten und lassen auf optimale Erntebedingungen schließen. Die potenzielle Verdunstung erreichte im Juli ca. 140 % des langjährigen Durchschnitts. Im August stellten sich diese Bedingungen komplett umgekehrt dar.

Besondere Situation 2006 , hohe und langanhaltende Bodenfrosteindringtiefen sowie Stauwasser

Die Situation bei den Bodenfrosteindringtiefen ist vergleichbar mit den Jahren 1996/1997 und 1962/1963. Die folgenden Abb. 3a - 3c stellt die Situation für die Bundesländer für einen unbewachsenen Boden und für Böden mit dichtem Bestand, (Abb. 3d) wie Zwischenfrüchte für das Jahr 2006 dar. Zum Vergleich wurden ebenfalls die Verhältnisse aus dem Jahre 1996/1997 (Abb. 2a - 2c) für einen unbewachsenen Boden aufgenommen. Für die Landwirtschaft ist der Bodenfrost von großer Bedeutung, da ab 10 cm Frosteindringtiefe das Ausbringen von Dünger laut Düngeverordnung verboten ist. Dieses führt insbesondere bei der Gülleausbringung zu





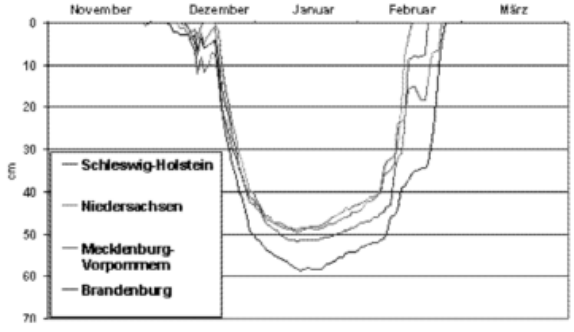
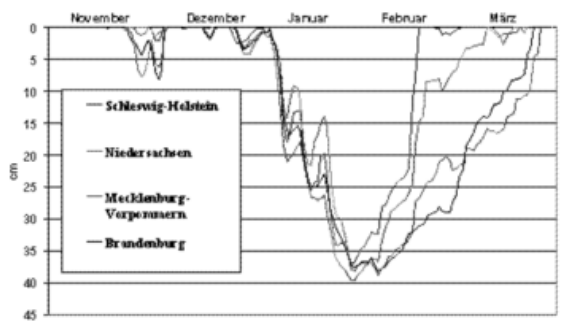
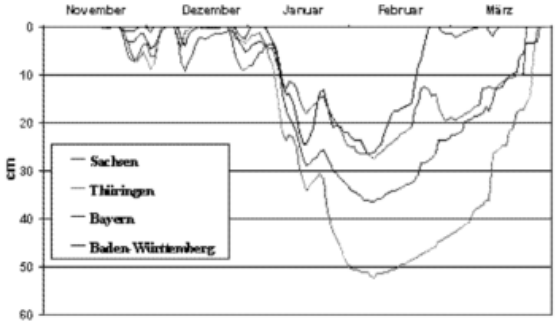


Abb. 2a - 2c Frosteindringtiefe (cm) 1996 - 1997 *unbewachsener Boden* -
Mittelwerte einiger Bundesländer





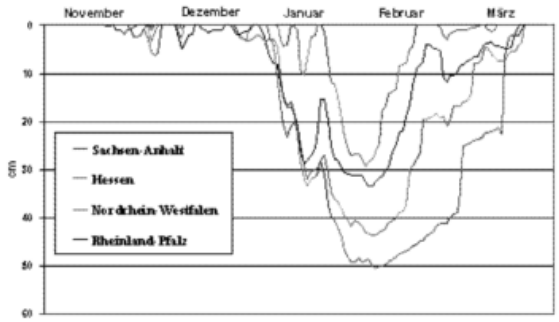


Abb.: 3a - c Frosteindringtiefe (cm) 2005 - 2006
unbewachsener Boden
Mittelwerte einiger Bundesländer

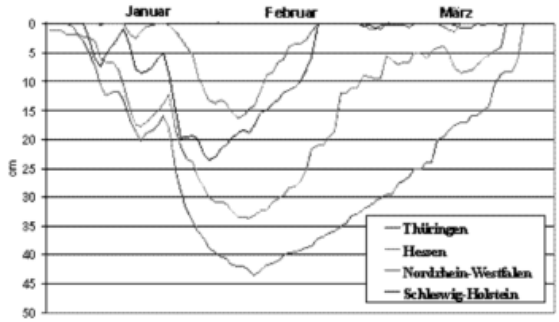
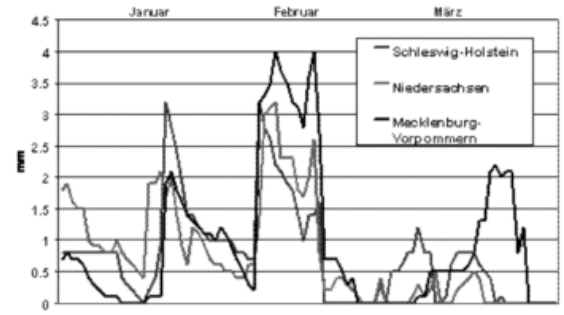


Abb. 3d Frosteindringtiefe (cm) 2005 - 2006
mit Bestand
Mittelwerte einiger Bundesländer



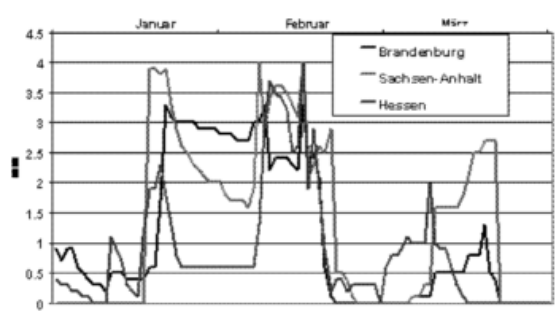


Abb. 4a - 4b Stauwasser (mm) 2006, Mittelwerte einiger Bundesländer

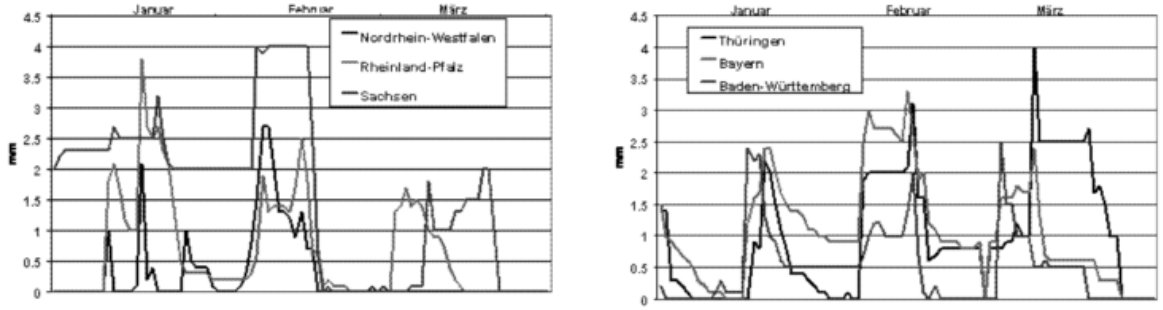


Abb. 4c - 4d Stauwasser (mm) 2006, Mittelwerte einiger Bundesländere

Problemen, da die Kapazitäten der Güllebehälter oft nicht ausreichen. Bodenfrost > 30 cm erreicht die Pflugsohle. Dies führt zu einer Lockerung auch der unteren Bodenschichten und trägt damit wesentlich zur Verbesserung des Bodengefüges bei. Ebenfalls verboten ist das Ausbringen von Gülle bei Stauwasser an der Erdoberfläche. Diese Situation wird in den Abbildungen 4a - 4d dargestellt. Dabei handelt es sich nicht nur um flüssiges Wasser sondern auch für längere Zeiten gefrorenes Stauwasser.

Die Bodenfeuchtesituation im Vergleich zu den Jahren ab 1962 wird in der Abb. 5 für einen leichten Boden und Wintergetreide als Mittel über Deutschland deutlich. Während der Juli 2006 geringe Werte wie 2003, 1976 und 1964 aufwies, erreicht der August 2006 im Vergleich zu den Vorjahren Werte, die zu den relativ höchsten Werten zu zählen sind.

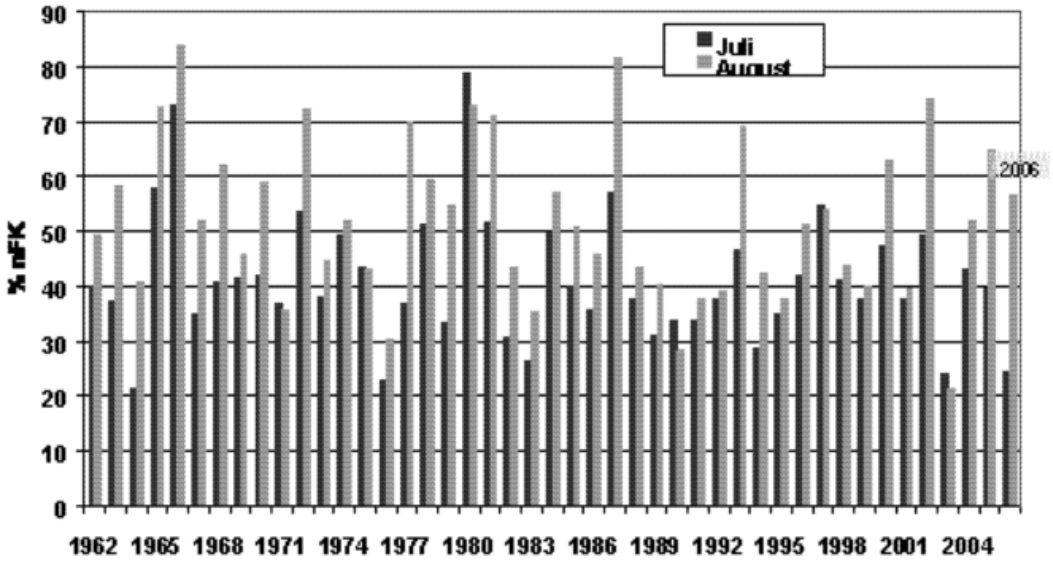


Abb. 5: Monatsmittelwerte der Bodenfeuchte (%nFK) für einen Sandboden und Wintergetreide, Mittelwerte über Deutschland (1962 - 2006)

In der Abb. 6 wird der extrem milde Herbst/Winter 2006 deutlich. Die potenzielle Verdunstung nach Penman erreicht als Summe über die Monate September bis Dezember im Mittel über Deutschland mit 180 mm einen für diesen Zeitraum seit 1962 noch nie erreichten Rekord.

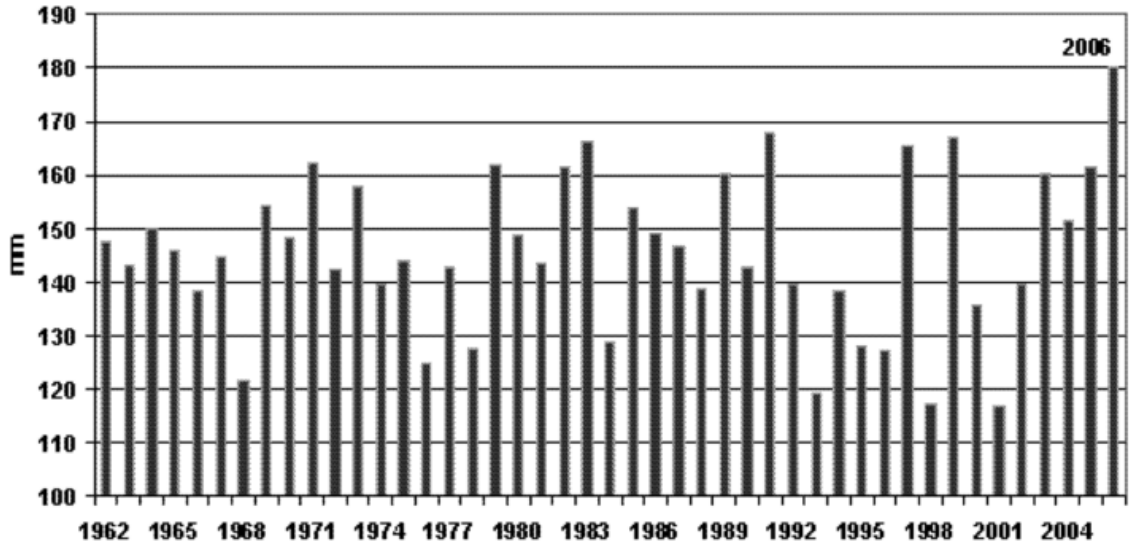


Abb. 6 Summe der Penman-Verdunstung über die Monate September bis Dezember, gemittelt über Deutschland (1962 - 2006)

Entwicklung der Ozonschicht

H. Claude, W. Steinbrecht und U. Köhler

Herausragend im Jahr 2006 waren die starken Ozonverluste über der Antarktis, die bezüglich Andauer, Ausdehnung und Ozondefizit zu einem Rekord-Ozonloch führten. Wie Abbildung 1 zeigt, wurden die Rekorde von 1998 und 2003 nochmals leicht übertroffen. In der Zeit von Ende September bis Anfang Oktober wurden an manchen Stationen Gesamtozon-Säulendichten von knapp unter 100 Dobson Einheiten gemessen. Sie liegen im Bereich der Rekordminima von 90 Dobson Einheiten in 1993 und 1999. Die Ballonsondierungen an den Stationen Südpol (USA), Belgrano (Argentinien) und Neumeyer (Deutschland) zeigten gleichzeitig zwischen 14 und 21 km Höhe eine fast vollständige Ozonzerstörung. Ausführlich, regelmäßig und aktuell berichtet die WMO in ihren antarktischen Ozonbulletins, die im Internet unter http://www.wmo.int/web/arep/gawozobull06.html zu finden sind.

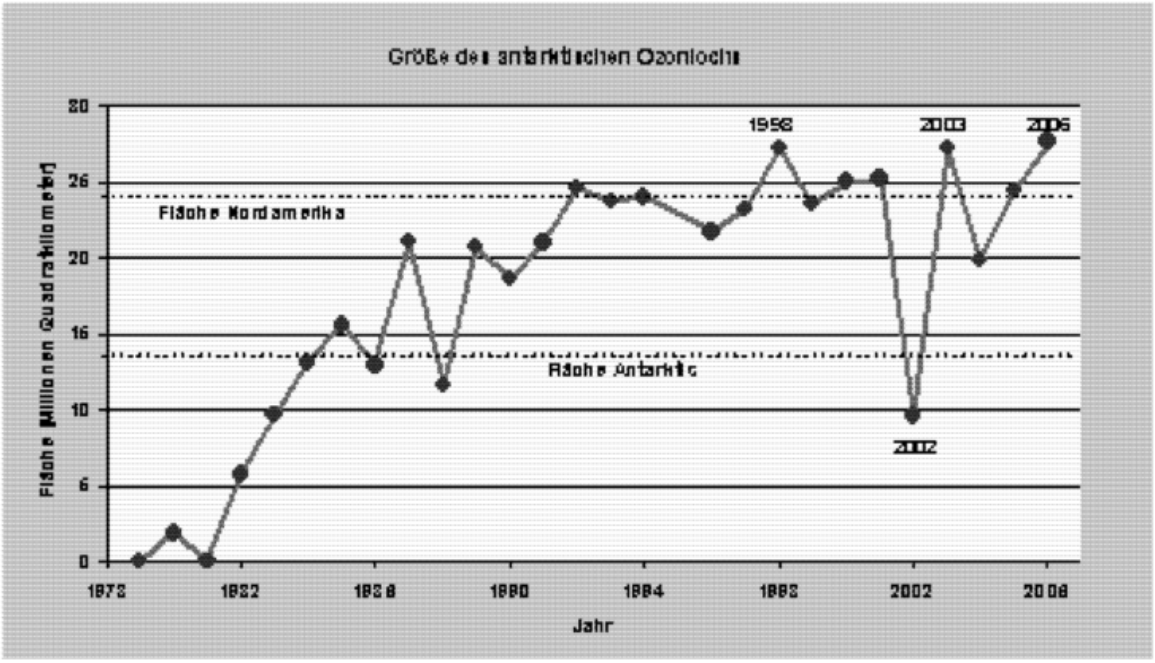


Abb. 1 Entwicklung der Fläche des antarktischen Ozonlochs seit 1979. Maßgebend ist der Bereich mit Ozonwerten < 220 D.U. für die Zeit 21. – 30. September. (Datenquelle: TOMS/OMI; NASA Goddard Space Flight Center).

Neben dem noch immer hohen stratosphärischen Chlorgehalt war die Ausprägung eines besonders stabilen und langanhaltenden Polarwirbels Ursache für die Entstehung dieses besonders großen Ozonlochs. Die fortschreitende Abkühlung der Stratosphäre durch den Klimawandel könnte in Zukunft solche ausgeprägten Polarwirbel begünstigen.

Durch die späte Auflösung des antarktischen Wirbels in diesem Jahr gelangten die ozonarmen Luftmassen aus dem Ozonloch erst sehr spät, bei bereits hochstehender Sonne, bis in gemäßigte Breiten der Südhemisphäre. Dies führte im südlichen Atlantik zu einer starken Erhöhung der sonnenbrandwirksamen ultravioletten Strahlung. So wurden z.B. gegen Ende November bei etwa 60° südlicher Breite, was in der

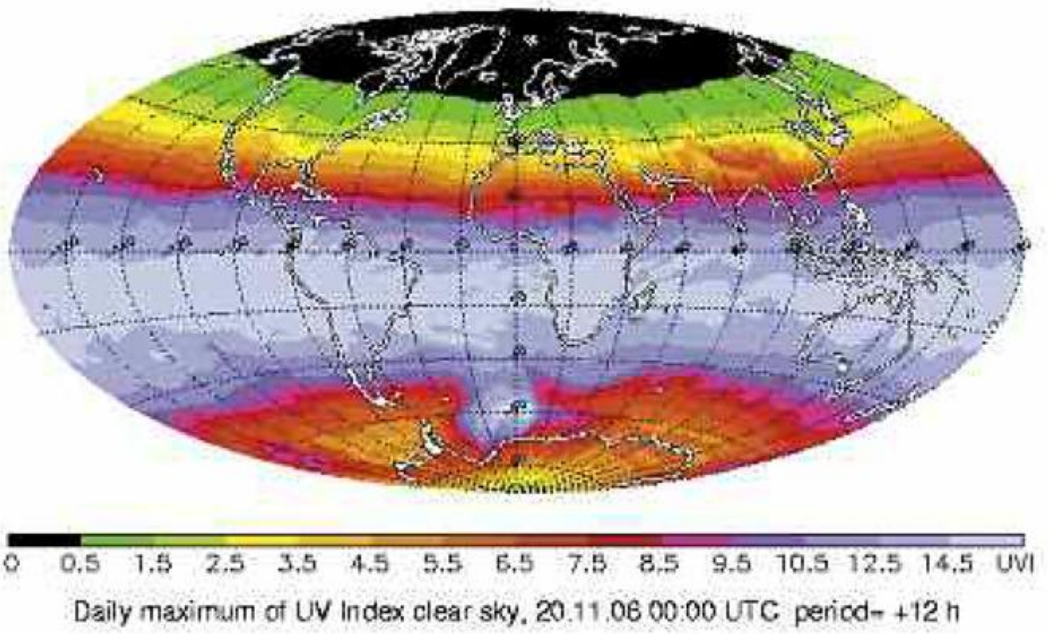


Abb. 2 Zwölfstündige Vorhersage des UV-Index für klaren Himmel bei mittäglichem Sonnenstand. Die Ozonloch-bedingte Ausweitung tropischer Strahlungsbedingungen bis in den Südatlantik (60°S, 0°) ist deutlich erkennbar.

Nordhemisphäre der Breite von Oslo entspricht, tropische UV-Indexwerte von 14 überschritten (Abb. 2). Die amerikanische Station Mc.Murdo auf 78° südlicher Breite verzeichnete am 2. Dezember 2006 einen neuen Rekord-UV-Indexwert von 7.5. Zum Vergleich: In Deutschland werden maximal 9 erreicht.

Weniger dramatisch verlief die Ozonentwicklung 2006 in den gemäßigten Breiten der nördlichen Hemisphäre. Wie Abbildung 3 für den Hohenpeißenberg zeigt, hat die Ozon-Gesamtsäule seit 1968 um rund 6% abgenommen. Seit etwa 10 Jahren scheint sich aber der frühere steile Abwärtstrend umgekehrt zu haben. Die Werte nehmen unter Schwankungen wieder zu. Dies ist in Abbildung 3 durch die beiden gestrichelten Regressionsgeraden markiert. Obwohl der begonnene Chlor-Rückgang eine kleine Rolle spielt, ist die Überlagerung anderer Faktoren für die höheren Ozon-Gesamtsäulen der letzten Jahre von größerer Bedeutung. Dies zeigt die Regressionsanalyse in Abbildung 4.. Wichtig für die Ozonentwicklung in den letzten 10 Jahren war z.B. die Erholung von den sehr niedrigen Ozonwerten nach dem Ausbruch des Vulkans Pinatubo. Mittlerweile ist die stratosphärische Aerosolkonzentration schon länger extrem gering. Höhere Ozonwerte ergaben sich auch aufgrund des gerade vergangenen Sonnen-Maximums.

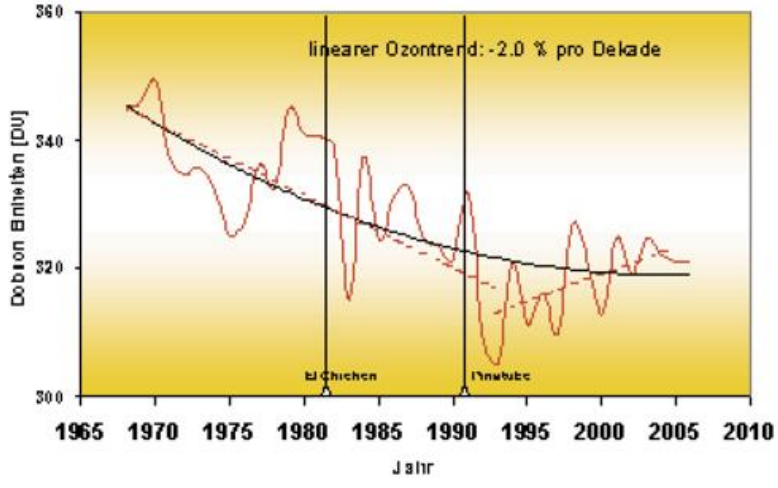


Abb. 3 Zeitreihe der Jahresmittelwerte des Gesamtozons (Ozonschichtdicke) über dem Hohenpeißenberg seit 1968 mit polynomischer Trendkurve (schwarz) und linearen Teilregressionen (rot, gestrichelt).

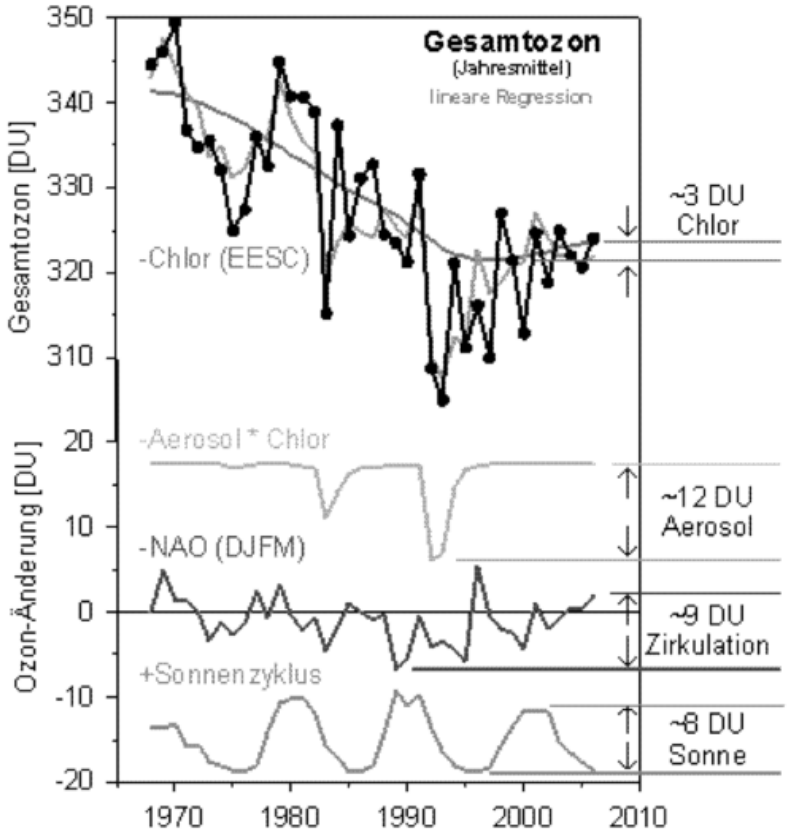


Abb. 4 Jahresmittel der Ozonsäule über dem Hohenpeißenberg (schwarze Kurve). Die Kombination (graue Kurve) von nur 4 Einflussfaktoren, invertiert dargestellter Gesamtchlorgehalt der Stratosphäre (EESC), chlor-modulierter Aerosolgehalt, NAO in den Wintermonaten und Sonnenzyklus, kann den gemessenen Verlauf (schwarz) weitestgehend nachbilden. Alle Faktoren tragen seit Anfang/Mitte der 1990er Jahre zur beobachteten Ozonzunahme bei. Der Anteil des beginnenden Chlorrückgangs ist dabei gegenüber dem Aerosolrückgang nach 1992 und gegenüber dem Umschlagen des NAO Indexes um 1989 klein einzuschätzen.

Zirkulationsschwankungen über dem Nordatlantik, die z.B. durch den sogenannten NAO-Index (NAO = nordatlantische Oszillation) abgebildet werden, trugen in den letzten Jahre ebenfalls zu höheren Gesamtozonwerten bei (s. Ozonbulletin des DWD, Nr. 114, 2006). Auch wenn der geringfügige Chlorrückgang wahrscheinlich zur Erholung der Ozon-Gesamtsäule beigetragen hat, ist dieser Beitrag im Vergleich zu den genannten Einflüssen noch gering. Je nach Weiterentwicklung aller Faktoren und deren Überlagerung können innerhalb der nächsten 10 bis 15 Jahre in Europa immer wieder niedrige Ozon-Gesamtsäulen, und damit auch deutlich erhöhte UV-Belastungen auftreten.

Es gibt jedoch Bereiche in der Atmosphäre, wo der leichte Chlor-Rückgang bereits stärkere Auswirkungen auf das Ozon zeigt. Das ist der Höhenbereich um 40 km in der oberen Stratosphäre, besonders in mittleren und niedrigen Breiten. Dort zeigen langjährige Satellitenmessungen der NASA sowie bodengestützte Messungen des Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC, früher NDSC), dass sich die seit 1980 beobachtete sehr starke Ozonabnahme nicht mehr fortgesetzt hat. Seit etwa 2000 ist eine immer deutlicher werdende Trendumkehr erkennbar. An vier von fünf Stationen haben die Ozonwerte sogar wieder leicht zugenommen (s. Klimastatusbericht, 2005). Dies ist der Hintergrund von Pressemitteilungen über die „beginnende Erholung“ der Ozonschicht.

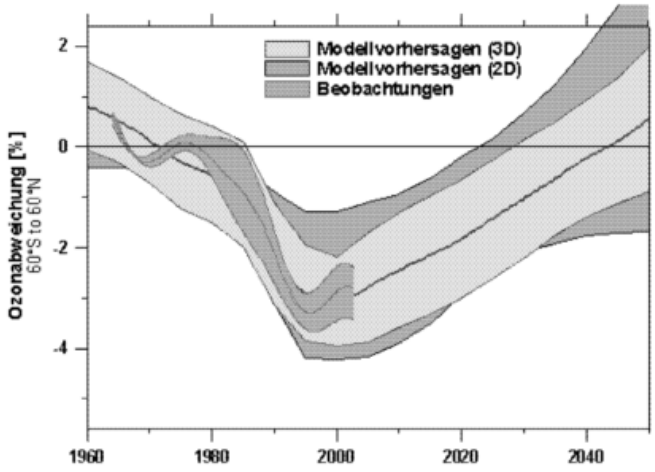


Abb. 5 Entwicklung der mittleren Ozonsäule außerhalb der Polargebiete. Rosa: Aus bodengebundenen Messungen und Satellitenbeobachtungen. Hellblau: Modellrechnungen von 3-dimensionalen gekoppelten Klima-Chemie-Modellen, für ein einziges Zukunfts-Szenario. Grau: Modellrechnungen von 2-dimensionalen Modellen für mehrere Zukunfts-Szenarien. Quelle: Scientific Assessment of Ozone, 2006, WMO.

Wie sich die Ozonschicht generell in den kommenden Jahrzehnten weiter entwickeln soll, zeigen Ergebnisse von Klima-Chemie Modellen. Rückgekoppelte 3D Modelle sind dabei der neueste Stand der Technik (Abb. 5). Der zu erwartende weitere Rückgang des Chlors in der Stratosphäre bewirkt eine langsame Erholung der Ozonschicht. Die Erholung wird allerdings etwa 3-mal so lange brauchen, wie der rasche Ozonabbau von 1980 bis etwa 1995. Erst nach 2050 könnte damit das antarktische Ozonloch wieder verschwinden.

Dafür wird der Klimawandel mit der Erwärmung der Troposphäre und der Abkühlung der Stratosphäre gerade im 21 Jahrhundert verstärkt auf die Ozonschicht einwirken. Aufgrund der Temperaturabhängigkeit chemischer Reaktionen erwartet man nach 2050 in der oberen Stratosphäre ausserhalb der Polarregionen sogar höhere Ozonwerte als vor 1980. Die Gesamtsäulen könnten ebenfalls höher sein. Andere Spurengase als Chlor werden in Zukunft wohl zunehmen (NO, CH4), und in manchen Höhen zu stärkerem chemischen Ozonabbau führen. Dies ist in Abb. 5 bei den 3D Modellrechnungen nicht berücksichtigt. Bei den 2D-Modellrechnungen führen dagegen die verschiedenen Emissionsszenarien zu einem breiteren Vorhersagebereich.

Unklar, aber von großer Bedeutung für die Ozonschicht, ist die zukünftige Entwicklung des Wasserdampfs in der Stratosphäre. Ebenfalls schwierig, und in den 2D-Modellen weitgehend vernachlässigt, ist die Abschätzung von Transportänderungen, die auch die Ozonschicht verändern werden. Manche Modelle sagen eine Verstärkung des Wellenantriebs aus der Troposphäre mit Verstärkung der meridionalen Brewer-Dobson Zirkulation vorher. Andere sehen eine starke Abkühlung des arktischen Polarwirbels mit Auftreten eines Ozonlochs über dem Nordpol.

Literatur

Claude, H., Steinbrecht, W., Köhler, U., Ozonbulletin des DWD, Nr. 114, 2006.

Claude, H.; Steinbrecht, W.; Köhler, U. Entwicklung der Ozonschicht. Klimastatusbericht des DWD 2005

Steinbrecht, W., etal., Long-Term Evolution of Upper Stratospheric Ozone at Selected Stations of the Network for the Detection of Stratospheric Change (NDSC), J. Geophys. Res. 111, doi: 10.1029/2005JD006454, 2006.

Steinbrecht, W.; et al., Interannual variation patterns of total ozone and temperature in observations and model simulations Atmos. Chem. Phys., 6, 349-374, 2006

World Meteorological Organisation (WMO), Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006, Global Ozone Research and Monitoring Project—Report No. 50, 2006.

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa

T. Fuchs

Die Analysen des Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) zeigen für das meteorologische Jahr Dez. 2005 bis Nov. 2006 im Großteil von Europa normale Niederschlagsmengen (Abb. 1a - 1b). Nur in einigen Regionen fallen größere Abweichungen von den Mittelwerten der Bezugsperiode 1961-1990 auf: Deutlich zu feucht war es im Süden Islands, im Südwesten von Deutschland, im äußersten Süden Italiens sowie, im Osten des Schwarzen Meeres. Deutlich zu trocken hingegen war es an der Küste Norwegens (örtlich nur 58% der mittleren jährlichen Gebietsniederschläge, siehe Abb.1c), in einem Streifen entlang der spanisch-französischen Grenze über die französische Mittelmeerküste und Norditalien bis hin zur nördlichen Adriaküste, sowie auf Zypern.

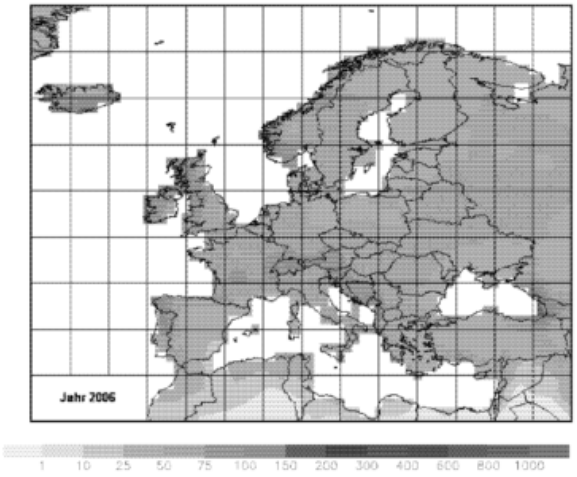


Abb. 1a Niederschlagshöhe in mm/Monat, Zeitraum Dez. 2005 bis Nov. 2006

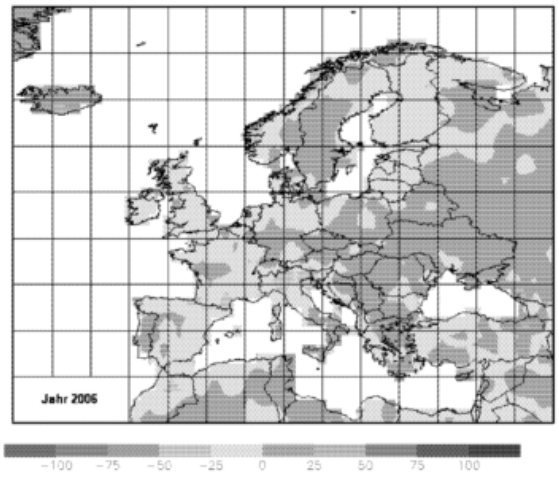


Abb. 1b Niederschlagsanomalie in mm/Monat, Zeitraum Dez. 2005 bis Nov. 2006

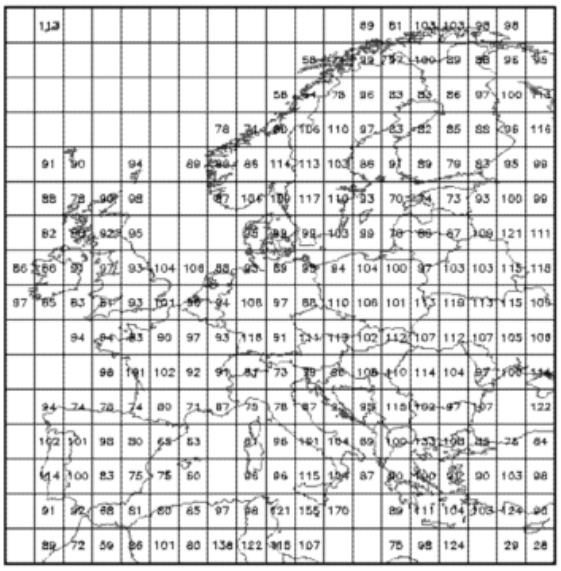


Abb. 1c Jährlicher Niederschlag Dez. 2005 bis Nov. 2006 in Prozent der Mittelwerte 1961 – 1990

Im jahreszeitlichen Überblick fällt in den Abb. 2a und 2b auf der nächsten Seite besonders auf: Analog zum Winter des Vorjahres starke Trockenheit in Portugal und Nordwest-Spanien, die sich im Winter 2006 zusätzlich über den Süden Frankreichs, die brit. Inseln und die Westküste Norwegens ausdehnte. Überdurchschnittliche Niederschlagshöhen ergaben sich im Frühjahr 2006 insbesondere im Alpenraum. Großflächige Trockenheit trat im Sommer 2006 in Nordschweden und Finnland auf, hingegen fanden sich Niederschlagsüberschüsse in Südost- und Osteuropa. Der Herbst 2006 war in Nordwest-Spanien und Portugal, im äußersten Südosten und Osten Europas sowie in weiten Teilen Skandinaviens zu nass.

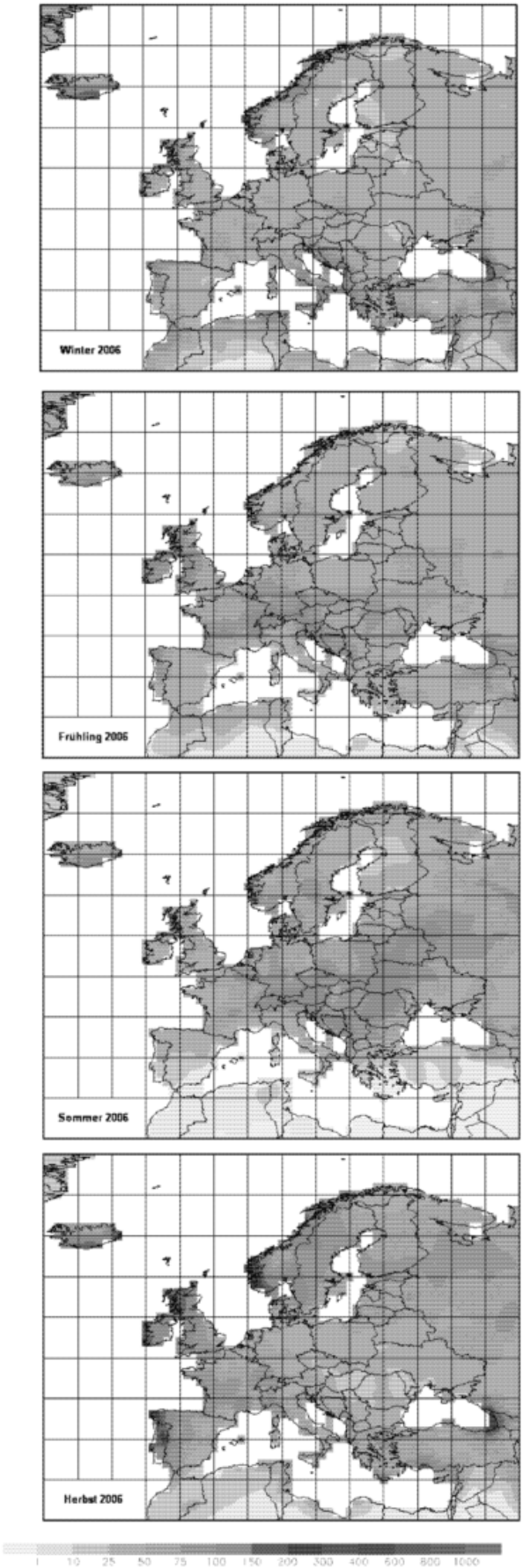


Abb. 2a Niederschlagshöhe für die Jahreszeiten in mm/Monat

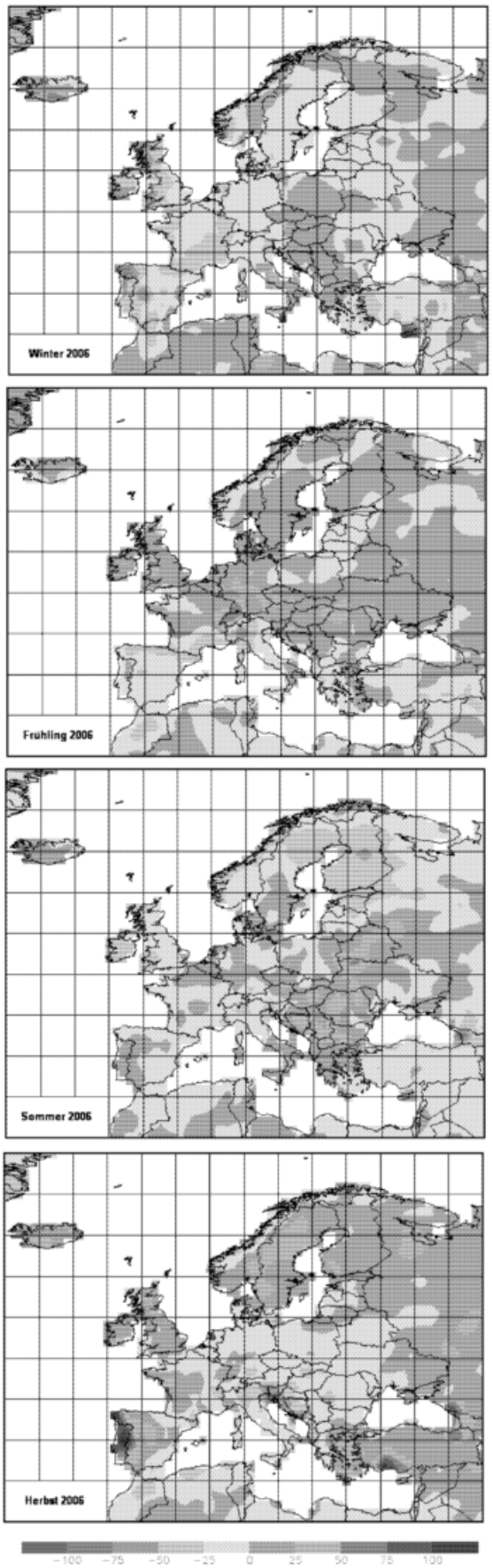


Abb. 2b Niederschlagsanomalie für die Jahreszeiten in mm/Monat (Bezugszeitraum 1961-1990)

Die monatlichen Niederschläge und extremen Niederschlagsereignisse in Europa im klimatologischen Jahr Dezember 2005 bis November 2006:

Viele der zu Hochwasser und in Folge dessen zu erheblichen lokalen oder regionalen Schäden führenden Niederschlagsereignisse sind, obwohl im einzelnen von kürzerer Dauer, auch in den Karten der monatlichen Niederschlagsanomalien zu erkennen (Abb. 5b). Kurzzeitige Extremniederschläge oder über mehrere Tage anhaltende ergiebige Niederschläge erreichen z.T. das durchschnittliche „Monatssoll" bzw. liegen sogar höher und sind damit auch in den monatlichen Anomaliekarten sichtbar.

In den ersten beiden Wintermonaten waren die Niederschläge im Großteil Europas unterdurchschnittlich. Großflächige Schneefälle blieben im Alpenraum in dieser Zeit weitgehend aus. Erst ab Mitte Februar und besonders Anfang März sorgten kräftige Schneeniederschläge für winterliche Verhältnisse in den Alpen und den deutschen Mittelgebirgen. Die hohe, nicht gefestigte, Schneedecke und nachfolgende rasche Erwärmung Mitte März begünstigten die Bildung von Lawinen im Alpenraum und führten z.B. in Frankreich zur größten Anzahl von Lawinentoten seit dem Jahr 1970.

Für Deutschland ist das schwere Hochwasser im März und April an der Elbe, welches zu den stärksten je gemessenen Frühjahrshochwassern gehörte und den gesamten Flusslauf beeinträchtigte, hervorzuheben. Ein plötzlicher Temperatursprung taute innerhalb einer Woche die zur Mitte des Monats März auf Grund der Schneefälle des Winters noch sehr mächtige Schneedecke in den Mittelgebirgen im Oberlauf der Elbe fast vollständig ab (Rudolf und Matthäus, 2006). Diese Schneeschmelze gekoppelt mit ergiebigem Regen (vgl. Abb. 3) führte Ende März und im April in Tschechien und Deutschland zu einer lang gestreckten Hochwasserwelle mit Pegelständen, die im Unterlauf der Elbe z. T. die Höchstwerte der Jahrhundertflut 2002 noch übertrafen. Ebenso führten Rhein und Donau zu dieser Zeit Hochwasser.

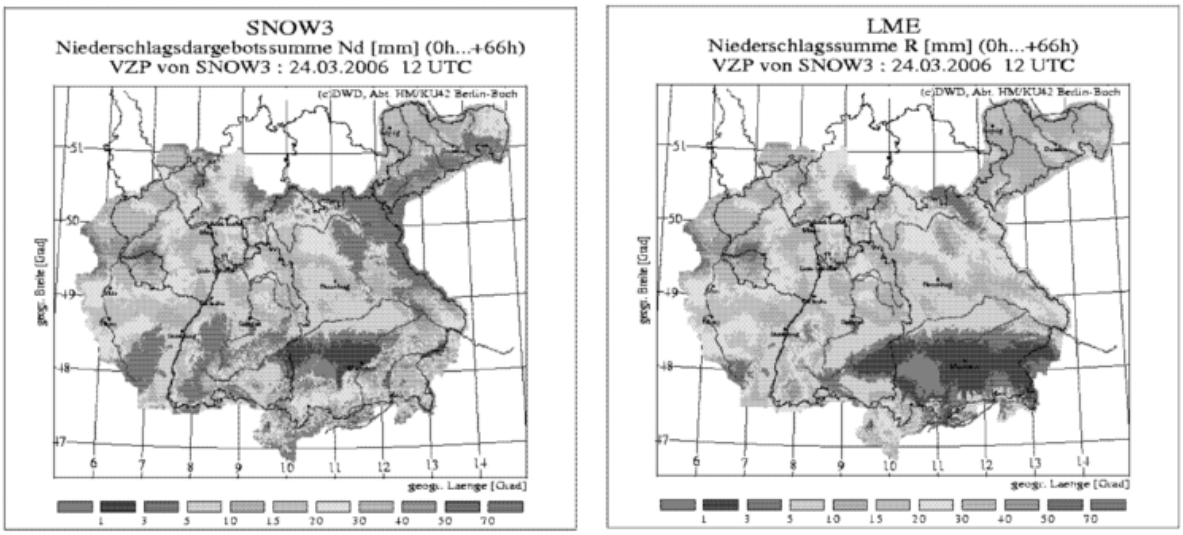


Abb. 3 66-stündige Vorhersage der Niederschlagsdargebotssumme aus Regen und Schneeschmelze (links) und der Niederschlagssumme (rechts) in mm am 24.3.2006 (Rudolf und Matthäus, 2006)

Kräftige Regenfälle hatten im März in Bulgarien, Griechenland und der Türkei schwere Überschwemmungen zur Folge. Diese waren in Griechenland die höchsten Fluten seit 15 Jahren. Der gesamte Donaulauf war von März bis Mai durch verschiedene Überschwemmungsereignisse in Folge von Schneeschmelze und starkem Regen geprägt. Der höchste Wasserstand der Donau seit mehr als 100 Jahren wurde im April in Ungarn, Bulgarien, Rumänien und Serbien erreicht. Starkregen führte im April auch in der Schweiz zu Sturzfluten und Überschwemmungen, die den Strassen- und Schienenverkehr stark beeinträchtigten. Die starken Niederschläge in der zweiten Maihälfte, die in verschiedenen Regionen Deutschlands, z.B. im Weserberg- und Rheinland, sowie in Ober- und Unterfranken, Überschwemmungen zur Folge hatten, sind in der Anomaliekarte für Mai 2006 gut erkennbar. Auch in großen Teilen von Großbritannien und Irland führten schwere Maigewitter verbreitet zu Sturzfluten. Anfang Juni wurden Rumänien, die Slowakei, und Polen von schweren Regenfällen beeinträchtigt, welche z.T. die Flüsse über die Ufer treten ließen.

Trotz einzelner Überflutungen durch Gewitterereignisse kam es im Sommer überwiegend zu Dürre und zahlreichen großflächigen Waldbränden in Schweden, Großbritannien, Portugal, Südfrankreich, der Schweiz, Kroatien und Tschechien. Niedrigwasser beeinträchtigte die Binnenschifffahrt auf den deutschen Strömen im Sommer (Belz et. al., 2007): Der Stand der Elbe bei Dresden sank bis auf 0,9 m (normal ist dort zu dieser Zeit ein Wasserstand von 2,2 m). Somit war die Elbe kaum beschiffbar. Extrem war das Niedrigwasser Ende Juli/Anfang August an der Oder, wo ein statistisch nur alle 50 Jahre auftretendes Ereignis zu verzeichnen war. Der August 2006 war in Mittel- und Osteuropa sehr niederschlagsreich mit z.T. drei Mal soviel Niederschlag wie normalerweise üblich.

Im Oktober wurden Schottland, Spanien, Portugal und Griechenland von schweren Regenfällen heimgesucht, die z.T. großflächige Überschwemmungen zur Folge hatten. Die Bewohner der Highlands von Schottland erlebten die schwersten Überflutungen seit 70 Jahren.

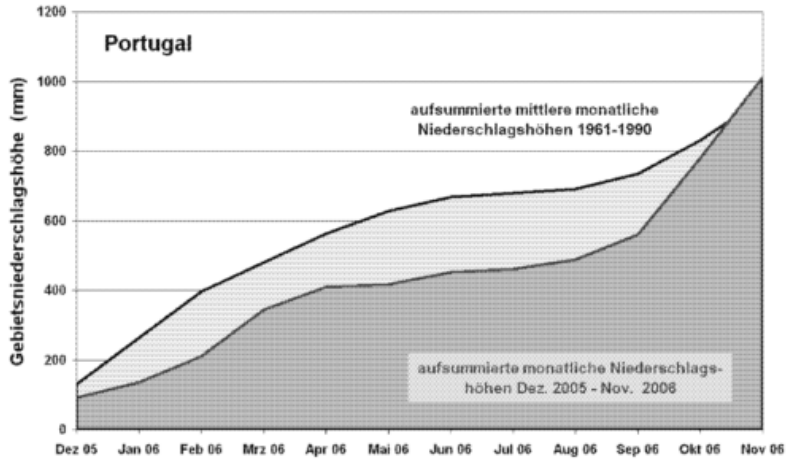


Abb. 4 Akkumulierte monatliche Niederschläge über Portugal von Dez. 2005 bis Nov. 2006 im Vergleich zu den akkumulierten Mittelwerten 1961-1990. Die blaue Fläche gibt die im Laufe der Zeit anwachsende Niederschlagssumme an, die gelbe Fläche kennzeichnet das Nieder-schlagsdefizit gegenüber den Mittelwerten 1961-1990.

Abb. 4 zeigt das monatlich akkumulierte Niederschlagsdefizit im Jahr 2006 in Portugal. Die ausgeprägte Dürre des Vorjahres (vgl. KSB 2005, S. 129) setzte sich etwas abgeschwächter in 2006 fort. Erst die kräftigen Regenfälle im Oktober und November glichen das Niederschlagsdefizit des Jahres wieder aus.

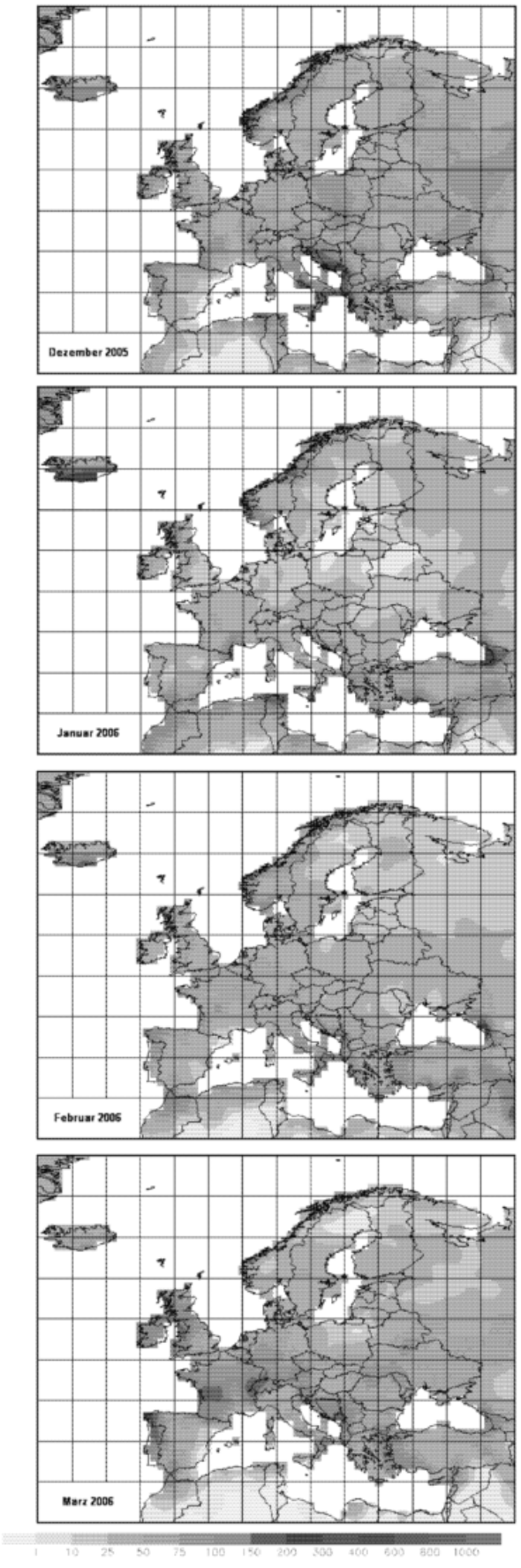


Abb. 5a Monatliche Niederschlagshöhe in mm

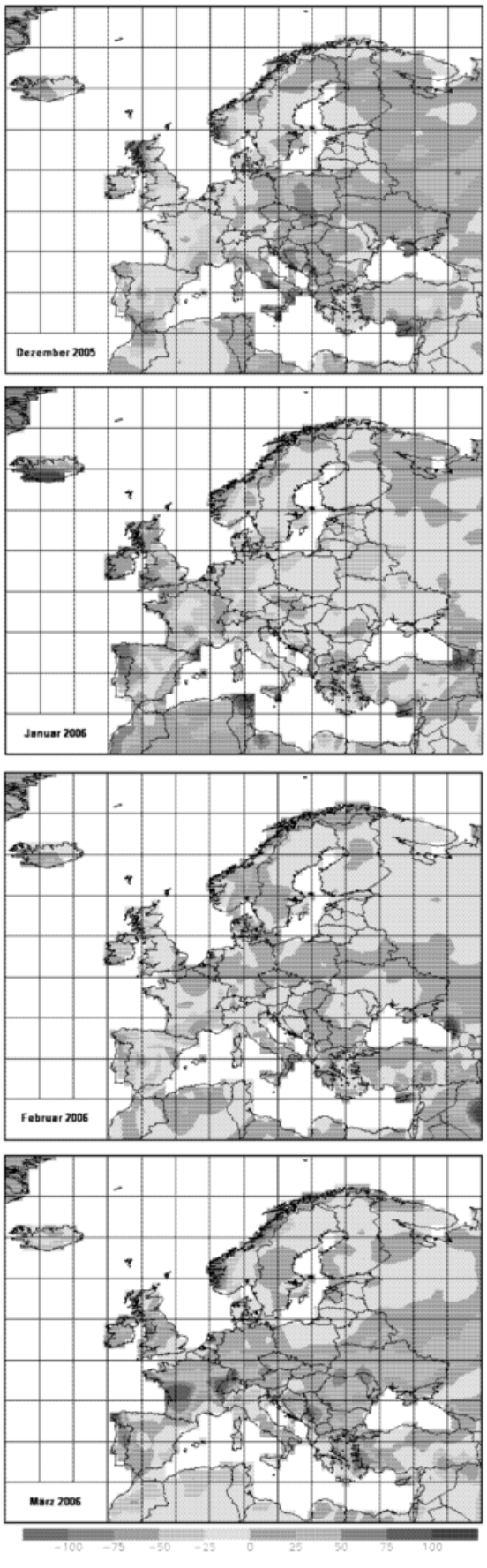


Abb. 5b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961-1990)

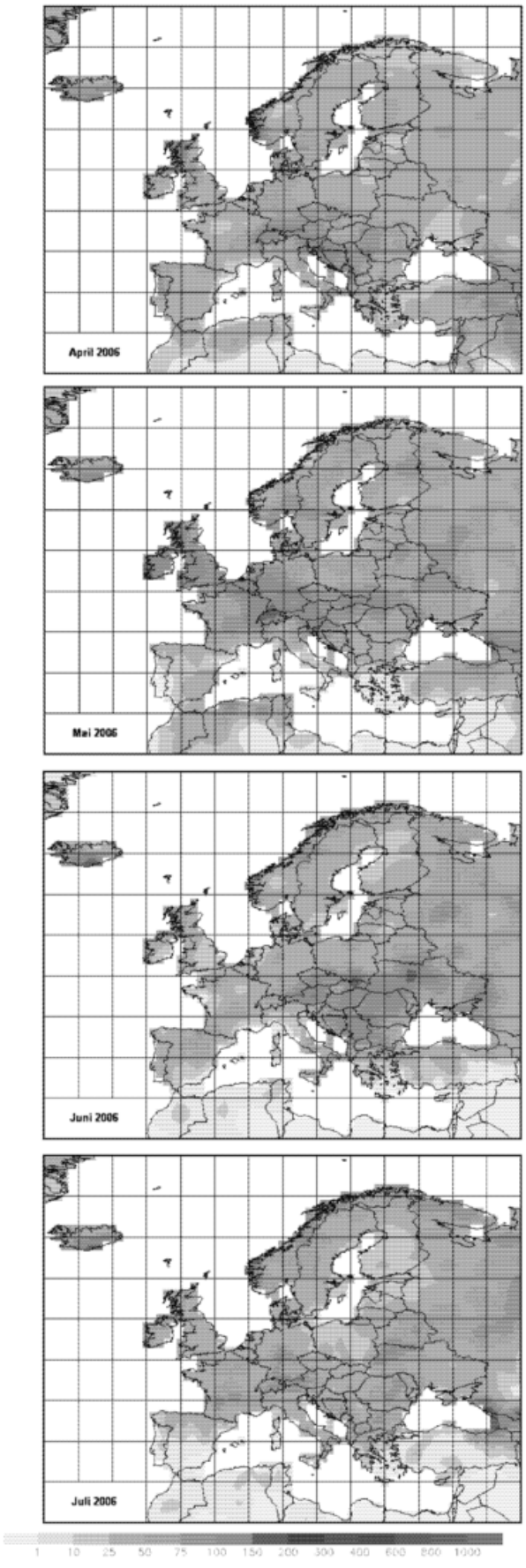


Abb. 5a (Fortsetzung) Monatliche Niederschlagshöhe in mm

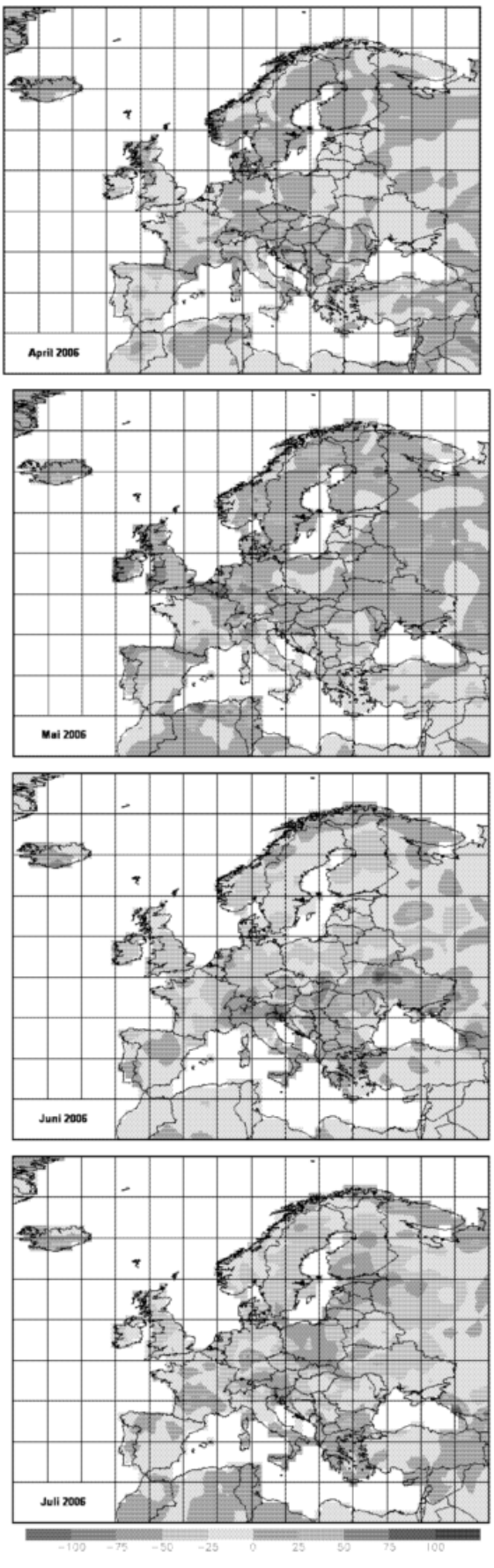


Abb. 5b (Fortsetzung) Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961-1990)

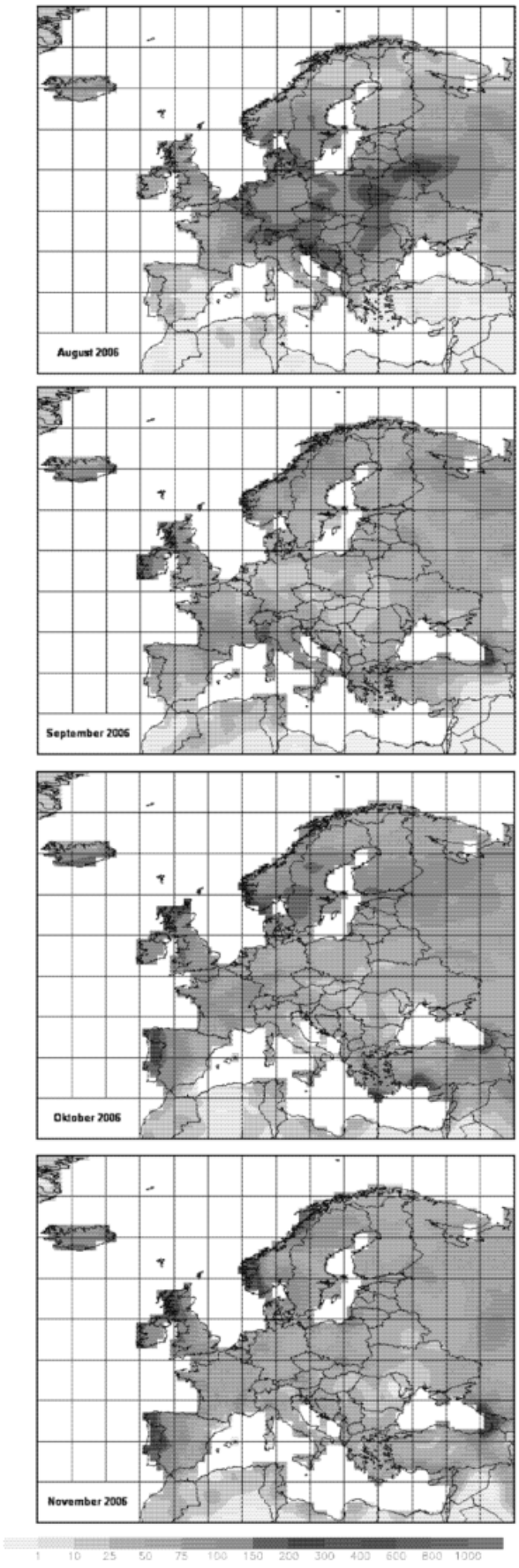


Abb. 5a (Fortsetzung) Monatliche Niederschlagshöhe in mm

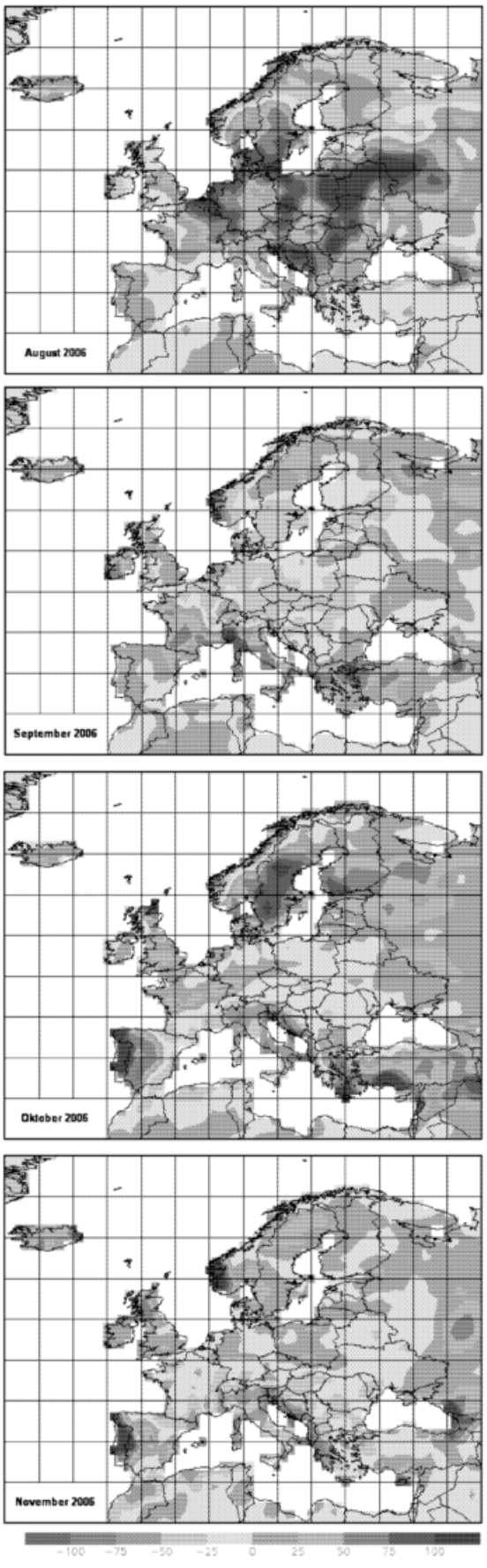


Abb. 5b (Fortsetzung) Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961-1990)

Hinweise zur Datenbasis der Niederschlagskarten und Berechnung der Anomalien:

Die Niederschlagskarten dieses Beitrags beruhen auf Rasterdaten, die regelmäßig monatlich auf der Basis gemessener Niederschlagsdaten im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN, engl. Global Precipitation Climatology Centre, GPCC) berechnet werden (Rudolf et al.,1992, Rudolf und Schneider, 2005). Für das monatliche „GPCC Monitoring Product" (Fuchs et al., 2007) werden die in SYNOP- und CLIMAT-Meldungen über das globale Fernmeldesystem (Global Telecommunication System, GTS) empfangenen Daten nach einer gründlichen Qualitätskontrolle durch das WZN analysiert.

Die monatliche GTS Datenbasis des WZN umfasst weltweit rund 7.500 Stationen. Abb. 6 zeigt die Verteilung der im Ausschnitt Europa liegenden Stationen im August 2006. Die Anomalien wurden auf der Basis der Rasterdaten gebildet, die jeweils getrennt für die monatlichen Niederschlagsdaten des betrachteten Einzeljahres sowie für die Mittelwerte der Normalperiode 1961-1990 durch Interpolation berechnet wurden. Die Rastergröße der Analysen beträgt 1° mal 1° geographische Breite und Länge, die resultierenden Rasterwerte wurden zur Darstellung in den Karten (Abb. 1, 2 und 5) geglättet. Die einheitliche Verwendung der Maßeinheit Millimeter pro Monat dient der Vergleichbarkeit der jährlichen (Abb. 1), jahreszeitlichen (Abb. 2) und monatlichen (Abb. 5) Niederschlagskarten.

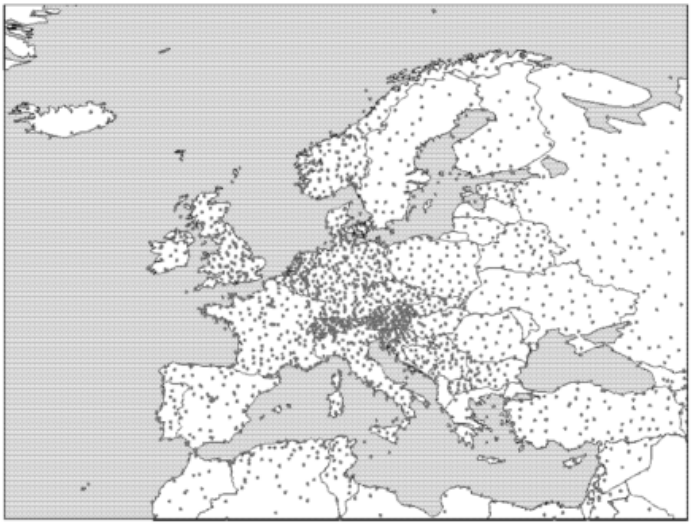


Abb. 6 Räumliche Verteilung der in den Analysen verwendeten Niederschlagsstationen im August 2006

Literatur

Belz, J. U., P. Bissolli, A. Klämt, S. Rademacher, K. Richter, B. Rudolf und H.-J. Theis (2007): Die Niedrigwassersituation des Jahres 2006 in den deutschen Stromgebieten. Klimastatusbericht 2006, Deutscher Wetterdienst, Offenbach.

Fuchs, T., U. Schneider und B. Rudolf (2007): Global Precipitation Analysis Products of the GPCC. Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M., Germany. 16 pp. Internetpublikation unter http://gpcc.dwd.de/.

Rudolf, B. und H. Matthäus (2006): Das Frühjahrshochwasser der Elbe aus hydrometeorologischer Sicht. Deutscher Wetter dienst, Offenbach a.M., Germany. 4 pp. Internetpublikation unter http://www.klis.dwd.de/.

Rudolf, B., und U. Schneider (2005): Calculation of Gridded Precipitation Data for the Global Land-Surface using in-situ Gauge Observations, Proceedings of the 2nd Workshop of the International Precipitation Working Group IPWG, Monterey October 2004, EUMETSAT, ISBN 92-9110-070-6, ISSN 1727-432X, 231-247.

Rudolf, B., H. Hauschild, M. Reiß und U. Schneider (1992): Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie - Contribu tions to the Global Precipitation Climatology Centre. Meteorologische Zeitschrift N. F. 1 Nr. 1, 7-84.

Quellenangaben zu den aufgelisteten Extremereignissen
EU-NatCatSERVICE der Münchener Rück
Roger Brugge, UK, http://www.met.rdg.ac.uk/~brugge/world.html
Dartmouth Flood Observatory, New Hampshire, USA, http://www.dartmouth.edu/~floods
sowie Meldungen der Tagespresse (AIP; AP; Czech News; dpa; FAZ; NZZ; IFRC; LL; R; SZ; Die Welt)

Weltweite Besonderheiten der Witterung

P. Hechler

Nach den Analysen des britischen Hadley Centres lag die globale Mitteltemperatur im Jahre 2006 um 0,42 K über dem vieljährigen Mittel von 14°C. Der Dezember 2006 war global gesehen der wärmste Dezember seit 1850 – soweit reicht die globale Temperaturreihe zurück. Mit dem Jahr 2006 als sechstwärmstem Jahr seit Beginn instrumenteller Aufzeichnungen finden sich mit Ausnahme des Jahres 2000 alle Jahre des neuen Jahrhunderts unter den 10 wärmsten Jahren seit Aufzeichnungsbeginn. (s. Abb. 1). Seit 1976 steigt die globale Mitteltemperatur um 0,18 K pro Dekade.
Innerhalb der 348-jährigen Central England Temperature Serie war 2006 das wärmste Jahr aller Zeiten; dies trifft auch auf die Monatsmittelwerte der Monate Juli und September zu.

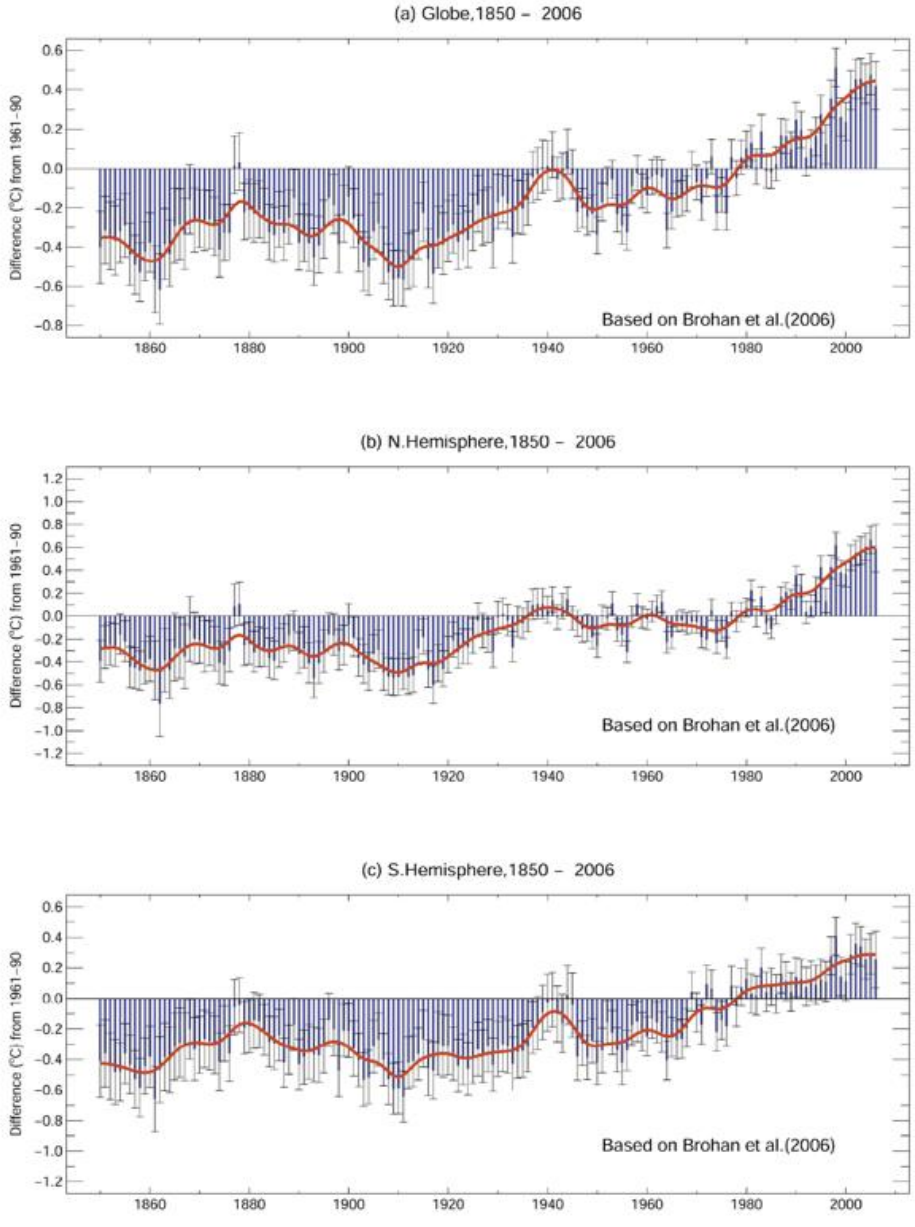


Abb. 1 Globale und hemisphärische Trends der Jahresmitteltemperatur
(Quelle: Analysen des britischen Hadley Centra)

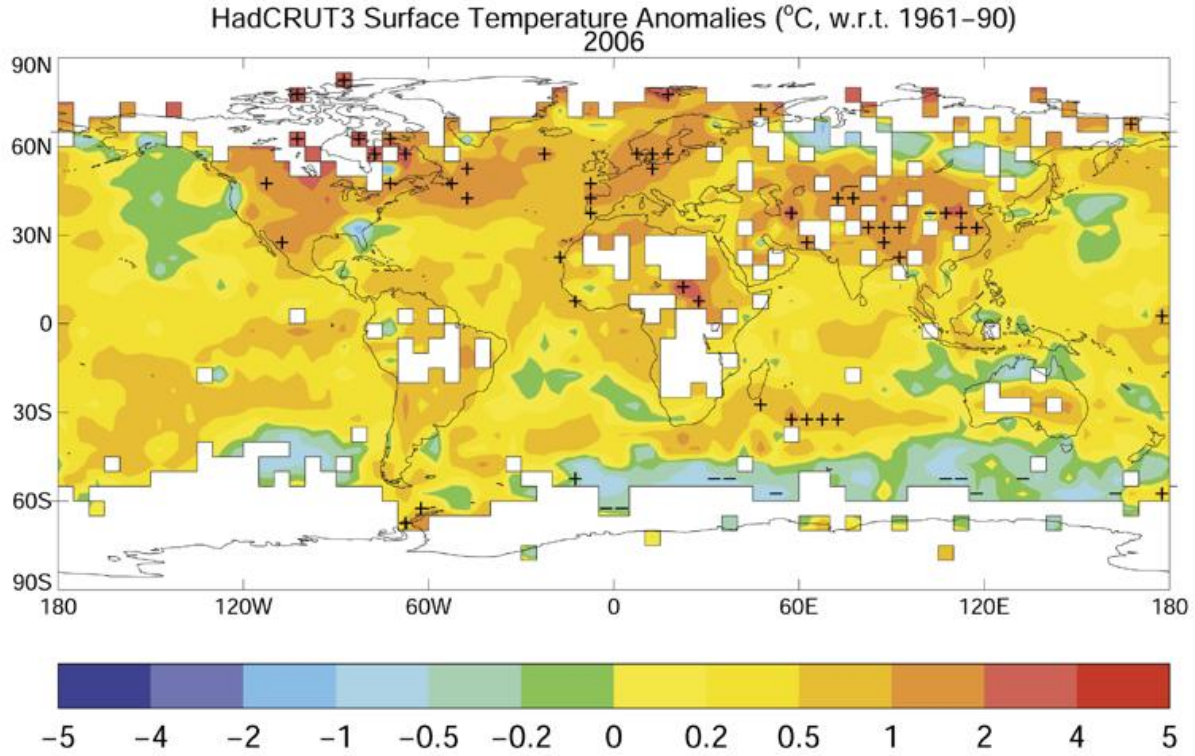


Abb. 2 Globale Verteilung der mittleren Temperaturabweichungen im Jahr 2006

Das Jahr begann ungewöhnlich mild in großen Teilen Nordamerikas und in Teilen der Arktis, während strenge Winterbedingungen in Teilen Asiens, Russlands und Osteuropas herrschten. Kanada bspw. beobachtete seinen mildesten Winter und sein wärmstes Frühjahr seit Beginn der Messungen und auf Spitzbergen wurden neue Rekordanomalien von mehr als 12 K über den vieljährigen Monatsmittelwerten Januar und April gemessen. Gleichzeitig erlebte Australien zum Jahresbeginn eine außergewöhnliche Hitzewelle mit bspw. 44,2 °C in Sydney am 1. Januar.
Die Monate Juli und August brachten extreme Hitzewellen in Teilen der USA und Europas. Und auch der Herbst (September-November) sowie der Dezember waren in großen Teilen Europas ungewöhnlich warm mit Abweichungen von 3 K und mehr. Im gleichen Zeitraum erlebte Australien das wärmste Frühjahr (September-November) seit Beginn der Aufzeichnungen im Jahr 1950.

Ausgeprägte Dürren beherrschten die leidgeprüfte Region um das Horn von Afrika sowie Teile Australiens, der USA und Chinas. Geschätzte 11 Millionen Menschen in den Ländern am Horn von Afrika litten unter dürrebedingtem Nahrungsmangel. Schwere ökonomische Schäden wurden aus China gemeldet, während die USA eine Rekord-Waldbrandsaison erlebte mit mehr als 3,9 Millionen Hektar verbrannten Landes.

Der globale Niederschlag in 2006 lag bezogen auf die Landflächen deutlich über den Normalwerten (s. Abb.3). Schwere Überschwemmungen wurden vom afrikanischen Kontinent gemeldet. Insbesondere in den Ländern am Horn von Afrika war der ausgedorrte Boden nicht in der Lage, die Niederschlagsmengen in den letzten 3 Monaten des Jahres aufzunehmen. Teile Äthiopiens, Kenias und Somalias erlebten die heftigsten Überflutungen seit 50 Jahren mit hunderttausenden Betroffenen.
Starke Regenfälle lösten in den ersten Monaten des Jahres in Südamerika (Ecuador,

Bolivien, Surinam) und auf den Philippinen (500 mm Niederschlag in 5 Tagen im Februar) sowie am Jahresende in Indonesien und Malaysia Überflutungen und Erdrutsche aus, die hunderten von Menschen das Leben kosteten. In Europa führten heftiger Regen und die Schneeschmelze zu einem erneuten Donau-Hochwasser mit Überflutungen mehrerer hunderttausend Hektar vor allem in Bulgarien, Ungarn, Rumänien und Serbien.

Tropische Zyklonen richteten in Südostasien beträchtliche Schäden an; China charakterisiert 2006 als das folgenreichste Jahr innerhalb der letzten 10 Jahre mit Schäden von ca. 10 Milliarden US Dollar. 1,5 Millionen Menschen waren betroffen, als der Taifun Durian im November/Dezember u.a. über die Philippinen zog; die Anzahl der Todesopfer schwankt zwischen ca. 500 und 1 000. Die atlantische Hurrikansaison war nach dem Rekordjahr 2005 (14) mit 5 Hurrikans nahezu normal. Im Australischen Basin entwickelten sich 12 Tropische Zyklonen, 2 mehr als es dem Mittelwert entspricht. Der Zyklon Larry zerstörte im australischen District Queensland 80-90% der gesamten australischen Bananenernte.

Im Jahr 2006 setzte sich auch der Trend des stark zurückgehenden arktischen Meer reises fort (s. Abb. 4). Mit einer mittleren monatlichen Ausdehnung von 5.9 Millionen km^2 im September wurde die bisher geringste Ausdehnung aus dem Jahre 2005 um nur 340 000 km^2 verfehlt. Der zur Zeit beobachtete Trend des arktischen Seeeisrükkgangs beträgt ca. 60 000 km^2 pro Jahr oder mehr als 8% pro Dekade.

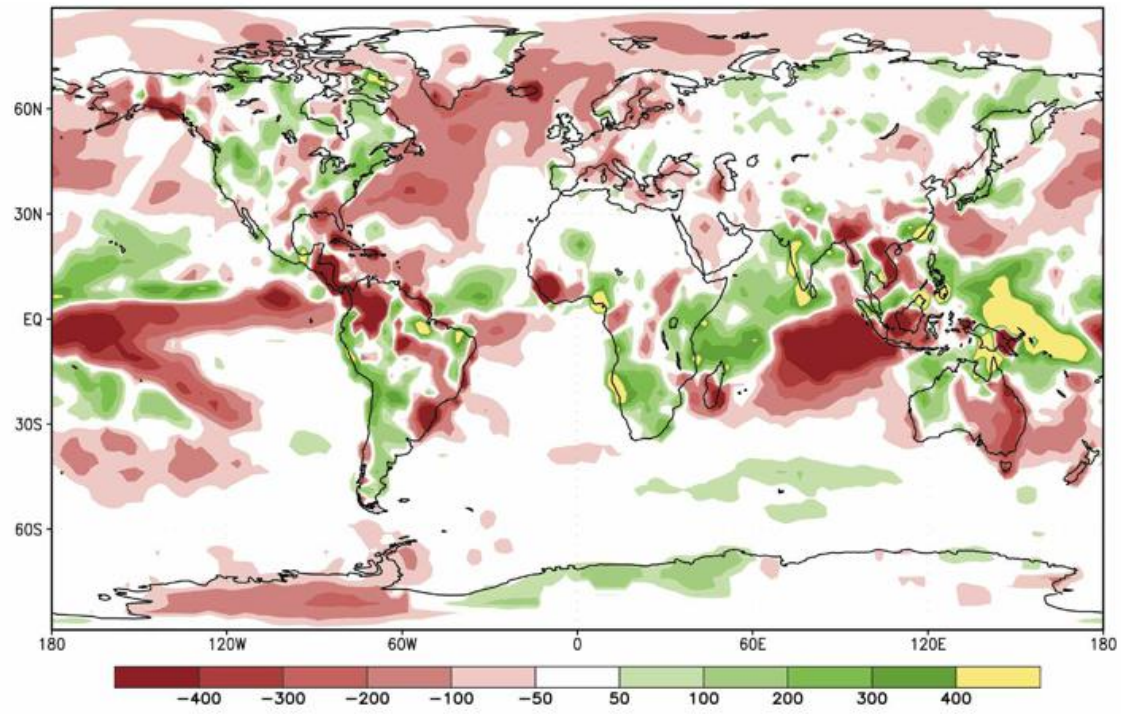


Abb. 3 Globale Verteilung der Niederschlagsabweichungen im Jahr 2006

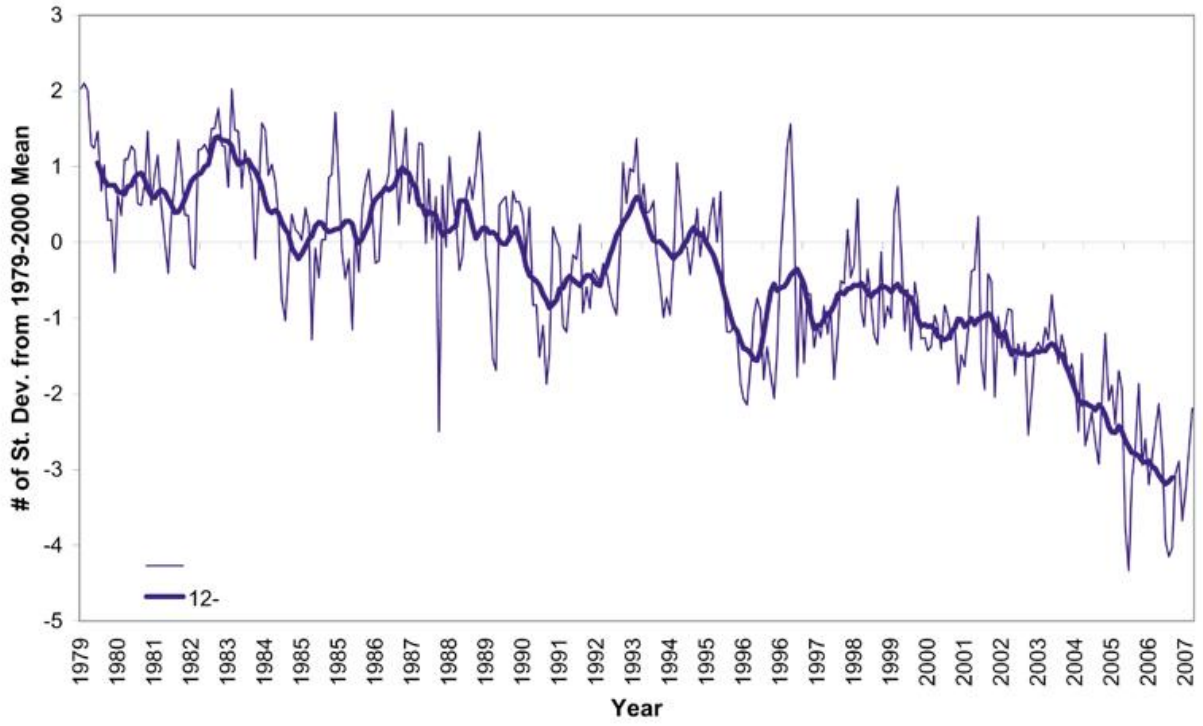


Abb. 4 Trend der arktischen Meereisbedeckung
(Quelle: National Snow and Sea Ice Data Center, USA)

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

AWST	automatische Wetterstation
BW	Bundeswehr
CLIMAT	Meldung klimatologischer Monatswerte einer Landstation
DWD	Deutscher Wetterdienst
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GTS	Global Telecommunication System
NAO	nordatlantische Oszillation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NDACC	Network for the Detection of Atmospheric Composition Change
nFK	nutzbare Feldkapazität
OBS	Observatorium
PILOT	Höhenwindmeldung von einer ortsfesten Landstation
SYNOP	Meldung über Bodenwetter von einer ortsfesten Landstation
TEMP	Aerologische Meldung
UTC	Universal Time Coordinated
WMO	World Meteorological Organization
WST	Wetterstation
WZN	Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie

Autorenverzeichnis

Name	Anschrift	E-Mail
Claude, Hans	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	Hans.Claude@dwd.de
Fuchs, Tobias	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	Tobias.Fuchs@dwd.de
Hechler, Peer	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	Peer.Hechler@dwd.de
Köhler, Ulf	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	Ulf.Koehler@dwd.de
Lefebvre, Christiana	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 76 20359 Hamburg	Christiana.Lefebvre@dwd.de
Löpmeier, Franz-Josef	Deutscher Wetterdienst Bundesallee 50 38116 Braunschweig	Franz-Josef.Loepmeier@dwd.de
Müller-Westermeier, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	Gerhard.Mueller-Westermeier@dwd.de
Nitsche, Helga	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	Helga.Nitsche@dwd.de
Riecke, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 76 20359 Hamburg	Wolfgang.Riecke@dwd.de
Steinbrecht, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	Wolfgang.Steinbrecht@dwd.de
Zimmerman, Kirsten	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	Kirsten.Zimmermann@dwd.de

Index

A

Anströmrichtung 22, 24, 25, 26
Anströmrichtungen 23
Atmosphäre 16
zur freien 16

B

Bodenfeuchte 30, 34, 36, 38
Bodenfeuchteauszehrung 31
Bodenfrosteindringtiefe 29, 30, 36
Bodentemperatur 36

D

Dürre 29, 47, 53

E

Einstrahlung 9, 10
Entwicklung 29
phänologische 29
Extremwerte 28
Extremwertkarte 28

F

Feuchte 24, 26
Feuchtegehalt 22
Feuchteklassen 24, 25
Frosteindringtiefe 37
Frostperioden 29
Frosttage 5

G

Gebietsniederschläge 44
Gesamtozon 41
Gesamtozonwert 42
Gewitter 15, 32
Globalstrahlung 9
Grünland 29, 30, 33

H

Hagel 15
heiße Tage 5
Hitzewelle 53
Hochwasser 14, 46, 54
Höhenwind: 16
Hurrikane 13

L

Lufttemperatur 18, 21

M

Mähdrusch 29, 30
Mitteltemperatur 52
Monatsmitteltemperatur 25

N

Niederschlag 24, 31, 32, 54
Niederschläge 5, 14, 29, 46, 47
Niederschlagshöhe 8, 9, 10, 48, 49, 50
Niederschlagshöhen 44
Niedrigwasser 47

O

Orkantiefs 13
Ostwindzirkulation 16, 17, 18
Ozon 20
Ozondefizit 40
Ozonloch 40, 41, 43
Ozonschicht 40, 42, 43

P

Pollenbelastung 32

R

Referenzzeitraum 21

S

Schneedecke 14, 33, 46
Schneefälle 46
Schneehöhe 14
Sommer 5
sonnenschein 5
Sonnenscheindaue 7
Sonnenscheindauer 9, 11, 31
Stauwasser 37, 38
Stratosphäre 16, 17, 18, 19, 40, 43
Sturmflut 14, 15

T

Tagesmitteltemperatur 6
Temperatur 24
Temperaturabweichung 11, 12
Thermopluviogramm 5
Tornado 15
Tornados 14
Trockenheit 34, 44
Trockenschäden 30
Troposphäre 16, 19, 22, 43

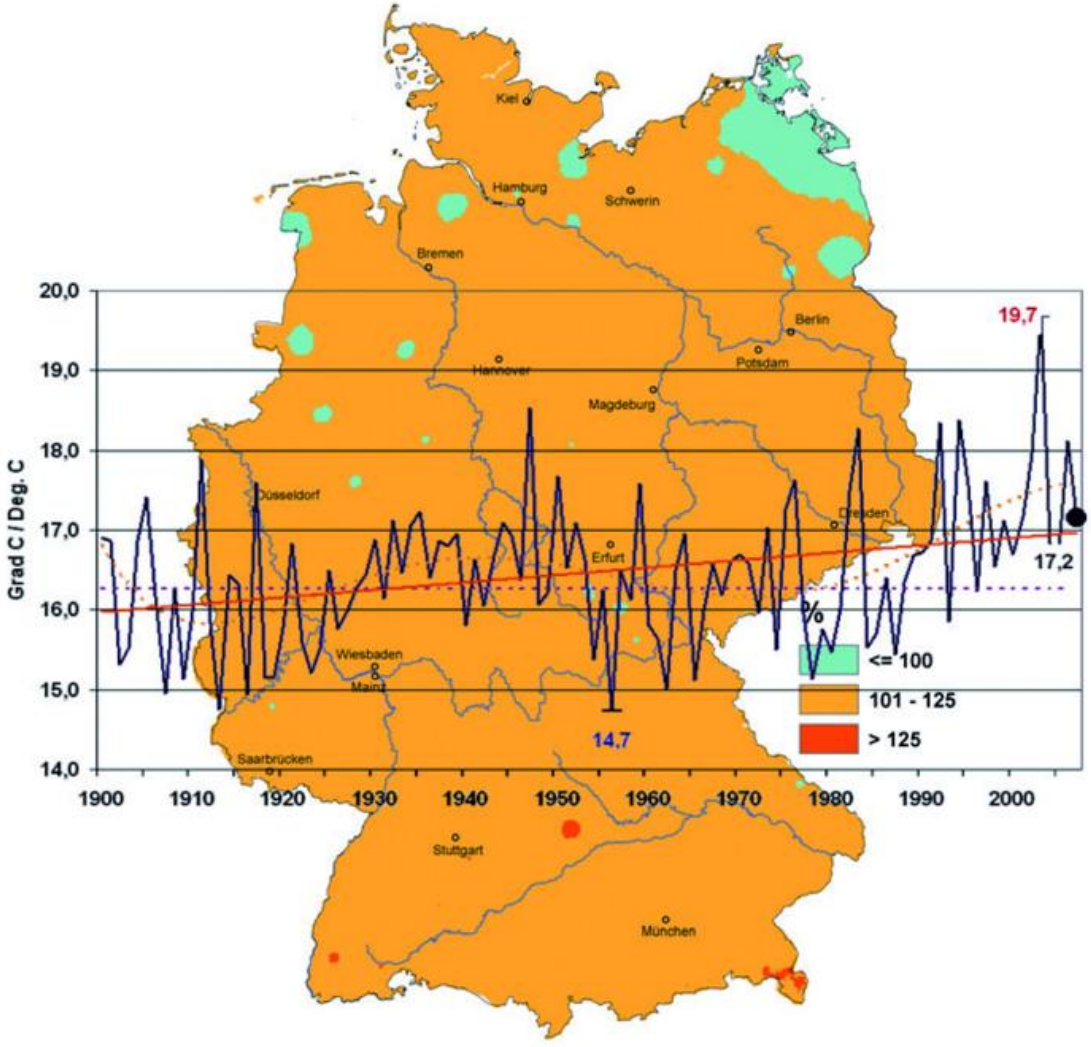
U
Überflutung 54
Überschwemmung 53
Überschwemmungen 47
UV-Index 41
V
Vegetationsbeginn 32
Vegetationsruhe 29
Verdunstung 39

W
Wärmerekorde 5
Wassertemperaturen 13
Wetterlage 22
Wetterlagen 25
Wetterlagenklassen 23
Wetterlagenklassifikation 22, 24, 26, 27
Windmaxima 18
Windverhältnisse 13
Winterruhe 29
Wintersaaten 29
Winterstürme 15, 16
Witterungsverlauf 14

Z
Zirkulation 16
Zyklonalität 22, 24, 25, 27

Deutscher Wetterdienst

Klimastatusbericht 2007



Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings

Herausgeber und Verlag
Deutscher Wetterdienst
Kaiserleistr. 29/35
63067 Offenbach

Postfach 10 04 65
63004 Offenbach

Redaktion:

Gerhard Müller-Westermeier
e-mail:gerhard.mueller-westermeier@dwd.de

Patricia Willing
e-mail:patricia.willing@dwd.de

Der Klimastatusbericht im Internet:
www.ksb.dwd.de

ISSN 1437 - 7691
ISSN 1616 - 5063 (Internet)
ISBN 978-3-88148-430-5

Urheberrecht
Alle Rechte an den hier präsentierten Informationen liegen, soweit nicht anders vermerkt, beim DWD.
Die Nutzung der nachfolgenden Informationen bzw. Teilen davon ist nur unter Nennung des Quellenhinweises „Deutscher Wetterdienst“ gestattet.
Eine kommerzielle Nutzung ohne ausdrückliche Genehmigung ist untersagt.

Zum Titelbild
Karte und Zeitreihe der Jahresmitteltemperatur 2007

Vorwort



Sehr geehrte Damen und Herren,

nach einer Reihe sehr ausführlicher Klimastatusberichte mit ausgewählten Schwerpunktthemen in den Jahren 1997 bis 2005 und einem nur aus den regelmäßigen jährlichen Beiträgen (Gelbe Seiten) bestehenden Bericht im letzten Jahr enthält der vorliegende Klimastatusbericht 2007 über die „Gelben Seiten" hinaus ergänzende Aufsätze zum Langzeitverhalten von in ihrer Wirkung besonders interessanten überregionalen Phänomenen. Thematisiert werden der Gletscherrückgang, das bodennahe Ozon und der Anstieg des Meeresspiegels. Weiter sind enthalten Übersichten über weltweite Witterungsbesonderheiten sowie über extreme Sturmfluten seit 1826 an den deutschen Küsten und über die Niedrigwassersituation des Jahres 2006 in den deutschen Stromgebieten. Auch wenn dieser letztgenannte Beitrag sich nicht auf das Berichtsjahr bezieht, fügt er sich doch in die Reihe der Betrachtungen besonderer Ereignisse ein, die in diesem Klimastatusbericht ein besonderes Gewicht erhalten. Neu hinzugekommen sind Aufsätze über die Winterstürme, über das Bioklima und über die Gradtagzahlen im Berichtsjahr.

Ich wünsche Ihnen viel Vergnügen beim Lesen des diesjährigen Klimastatusberichtes. Bitte teilen Sie uns mit, welche Themen für Sie von besonderem Interesse sind, damit wir sie in den zukünftigen Ausgaben berücksichtigen können

Ihr

U. Otte

Ulrich Otte
Leiter der Abteilung Klimaüberwachung

Inhaltsverzeichnis

Vorwort 3

Gebirgsgletscher im Klimawandel – Auswirkungen auf die Wasserversorgung 7
H. Escher-Vetter

Trend des bodennahen Ozons 17
S. Gilge

Meeresspiegelanstieg und Klimawandel 23
P. Hechler

Die Witterung in Deutschland 25
G. Müller-Westermeier, C. Lefebvre, H. Nitsche, W. Riecke, K. Zimmermann

Die agrarmeteorologische Situation im Jahr 2007 50
F. - J. Löpmeier, W. Trampf

Entwicklung der Ozonschicht 61
H. Claude, W. Steinbrecht und U. Köhler

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa 64
T. Fuchs

Weltweite Besonderheiten der Witterung 71
P. Hechler

Die Winterstürme im Jahr 2007 75
R. Franke, C. Lefebvre, G. Rosenhagen

Extreme Sturmfluten an den deutschen Küsten 80
G. Rosenhagen

Klimatologische Routenberatung: Begutachtung und Optimierung von Transportrouten für die Seeschifffahrt ozeanweit 84
C. Baugirdis

Die Gradtagzahlen des Jahres 2007 und ihre Abweichungen zum Zeitraum 1981-2000 90
P.-H. Voß

Die Niedrigwassersituation des Jahres 2006 in den deutschen Stromgebieten 95
J. U. Belz, P. Bissolli, A. Klämt, S. Rademacher,
K. Richter, B. Rudolf, H.-J. Theis

Das Bioklima in Deutschland im Jahr 2007 102
A. Grätz

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen 105

Autorenverzeichnis 106

Index 108

Gebirgsgletscher im Klimawandel – Auswirkungen auf die Wasserversorgung

H. Escher-Vetter

Einleitung

Wir leben in einer Eiszeit! Noch vor fünfzig Jahren hätte dieser Satz keine große Verwunderung ausgelöst, da – zumindest in Europa – die Menschen jedes Jahr im Winter deutliche Kälteperioden mit ergiebigen Schneefällen erlebten und im Sommer, soweit sie Alpenanrainer waren, über mehr oder weniger ausgedehnte Firn- und Eisfelder bis hin zu Gletschern ihre Bergtouren planten. Tatsächlich waren die deutschen Zeitungen in den 60er Jahren voll mit Meldungen über eine neue Eiszeit, und das Wort ‚Schneekanone' hätte man eher in Verbindung mit einem hervorragenden Schifahrer gebracht als mit künstlicher Erzeugung von festem Niederschlag.

Haben sich seither die Gletscher und das Klima grundlegend verändert? Die aktuellen Schlagzeilen sprechen ja überwiegend von Hitzewellen und dem Sterben der Gletscher! Hierzu muss man zunächst überlegen, welche Zeitskalen im Zusammenhang zwischen Klima und Gletschern betrachtet werden müssen und wie die tatsächlichen physikalischen Zusammenhänge zwischen Klima, Witterung, Wetter einerseits sowie Gletscherveränderung und Schmelzwasserentwicklung andererseits beschaffen sind (Abb.1). Man muss also analysieren, was bisher gemessen wurde und was man daraus als Prognose für die Zukunft wagen kann.

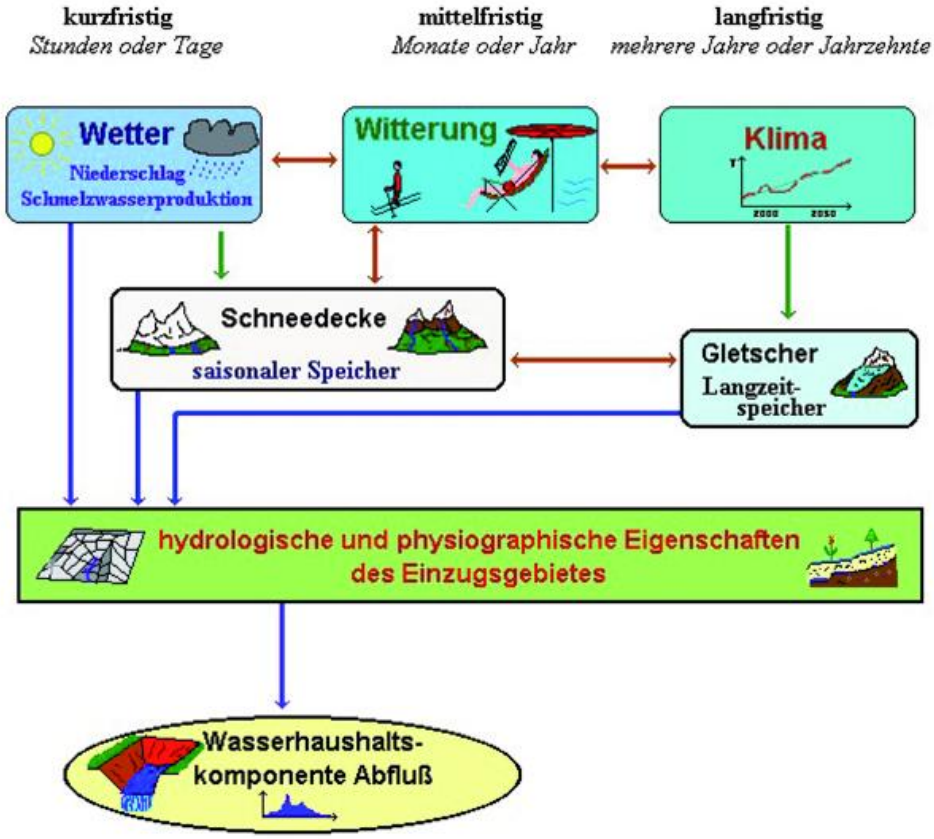


Abb.1: Grafische Veranschaulichung der Klima-Gletscher-Abfluss-Beziehung

In diesem Beitrag wird zunächst auf die globale Verteilung der Gebirgsgletscher eingegangen, die bereits erste Hinweise auf ihre Bedeutung im Wasserhaushalt der jeweiligen Regionen erlaubt. Es werden die Methoden skizziert, mit denen die Veränderungen gemessen werden, und vor allem am Beispiel des Vernagtferners als dem ‚Hauptarbeitsgletscher' der Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften die seit dem Ende des 19. Jahrhunderts erzielten Resultate diskutiert. Diese Ergebnisse liefern die Grundlage für die Abschätzung der weiteren Entwicklung und insbesondere für die Beantwortung der Frage, inwieweit der Mensch an diesen Prozessen ursächlich beteiligt ist.

Globale Verbreitung von Gebirgsgletschern

Von dem in Form von Schnee und Eis gebundenen Süßwasservorrat liegen mehr als 99% (Volumen) in den Polargebieten, nur 0.1% des Volumens entfällt auf die außerpolaren Gebirgsgletscher in Nord- und Südamerika (Abb. 2), Zentralasien, Island, Skandinavien, in den Alpen und Neuseeland. In der unten angeführten Tabelle sind Länge und Fläche einiger ausgewählter Gebirgsgletscher zusammengestellt (Escher-Vetter, 2005). Die ausgedehntesten Eismassen befinden sich in Alaska und Zentralasien, mit Flächen von mehr als 1000 km² übertreffen sie den größten Alpengletscher (Grosser Aletschgletscher, Schweiz, Fläche 2000: 82 km²) um mehr als eine Größenordnung. In den Alpen liegen derzeit ca. 5000 Gletscher, von denen die Hälfte kleiner als 1 km² ist. Trotzdem spielen auch diese kleinen Gletscher eine wichtige Rolle in der Wasserversorgung der Alpenanrainerstaaten, wenn sie auch bei weitem nicht so bedeutend sind wie die Gletscher in Zentralasien. Dort ist das Wasser der Gletscher zum Teil die wichtigste Quelle für Landwirtschaft, Industrie, Stromerzeugung und vor allem Trinkwasser. So stellen die Abflüsse der Gletscher im chinesischen Teil des Tienshan-Gebirges die praktisch einzige Trinkwasserquelle für eine Millionenstadt wie Urumchi in der autonomen Republik Xinjiang dar, die großen Flüsse des Himalaya wie z.B. Brahmaputra oder Ganges würden im Sommer deutlich weniger Wasser führen, und die Baumwollproduktion in den früheren GUS-Staaten wäre nicht möglich ohne die Schmelzwasserspende der Gletscher.

Länge und Fläche ausgewählter Gebirgsgletscher, Stand : 1996

Gletscher	Länge	Fläche
	km	km^2
Hubbard-G. (Alaska, US)	122	3400
Fedtschenko-G. (Pamir, Tadschikistan)	77	992
Columbia-G. (Alaska, US)	61	1100
Baltoro-G. (Karakorum, Pakistan)	57	754
Skeidararjökul (Island)	50	1300
Perito-Moreno-G. (Patagonien, Argentinien)	30	257
Grosser Aletsch-G. (Wallis, Schweiz)	25	87
Khumbu-G. (Himalaya, Nepal)	18	34
Mer de Glace (Montblancgruppe, Frankreich)	12	33
Franz Josef-G. (Neuseeland)	10	33
Nigardsbreen (Norwegen)	10	48
Abramov-G. (Kirgisistan)	9	26
Pasterze (Hohe Tauern, Österreich)	9	20
Vernagtferner (Ötztaler Alpen, Österreich)	3	9



Abb. 2: Perito-Moreno-Gletscher, Argentinien (Photo P. Escher-Vetter, 29.2.2004)

Veränderungen der Gletscher: Methodik und Ergebnisse

Für die großen außeralpinen Gletscher ist es auf Grund ihrer Lage und Ausdehnung äußerst schwierig, zeitlich gut aufgelöste und trotzdem langfristige Daten über ihre Massen- und Volumenänderungen zu erfassen. Deshalb werden die Ergebnisse der Gletscherveränderungen während der letzten Jahrzehnte vor allem, aber nicht ausschließlich am Beispiel von Alpengletschern geschildert.

Methodik

Während man historische Gletscherveränderungen durch die Kartierung von Moränenständen dokumentiert, kann das Vorstoß- oder Rückzugsverhalten bei derzeit existierenden Gletschern im wesentlich mit drei Methoden analysiert werden. Diese sind (Escher-Vetter, 2002)

- die geodätische Methode, die auf der mittleren Höhenänderung der Gletscheroberfläche basiert, abgeleitet aus dem Vergleich von Kartierungen des Gletschers in mehrjährigem Abstand,
- die direkte glaziologische Methode, bei der die Jahresbeträge von Akkumulation, d.h. Massengewinn vor allem durch Niederschlag, und Ablation, also Massenverlust in erster Linie durch Schmelzung erfasst werden, und

- die hydrologisch-meteorologische Methode, welche die Eisvorratsänderung aus der hydrologischen Bilanz von Niederschlag und Abfluss ermittelt und vor allem eine detaillierte, zeitlich hoch aufgelöste Analyse der Schmelzwasser produktions- und Abflussprozesse beinhaltet.

Es gibt nur wenige Gletscher, bei denen alle drei Methoden angewendet werden können. Einer davon ist der Vernagtferner, das Hauptarbeitsgebiet der Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften. Er liegt im südlichsten Teil des Ötztals in Österreich und bildet einen Teil der Vergletscherung des sog. Weißkammes, einer der am stärksten vergletscherten Regionen der Ostalpen (Abb.3). Die Massenänderungen dieses Gletschers werden seit 1889 geodätisch, seit 1964 glaziologisch (getrennt nach Winter und Sommer (Escher-Vetter, 2007)) und seit 1974 hydrologisch-meteorologisch untersucht. Die geodätische Methode resultiert in einer Flächenabnahme von rund 40% (13,8 km² im Jahr 1845 bis 8,5 km² 2003), und einem Volumenverlust von mehr als 50% im gleichen Zeitraum.
Eine wesentliche Grundlage der hydrologisch-meteorologischen Methode bildet die kontinuierliche Registrierung des Gesamtabflusses dieses Gletschers an der Pegelstation Vernagtbach, der mit 2640 m NN höchstgelegenen ganzjährig betriebenen Wasserstandsmessstelle der Ostalpen. Dieser Parameter kann nur bei wenigen Gletschern lückenlos und vollständig erfasst werden, da das Schmelzwasser eines Gletschers in der Regel nicht an einer Stelle zusammenfließt, sondern sich auf viele Einzelbäche verteilt. Die hier gewonnenen Werte geben das Bild eines typisch glazialen Abflussregimes wieder, bei dem etwa 75% des Jahresabflusses in den Sommermonaten Juni bis September anfallen, mit von Jahr zu Jahr steigenden Tagesamplituden im Verlauf des Sommers.

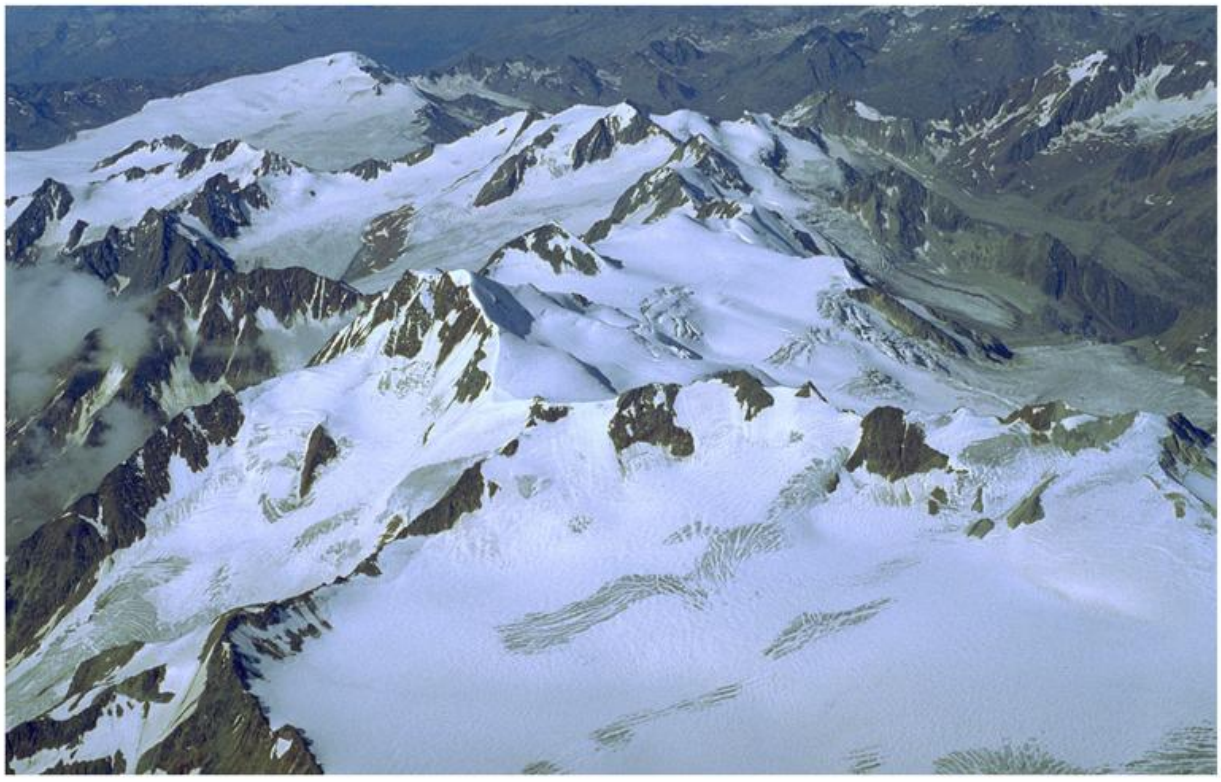


Abb. 3: Blick von Osten nach Westen über Gletscher in der Wildspitzregion: Mittelberg-, Rofenkar-, Taschach-, Vernagt- und Gepatschferner. Im Hintergrund die Weissseespitze. (Photo M. Weber, 9.9.1999)

Ergebnisse

Glaziologische Methode

An Hand der Resultate der glaziologischen Methode werden die Veränderungen von vier Gletschern im Alpenraum und zwei weiteren in Zentralasien während der letzten etwa 50 Jahre diskutiert (Abb.4). Die längste hier betrachtete Messreihe eines Gesamtgletschers weist der Glacier de Sarennes in Frankreich auf, bei dem bereits im Jahr 1947 mit der Bestimmung des Winterniederschlags und der Schmelze getrennt für jedes Jahr begonnen wurde (Vincent et al., 2004). Die kumulativen Werte, d.h. die von Jahr zu Jahr aufaddierten Einzelwerte zeigen ein deutliches Bild: trotz einiger weniger Jahre wie z.B. 1955 oder Mitte der 1960er und der 1970er Jahre, in denen der Gletscher an Masse gewonnen hat, verlor er insgesamt rund 47000 mm Wasseräquivalent (w.e.), d.h. eine Wassersäule von 47 m Höhe. Aus den etwa zehn Jahre später begonnenen Messungen der drei weiteren Alpengletscher (Silvretta in der Schweiz, Careser in Italien und Vernagtferner in Österreich) ergibt sich ein ähnliches Bild, und sogar die im Pamir-Alai (Abramov) und im Tienshan (Glacier No.1) gelegenen zentralasiatischen Gletscher weichen nicht prinzipiell von diesem zeitlichen Verlauf ab.

Der Massenverlust am Glacier de Sarennes entspricht einer Eisdicke von fast 52 m bzw. einem Wasservolumen von 0,24 km³. Vergleicht man die Abschmelzung von 47 m w.e. mit den ebenfalls auf die Fläche bezogenen Verlusten von 19 m Wasseräquivalent am Abramovgletscher in Kirgisistan, so könnte man den letzteren Wert für

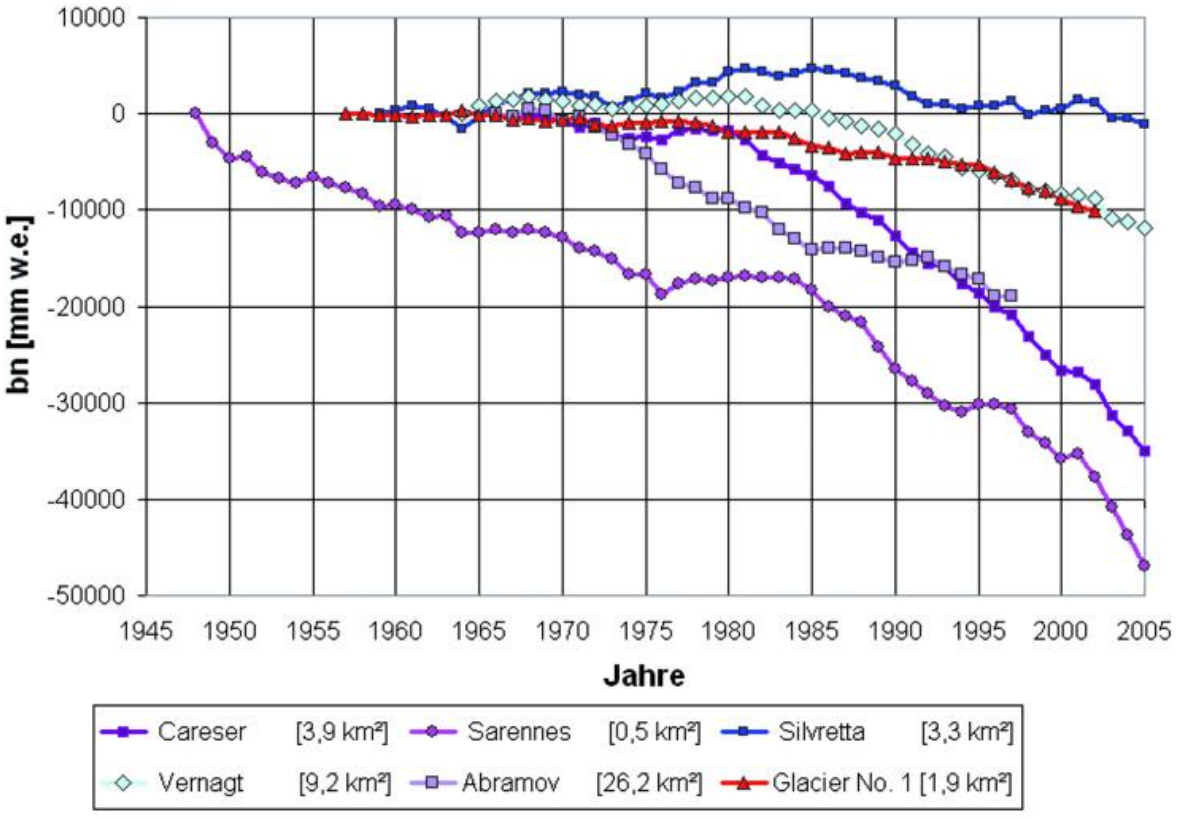


Abb. 4: Kumulative Massenänderungen von vier Alpengletschern und zwei zentralasiatischen Gletschern für den Zeitraum 1947 bis 2005

nicht ganz so dramatisch halten, entspräche er nicht – wegen der 50mal so großen Fläche - einem Wasservolumen von 4,6 km³ in einem deutlich kürzeren Zeitraum, nämlich von 1966 bis 1997! Zum Vergleich: ein Bürger der Stadt Augsburg verbraucht pro Tag ca. 140 l Wasser. Mit der genannten Schmelzwasserspende des Abramovgletschers könnten alle Einwohner rund 340 Jahre lang mit Wasser versorgt werden, und sogar am Glacier de Sarennes würde die in den letzten 55 Jahren angefallene Schmelzwassermenge den Trinkwasserverbrauch von Augsburg für etwa 13 Jahre gewährleisten.

Eine Bemerkung am Rande: Die Messreihe des Abramovgletschers endet im Jahre 1998. Am 21. August 1999 wurde die Gletscherstation von einer Gruppe bewaffneter Männer in Brand gesetzt und vollständig zerstört, wodurch die extrem wertvolle Langzeitmessung an diesem Gletscher beendet wurde.

Meteorologisch-hydrologische Methode

Während bei der glaziologischen Methode die Gewinne oder Verluste der Gletscher auf Jahresbasis analysiert werden, bietet die hydrologisch-meteorologische Methode die beste Möglichkeit, den Zusammenhang zwischen Gletscher und Klima zu untersuchen. Obwohl Klima ja als Mittelwert der meteorologischen Bedingungen an einem Ort über einen Zeitraum von dreißig Jahren definiert ist, können nur die in der Zeitskala von Stunden bis Tagen ablaufenden Wetterereignisse Aufschluss geben über die Wirkungsmechanismen, die das Gletscherverhalten steuern. Deshalb sollen diese Zusammenhänge hier kurz erläutert werden.

Bei den allermeisten Gletschern stellt die Absorption der Sonnenstrahlung die größte Energiequelle für die Abschmelzung dar. Im Mittel werden 70% bis 80% der gesamten Schmelzwasserproduktion durch die Strahlung und nur 20% bis 30% durch die turbulenten Wärmeströme bewirkt. Die maßgebliche Rolle der Lufttemperatur für die Gletscherschmelze äußert sich aber vor allem an einer anderen Stelle, nämlich bei der Art des Niederschlags. Je kälter die Atmosphäre ist, desto häufiger fällt der Niederschlag als Schnee, bedeckt damit die typischerweise deutlich dunklere Eisfläche der Gletscher mit einer hellen Schicht und verhindert die Absorption der Sonnenstrahlung. So reflektiert Neuschnee zwischen 80% und 90% der Globalstrahlung, dunkles Gletschereis aber nur 20% bis 30%. Je häufiger nun im Sommer Neuschneefälle auftreten, desto weniger wird vom Schnee und Eis des Gletschers geschmolzen, die Massenbilanz wird weniger negativ, ja zum Teil sogar positiv.

Positive Massenbilanzen bewirken wiederum, dass die Gletscher ihre Funktion als wichtige Süßwasserreservoire der Gebirge erfüllen, da sie den Niederschlag in Form von Schnee und Eis über Monate bis hin zu Jahren und Jahrzehnten speichern. Aus der Schmelze dieses Vorrats im Sommer, also während Schönwetterperioden mit hoher Einstrahlung und geringen Niederschlagsmengen, ergibt sich der sog. Kompensationseffekt des Gletscherabflusses auf die Wasserführung von Flüssen in vergletscherten Einzugsgebieten (Braun und Weber, 2002). Dies wird deutlich, wenn man die mittlere Wasserführung des Rheins getrennt für den Oberlauf und den Unterlauf betrachtet (Abb.5).

Der Abfluss am Pegel Rheinfelden, d.h. nach der Einmündung der aus dem Berner Oberland kommenden Aare (9,5% Vergletscherungsanteil am Pegel Thun) und anderer Flüsse mit Gletschern im Einzugsgebiet zeigt ein deutliches Maximum in den Sommermonaten, das zumindest teilweise durch die Schmelze von Schnee und Eis zwischen Mai und August erzeugt wird. Die Addition dieser Wassermengen zu denen des Unterlaufs ergibt den mit „Mündung“ gekennzeichneten Jahresgang an der deutsch-holländischen Grenze. Ohne die Bezuschussung durch Schmelzwässer würden die Abflüsse im Sommer deutlich niedriger ausfallen!

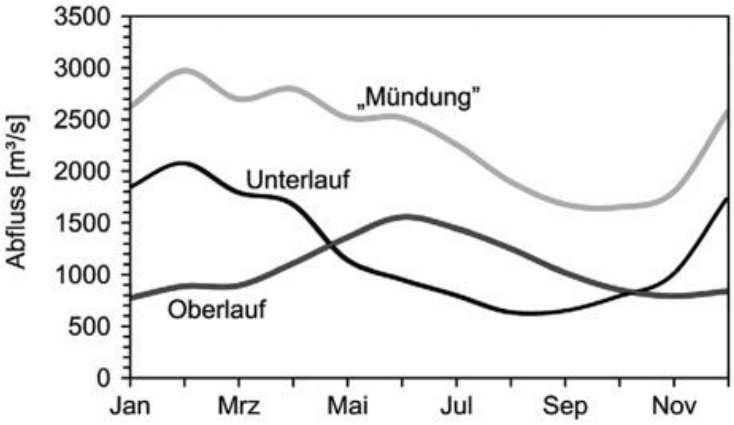


Abb. 5: Mittlere Wasserführung des Rheins (1961-1990), dargestellt für den Oberlauf (Pegel Rheinfelden), den Unterlauf und die deutsch-holländische Grenze (Pegel Lobith, „Mündung“) (nach Viviroli, 2001, verändert)

Wie hat sich nun der Gletscherabfluss in den letzten Jahrzehnten entwickelt? An der Pegelstation Vernagtbach (2640 m NN) wird seit 1974 der Gesamtabfluss des Vernagtferner kontinuierlich registriert, zusammen mit den Klimaparametern Strahlung (kurz- und langwellig), Lufttemperatur, -feuchte, -druck, Wind und Niederschlag. Während in den ersten Jahren, etwa bis 1980, die Abflusssummen in der Größenordnung von 1000 bis 1500 mm pro Jahr lagen (Abb.6), sind sie in der Zwischenzeit auf Werte von 2000 mm und mehr angestiegen, mit dem Spitzenjahr 2003, das eine Schmelzwasserspende von 3400 mm lieferte. Die Trendlinie zeigt, dass sich der Abfluss in diesen 33 Jahren mehr als verdoppelt hat, maßgeblich gesteuert durch die Gletscherspende (mit negativem Vorzeichen im unteren Teil der Abbildung aufgetragen, da sie einen Verlust für den Gletscher darstellt) und nicht durch den nahezu gleich gebliebenen Gebietsniederschlag in dieser Periode. Diese Entwicklung führte auch zu dem immer weiter fortschreitenden Verlust der Firnbedeckung des Gletschers. Während noch in den siebziger Jahren etwa zwei Drittel des Gletschers am Ende des Haushaltsjahres, also Ende September, mit Firn und Altschnee bedeckt waren, sind diese Flächenanteile im 21. Jahrhundert auf ca. 10 % bis 20% geschrumpft und geben damit immer größere dunkle Eisflächen frei, die wiederum die Schmelzwasserproduktion erhöhen. Insgesamt ist es aber vor allem die Verlängerung der Zeiten mit hoher Schmelzwasserproduktion, die zu den massiven Massenverlusten der Gletscher insgesamt führen.

Eine weitere Randbemerkung: Der größere Anstieg der Lufttemperatur in den Alpen seit 1900 (1,5 °C gegenüber 0,8 °C im globalen Mittel) ist ursächlich mit den Flächenverlusten der Gletscher verbunden, da Fels und Erdboden sich wesentlich stärker erwärmen als Schnee- und Eisoberflächen, deren maximale Oberflächentemperatur bei 0°C liegt.

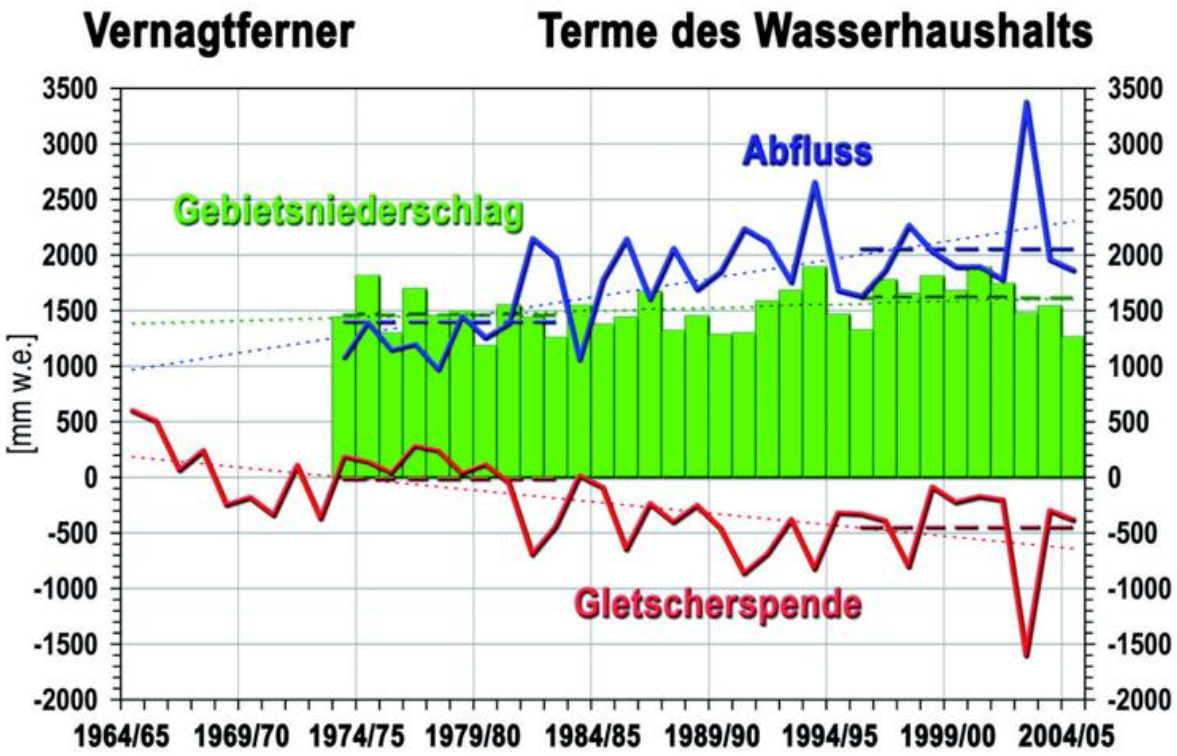


Abb. 6: Einzugsgebiet Pegelstation Vernagtbach, Ötztaler Alpen, Österreich (2638 m – 3633 m NN, 11,44 km^2, etwa 80% vergletschert): Jahreswerte von Gebietsniederschlag und Abfluss (1974 - 2005), Gletscherspende, d.h. Massenbilanz (1964 – 2005) (nach Escher -Vetter et al., 2005, ergänzt).

Zukünftige Entwicklung der Gletscher und des Abflusses aus vergletscherten Einzugsgebieten

in den nächsten Jahrzehnten

Über die nächsten Jahrzehnte wird die hohe Abschmelzung von Gletschern die Gefahr von Hochwassern erheblich verstärken (Braun und Weber, 2002). Schon die Jahre 1987 und 1998 zeigten sehr deutlich, dass vor allem die Überlagerung von hoher Schmelzwasserproduktion durch Starkniederschläge zu Katastrophenereignissen führen kann. So traten infolge des Durchzugs eines großräumigen Niederschlagsgebietes am 24./25. August 1987 in den zentralalpinen Teilen der Schweiz, Österreichs und Italiens Hochwässer auf, die viele inneralpine Täler betrafen. Besonders verheerend waren die Auswirkungen im Ötztal, denn es waren neben großen Sachschäden an Gebäuden, Straßen und Wasserwegen sogar Menschenleben zu beklagen. Dagegen war das Hochwasserereignis vom 4. August 1998 auf das hintere Ötztal begrenzt, führte aber auch dort zu größeren Schäden wie z.B. der Beschädigung der dort seit 1967 betriebenen Pegelmessstelle in Vent.
Eine Verlagerung der sommerlichen Schneefallgrenze in immer größere Höhen infolge des Klimawandels wird diesen Prozess noch verstärken, da damit der Selbstschutzmechanismus der Gletscher verringert wird. Mit steigender Meereshöhe der Schneefallgrenze steigt auch die Summe aus Schmelzwasserabfluss und Regenabfluss, die bei einem derartigen Ereignis anfällt und damit zu immer größeren Wassermengen im Unterlauf der Gebirgsflüsse und der durch sie gespeisten Alpenflüsse führt.

Nur kurz sollen hier weitere Gefahren des Gletscherrückgangs angesprochen werden wie z.B. Felsstürze infolge des Zurückgehens von Permafrost im Hochgebirge oder Gletscherstürze, die zu Hochwasserwellen in und aus Gebirgsseen (sowohl natürlich entstandenen als auch durch den Menschen angelegten wie z.B. für Speicherkraftwerke) führen.

zum Ende des 21. Jahrhunderts

Langfristig ist jedoch durch den Verlust der Schnee- und Eismassen in den Gebirgen mit einer Verringerung der Abflüsse zu rechnen. Das Jahr 2003 lieferte bereits erste Beispiele, welche Konsequenzen sich daraus ergeben können, obwohl hier ja noch eine deutliche Bezuschussung der Wasserführung durch die Schmelzwässer erfolgte. So musste die Schifffahrt auf Rhein oder Donau zeitweise eingestellt werden, und thermische und nukleare Kraftwerke konnten auf Grund der geringen Wasserführung des Rheins nicht mehr gekühlt werden. Mit der geringeren Wassermenge ist i.d.R. auch ein Anstieg der Wassertemperaturen verbunden, der sich nicht nur auf die Energiewirtschaft, sondern auch auf die im und am Fluss lebende Fauna und Flora auswirkt.

Ausblick

Seit dem Ende der kleinen Eiszeit zu Mitte des 19. Jahrhunderts ist für die Gletscher der Alpen – wie für die meisten Gletscher weltweit – ein deutlicher Rückgang zu verzeichnen. Die Ursache hierfür ist primär in einer erhöhten Abschmelzung im Sommer zu sehen und führte zu einer deutlichen Erhöhung der Abflüsse aus stark vergletscherten Einzugsgebieten. Diese Wasser wurden bisher – mit Ausnahme von Katastrophenereignissen wie Hochwässern – als willkommener Beitrag zur hydrologischen Bilanz angesehen und ermöglichten vor allem in ariden Regionen eine Intensivierung der Landwirtschaft, eine Erweiterung von Siedlungsräumen und eine Erhöhung der Energieproduktion. Mit der Verkleinerung und dem Verschwinden der Gletscher werden diese Wassermengen nicht mehr die sommerliche Wasserführung der Flüsse bereichern, und die Hochgebirgslandschaften der Erde verlieren nicht nur den schönen Schmuck, sondern auch ihre wichtigsten Wasserspeicher.

Danksagung

Dieser Artikel basiert überwiegend auf einem Vortrag, gehalten am 4. August 2007 im Rahmen der Tagung ‚Wasser und Frieden', veranstaltet vom PAX-Büro der Stadt Augsburg. Bei der Zusammenstellung des Artikels durfte ich auf – teilweise nicht veröffentlichte – Texte und Abbildungen meiner Kollegen Heribert Moser, Oskar Reinwarth, Markus Weber und Ludwig Braun (um nur die wichtigsten zu nennen) zurückgreifen, wofür ich mich herzlich bedanke. Die Arbeiten der Kommission für Glaziologie werden im Rahmen des Akademienprogrammes von der Bundesrepublik Deutschland und vom Freistaat Bayern gefördert.

Literatur

Braun, L., M. Weber (2002): Droht im nächsten Sommer Hochwasser vom Gletscher? In: Hochwasser oder Chance? Hochwasser und Ökologie. Rundgespräche der Komm. f. Ökologie, Bd. 24, S. 47-66. Verlag Dr. F. Pfeil, München.

Escher-Vetter, H. (2002): Zum Gletscherverhalten in den Alpen im zwanzigsten Jahrhundert. In: Klimastatusbericht 2001. Herausgeber: Deutscher Wetterdienst, Offenbach, S. 51-57.

Escher-Vetter, H. (2005): Gebirgsgletscher und die Wasserversorgung. In: Warnsignal Klima: Genug Wasser für alle? Genügend Wasser für alle – ein universelles Menschenrecht. Herausgeber: J. L. Lozán, H. Graßl, P. Hupfer, L. Menzel, Chr.-D. Schönwiese. Wissenschaftliche Auswertungen, S. 57-61, Hamburg.

Escher-Vetter, H. (2007): Climate Change Information as derived from long-term measurements of winter and summer mass balances. 29th Proceedings of the Int. Conf. of Alpine Meteorology, Chambéry, France. Extended Abstracts. Poster Sessions – Volume 2. Edited by Météo-France. S. 465 – 468.

Escher-Vetter, H., L. N. Braun, M. Siebers, M. Weber (2005): Water balance of the Vernagtferner high alpine basin based on longterm measurements and modelling. Proceedings of the Int. Conf. o. Hydr. on Mountain Environments, Berchtesgaden, Federal Republic of Germany. 48, Landschaftsökologie und Umweltforschung. Ed. A. Herrmann and O. Richter, S. 19-32.

Vincent, C., G. Kappenberger, F. Valla, A. Bauder, M. Funk and E. Le Meur (2004): Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century. J. Geophys. Res., 109, D10104, doi:10.1029/2003JD003857.

Viviroli, D. (2001): Zur hydrologischen Bedeutung der Gebirge. Geogr. Inst. d. Univ. Bern, Gr .f. Hydrologie, Publ. Gewässerkunde Nr. 265.

Trend des bodennahen Ozons

S. Gilge

Am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg wird neben der Gesamtsäule und den Höhenprofilen des Ozons auch das bodennahe Ozon schon seit langem beobachtet; die Messreihe reicht bis 1971 zurück; seit 1995 laufen die Messungen innerhalb des GAW-Programms. Bodennahes Ozon ist ein so genannter sekundärer Spurenstoff, d.h. er wird nicht direkt in die Atmosphäre emittiert, sondern durch photochemische Prozesse aus Vorläufern (Kohlenwasserstoffen und Stickoxiden) gebildet. Troposphärisches O_3 entsteht also vor allem bei ausreichender Strahlung (im Sommer) in anthropogen belasteten Luftmassen. Somit ist bodennahes O_3 eine ideale Leitsubstanz für diese Luftmassen.
Eine langfristige Beobachtung bodennaher Ozonmischungsverhältnisse ist nötig, um schleichende Veränderungen der Spurengaszusammensetzung der Atmosphäre zu erkennen, die wiederum Auswirkungen auf das Klima haben können. Aufgrund seiner stark oxidativen Eigenschaften ist Ozon in höheren Konzentrationen sowohl phytotoxisch (pflanzenschädigend) als auch gesundheitsschädlich.
Abbildung 1 zeigt die Ozonzeitreihen in Form des gleitenden 12-Monatsmittelwertes (blau) und des gleitenden 12-Monatsmittelwertes der monatlichen 1–Stundenmaxima (violett). Zur Visualisierung der Trends sind zusätzlich die linearen Regressionen für den gesamten Messzeitraum und für die letzten 20 bzw. 10 Jahre eingezeichnet.
Eine Zunahme in den Mittelwerten ist über den gesamten Zeitraum eindeutig beobachtbar. Allerdings schwächt sich diese Zunahme in den letzten 20 und erst recht in den letzten 10 Jahren etwas ab. Der Trend ist jetzt aber immer noch positiv. Bei den Maximalwerten zeigt sich ein leicht anderes Bild: Über den gesamten Zeitraum steigen ebenfalls die Konzentrationen, allerdings weniger ausgeprägt als bei den Mittel-

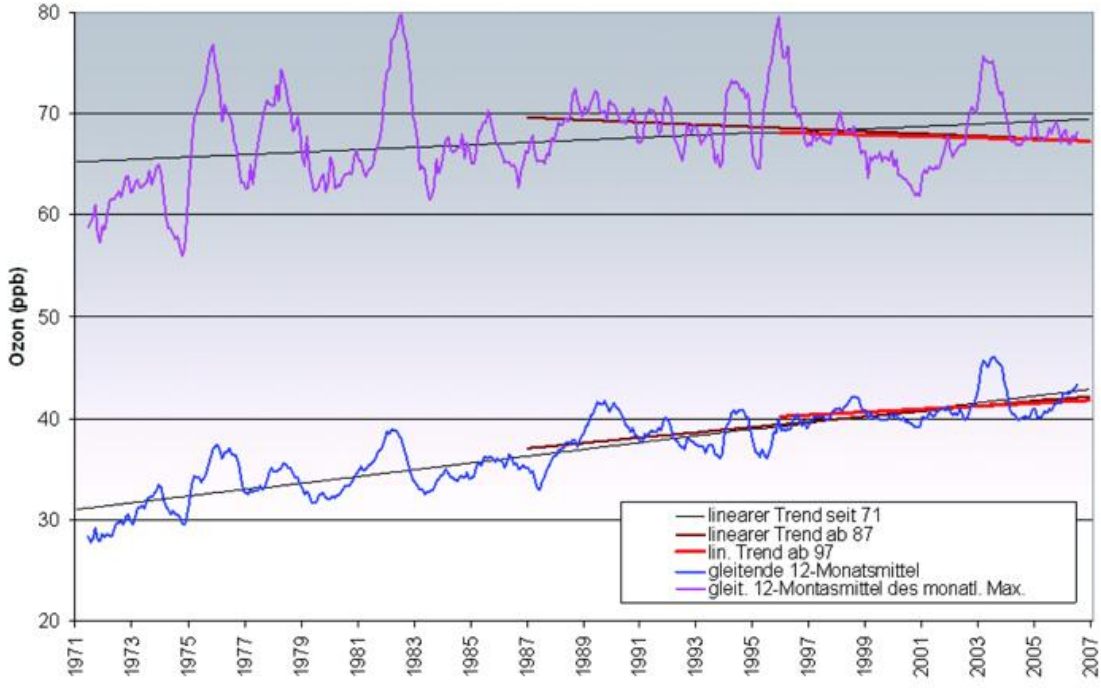


Abb. 1: Zeitreihen der gleitenden 12-Monatsmittelwerte (blau) und des gleitenden 12-Monatsmittels der maximalen Stundenwerte (violett) des bodennahen Ozons mit linearen Regressionen ab 1971, 1987 und 1997.

werten. Der lineare Trend sowohl für die letzten 20 als auch für die letzten 10 Jahre zeigt abnehmende Spitzenkonzentrationen für Ozon.
Entsprechend sind Änderungen in der Häufigkeitsverteilung zu erkennen. In Abbildung 2 sind die Häufigkeitsverteilungen für neun verschiedene Konzentrationsklassen des bodennahen Ozons am Hohenpeißenberg für sechs aufeinander folgende Zeitintervalle von jeweils sechs Jahren dargestellt.
Insgesamt ist eine Verschiebung der Verteilung zu höheren Konzentrationen zu beobachten: Insbesondere die geringen Konzentrationen sind in der zweiten Hälfte des Beobachtungszeitraums deutlich weniger vorhanden, die Klassen mit der höchsten relativen Häufigkeit sind von 20-40 ppb zu Beginn der Messungen auf 30-50 ppb gestiegen und die Häufigkeitsverteilung ist etwas schmalbandiger geworden. Die Häufigkeitsverteilung zeigt in den letzten 18 Jahren bei den maximalen Ozonmischungsverhältnissen keine oder eine nur geringe Zunahme. Sie bleiben gegenüber den 70er und 80er Jahren auf erhöhtem Niveau. Die schwach abnehmenden Monatsmaxima aus Abb. 1 sind bezüglich einer Trendaussage schwer einzustufen, da sie auf Einzelereignissen beruhen. Deshalb spiegeln sie sich in dieser Häufigkeitsverteilung auch nicht wider.
Die Zunahme der mittleren Ozonkonzentrationen und der sog. Ozonhintergrundwerte (Berechnung und Trend s. Lit.: 4) führt auch zum Anstieg der AOT40 Werte für Ozon am Hohenpeißenberg. Abbildung 3 zeigt die Zeitreihe. AOT40 ist ein in der EU-Richtlinie zum Schutz der Vegetation festgelegter Grenzwert, da Ozon bei Konzentrationen über 40 ppb im Verdacht steht, pflanzenschädigend zu wirken. Zur Berechnung werden alle Konzentrationen über 40 ppb (Stundenmittelwerte) von April bis September zwischen 8 und 20 Uhr aufsummiert.

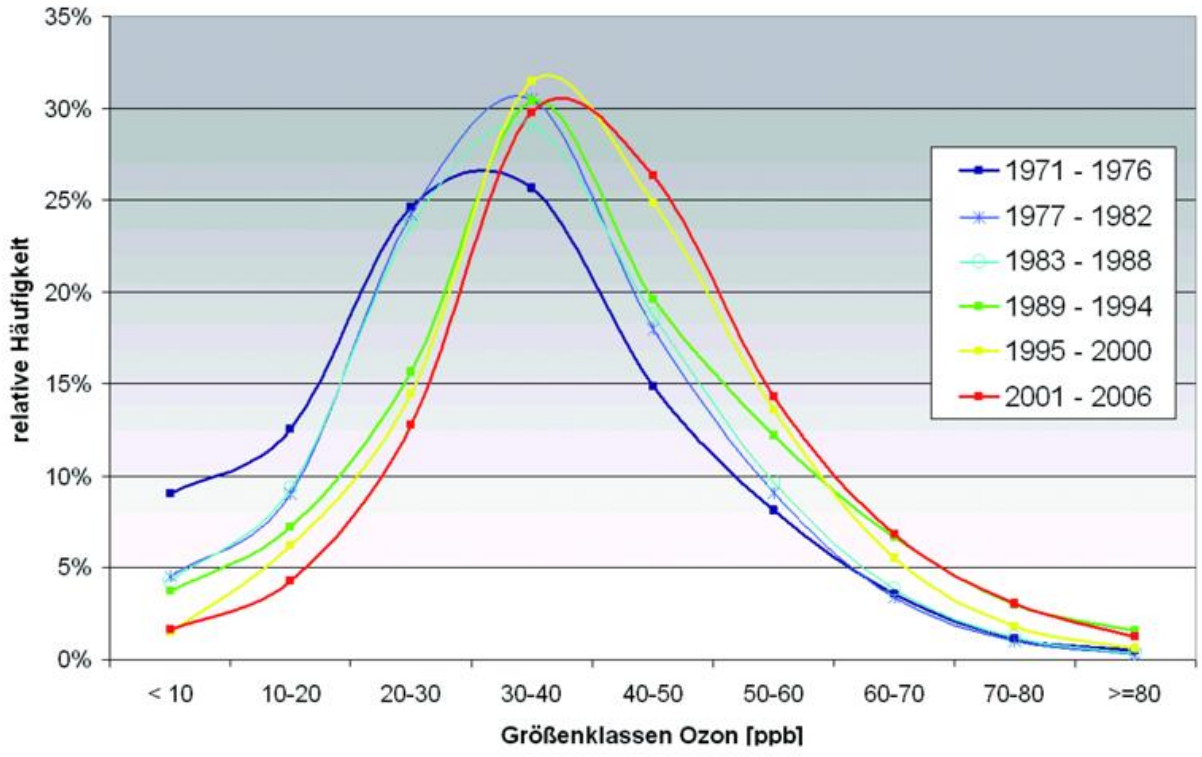


Abb. 2: Häufigkeitsverteilung für neun verschiedene Konzentrationsklassen des bodennahen Ozons am Hohenpeißenberg für 6 unterschiedliche Zeiträume.

Dabei sollte der Wert von 10000 [ppb·h] nicht überschritten werden. Die Grenzwertempfehlung der EU wurde bereits zu Beginn der Messreihe vor 36 Jahren überschritten, steigt seitdem stetig weiter an und liegt derzeit beim 2.5fachen des empfohlenen Grenzwertes. Eine Entwicklung, die hinsichtlich Pflanzenschädigungen und finanziellen Einbußen in der Land- und Forstwirtschaft im Auge behalten werden muss.

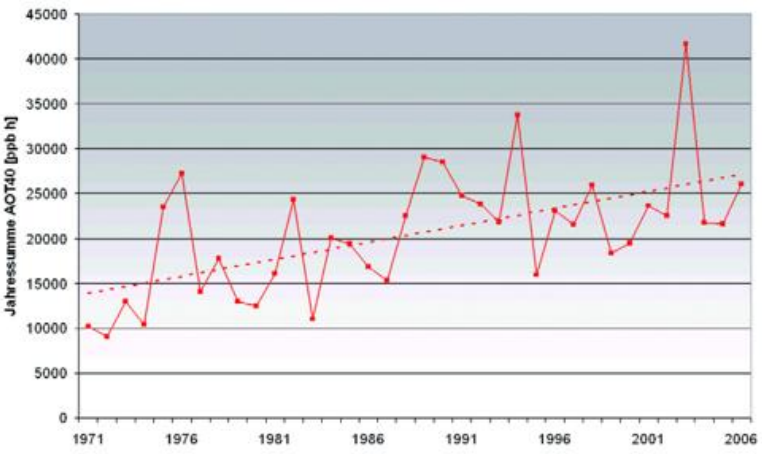


Abb. 3: AOT40-Jahressummen für Ozon am MOHp und lineare Regression.

Steigende Ozonmischungsverhältnisse können mehrere Gründe haben:

- Mehr oder stärkere Quellen für Ozon: und zwar auf lokaler, regionaler oder globaler Ebene: Die Ozonvorläufer (Stickoxide und Kohlenwasserstoffe) werden am MOHp ebenfalls gemessen. Die Stickoxide zeigen keinen Trend, die anthropogenen Kohlenwasserstoffe nehmen bis zu 10% pro Jahr ab. Somit können stärkere Quellen auf lokaler Ebene ausgeschlossen werden. Das am MOHp beobachtete Ozon wird aber nur zu einem Bruchteil direkt vor Ort gebildet. Die Emissionsstatistiken (Lit.: 5) zeigen allerdings deutschlandweit (und damit wahrscheinlich auch europaweit) einen starken Rückgang, so dass regional ansteigende Vorläuferkonzentrationen ebenfalls nicht die ansteigenden Ozonmittelwerte erklären können. Vielmehr könnte so die Abschwächung des Ozonanstiegs in Abb. 4 erklärt werden. Allerdings haben global gesehen die Ozonvorläufer zugenommen, insbesondere in den Wachstumsgebieten in Asien.

Monat	∅ Zunahme (ppb/a)
Jan	0.47
Feb	0.54
Mar	0.47
Apr	0.32
Mai	0.30
Jun	0.37
Jul	0.31
Aug	0.29
Sep	0.17
Okt	0.20
Nov.	0.24
Dez.	0.30

Tab. 1: Durchschnittliche O_3-Zunahme (ppb/a) aufgeschlüsselt nach Monaten. Zeitreihe von 1971 bis 2006.

- Wenigere oder schwächere Senken: Senken für troposphärisches O_3 sind Reaktionen mit oxidierbaren Spurenstoffen, Photolyse und Depositionsprozesse an Oberflächen. Da durch Oxidation von z.B. Kohlenwasserstoffen mittels Ozon in Gegenwart von Sonnenlicht meist in der Folge mehr Ozon entsteht als verbraucht wird, ist diese Entwicklung als Senke nur für die Wintermonate denkbar. Deshalb wurde die Ozonzeitreihe für jeden Monat getrennt analysiert. Tabelle 1 gibt die durchschnittlichen Zuwächse in ppb/Jahr an. Zwar zeigen die Wintermonate die stärkste Zunahme, aber alle Monate zeigen einen positiven Trend. Somit ist eine Abschwächung der Senken (winterliche Titrationseffekte) sicherlich nicht der Hauptgrund für die beobachtete Zunahme. Vielmehr scheint ein jahreszeitlich unabhängiger Effekt überlagert zu sein.

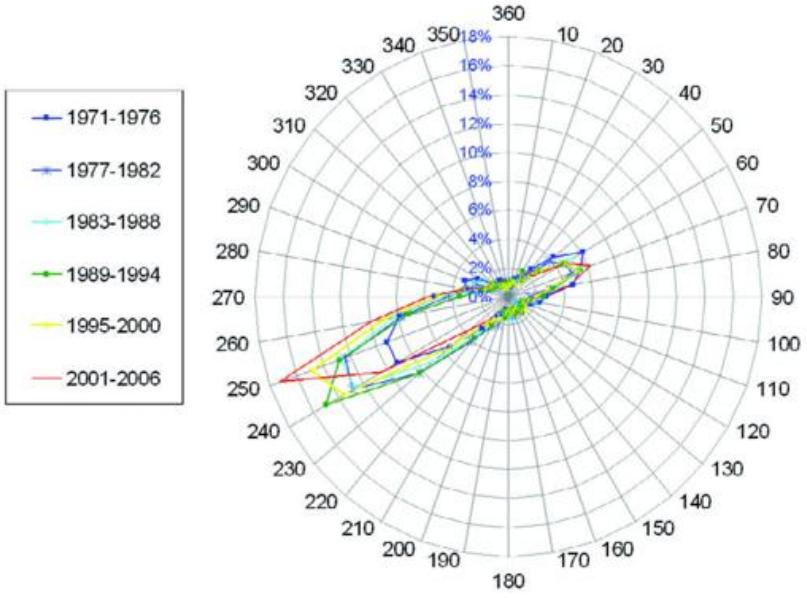


Abb. 4: Windrichtungshäufigkeitsverteilung am MOHp von 1971 bis 2006 für 6 verschiedene Zeiträume (analog zu Abb. 5).

Zunehmende Konzentrationen aufgrund verminderter Deposition sind an einer Messstation nur dann erklärbar, wenn die Durchmischung stärker wird (höhere Windgeschwindigkeiten und dadurch höhere Turbulenz mit entsprechend größeren Luftpaketen oder weniger Inversionsepisoden, bei denen die Messstation unter der Inversionsschicht liegt). Die Messreihen geben darauf aber keinen Hinweis.

- <u>Änderung von Transportrichtungen:</u> Die Zunahme von Ozon könnte auch dadurch verursacht sein, dass öfter Luftmassen in denen aufgrund erhöhter Vorläuferkonzentrationen verstärkt O_3 produziert wird, zum Messort transportiert werden. Das ist am MOHp bei Wind aus NE der Fall, während Luftmassen aus dem Hauptwindrichtungssektor WSW für zentraleuropäische Verhältnisse sehr gering belastet sind. Abb. 4 zeigt aber, dass sich die Windrichtungshäufigkeitsverteilung nicht zugunsten der NE-Richtung verändert hat. Vielmehr tritt die WSW-Richtung in den letzten Jahren etwas häufiger auf.

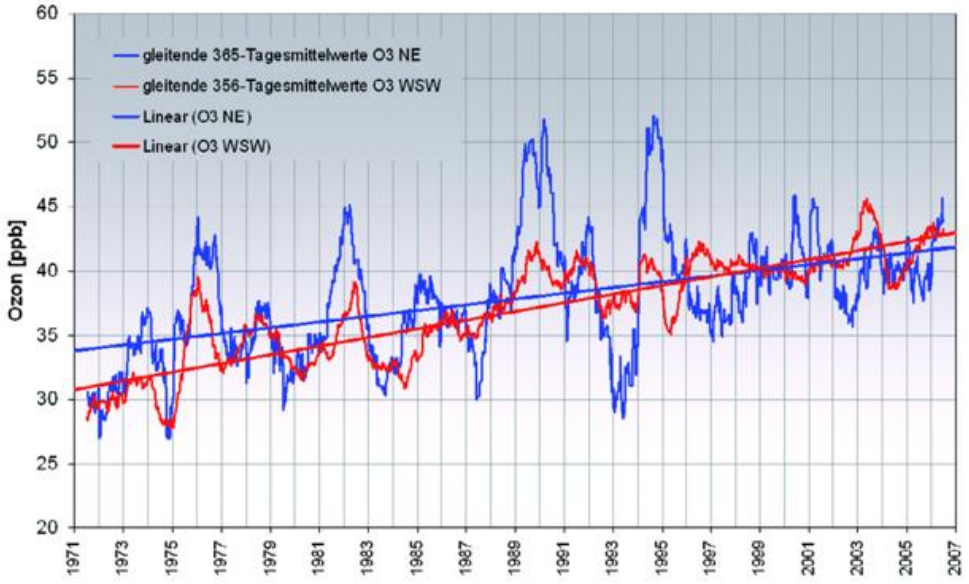


Abb. 5: O_3 – Zeitreihen: gleitende 365-Tagesmittelwerte und linearer Trend für die Windrichtung NE (blau) und WSW (rot) am MOHp.

- Verstärkter Transport von O_3 zur Messstation: Die Mischungsverhältnisse an einer Messstation nehmen ebenfalls zu, wenn sich zwar Quellen und Senken im näheren Umfeld nicht ändern, aber eine stärkere photochemische Produktion von Ozon durch verstärkte Emission der Vorläuferkonzentrationen in weiter entfernten Regionen mit anschließendem Transport zur Messstation stattfindet.

Am Hohenpeißenberg kann das durch Vergleich der beiden Hauptwindrichtungen untersucht werden: Wie oben schon erwähnt, sind Luftmassen, die aus WSW (225°-264°) antransportiert werden für mitteleuropäische Verhältnisse recht sauber. Ozon zeigt keinen Tagesgang. Aus NE (35°-74°) werden moderat verschmutzte Luftmassen aus München und Umgebung antransportiert. Steigen nun großräumig die O_3-Mischungsverhältnisse, nehmen die Konzentrationen nicht nur aus den Quellgebieten der Vorläufer (hier NE), sondern auch aus der „Hintergrundwindrichtung" (hier: WSW) zu. In Abb. 5 ist zu erkennen, dass die mittleren Ozonmischungsverhältnisse über den gesamten Beobachtungszeitraum aus beiden Windrichtungen zunehmen, sogar etwas stärker bei Luftmassen aus WSW.

Dementsprechend kann vermutet werden, dass nicht lokale und regionale, sondern eher eine überregionale, hemisphärische oder sogar globale Zunahme des troposphärischen Ozons den Trend am MOHp bestimmt.

Damit sollte ein positiver Trend vor allen bei den Stationen bemerkbar sein, die von regionalen Effekten weitestgehend unbeeinflusst sind. Solche Stationen sind in Europa die alpinen Stationen und global gesehen solch abgelegene Stationen wie Mauna Loa auf Hawaii oder die GAW-Globalstation am Südpol. In Abbildung 6 sind die Zeitreihen des troposphärischen Ozons an diesen Stationen aufgetragen.

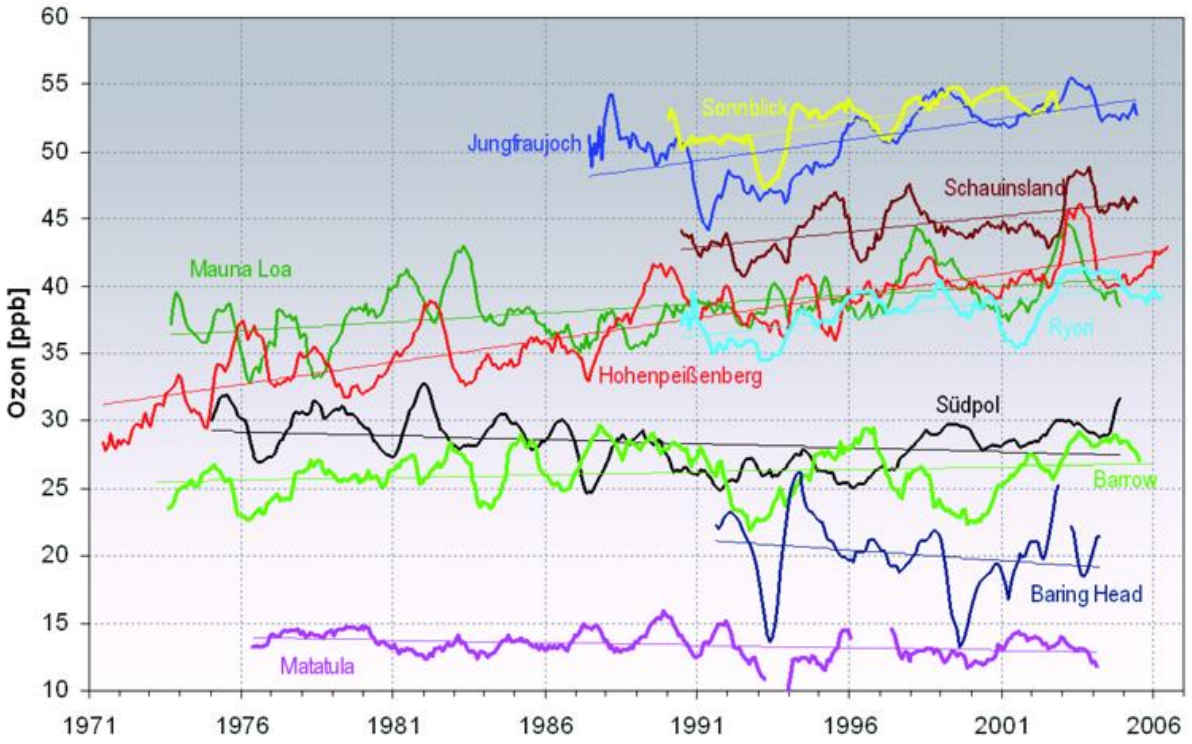


Abb. 6: Zeitreihen (gleitende 12-Monatsmittel) und lineare Trends des troposphärischen Ozons an verschiedenen GAW-Stationen.

Die Zeitreihen der Stationen auf der Nordhemisphäre zeigen alle zunehmende Mischungsverhältnisse. Der Trend an der Station Barrow (Alaska) ist nur sehr schwach, der von *Mauna Loa* (Hawaii) stärker, aber nicht so ausgeprägt wie der am MOHp. Die im Schwarzwald auf ca. 1200m gelegene Station *Schauinsland* zeigt in der O_3-Reihe eine ähnliche Steigung wie das MOHp, ebenso die auch in gemäßigten Breiten liegende Station *Ryori* (Japan). Auch die hochalpinen Stationen *Jungfraujoch* und *Sonnblick* haben, neben dem höhenbedingt anderen Konzentrationsniveau, nahezu die gleichen Steigungen.
Erwartungsgemäß ist der Verlauf an der Südpolstation unabhängig vom Trend in der Nordhemisphäre: Bei einem insgesamt noch abfallenden Trend steigen die Messwerte seit den neunziger Jahren dort leicht an. Die auf 14° Süd im Pazifik gelegene Station *Matatula* zeigt neben einem sehr geringen Konzentrationsniveau ebenfalls einen schwachen Rückgang. Auch das in gemäßigten Breiten der Südhemisphäre liegende *Baring Head* (Neuseeland) zeigt abfallende Mischungsverhältnisse. Leider ist das Datenmaterial für die SH sehr begrenzt und die vorhandenen Reihen sind oft mehrfach unterbrochen. Insgesamt kann beobachtet werden, dass die Stationen in den gemäßigten Breiten der Nordhemisphäre einen positiven Trend aufweisen, die in der Südhemisphäre und in sehr hohen Breiten jedoch nicht.
Auffällig sind auch ähnliche Strukturen einiger Zeitreihen in den letzten Jahren. Dies unterstreicht den großräumigen (hemisphärischen) Trend und weist auf global in ähnlicher Weise wirksame Antriebe für kürzerfristige Schwankungen hin.

Insgesamt kann gefolgert werden, dass Emissionen von Ozonvorläufersubstanzen im „Speckgürtel“ der Erde auch am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg zu einem Anstieg der mittleren Ozonkonzentrationen führen.

Literatur

Gilge S., H. Claude, Langfristige Zunahme des bodennahen Ozons – ein globaler Trend?, Ozonbulletin des DWD, Nr. 116, 2007

Messdaten anderer GAW-Stationen: Word Data Centre for Greenhouse and Related Gases (WDCGG) des GAW-Programms http://gaw.kishou.go.jp/wdcgg.html

Gilge, S., H. Claude, W. Fricke, Trend des bodennahen Ozons, GAW Brief des DWD, Nr. 38, Januar 2007.

Kaminski U., S. Gilge, Zum Trend der Hintergrundkonzentration von Ozon, Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 75, Juni 2000.

Nationale Trendtabellen für die deutsche Berichterstattung atmosphärischer Emissionen 1990 – 2005; Umweltbundesamt Editor: Patrick Gniffke, Dessau, April 2007 (http://www.umweltbundesamt.de/emissionen/publikationen.htm).

Meeresspiegelanstieg und Klimawandel

P. Hechler

Der Anstieg des globalen mittleren Meeresspiegels hat sich in den Jahren 2006 und 2007 fortgesetzt. Genauen Satellitenmessungen seit 1993 zufolge steigt der Meeresspiegel mit einer Rate von ca. 3 mm pro Jahr. Dieser Anstieg ist deutlich höher als der mittlere Anstieg für das gesamte 20. Jahrhundert, der – abgeleitet aus Pegelständen - bei 1,7 mm pro Jahr liegt. Die zugrunde liegenden Pegelmessungen an Küsten zeigen, dass der globale mittlere Meeresspiegel in den Jahren 2006/2007 ca. 20 cm höher lag als im Jahre 1870 und dass sich die Anstiegsrate seit 1870 deutlich verstärkt hat. Sowohl die Satellitenmessungen als auch die Pegelmessungen zeigen interannuelle Schwankungen.
Die deutliche Zunahme des Meeresspiegelanstiegs in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts und im frühen 20. Jahrhundert wird sowohl durch die weltweit wenigen über Jahrhunderte durchgeführten direkten Meeresspiegelmessungen sowie durch Sedimentanalysen bestätigt. Zudem stimmen sie mit Schätzungen des Meeresspiegelniveaus aus Markierungen in tasmanischen Felshöhlen aus dem Jahr 1840 oder der Bauweise antiker römischer Fischbecken überein. Alle diese Ergebnisse lassen darauf schließen, dass es zwischen dem 1. und 19. Jahrhundert nur geringe Änderungen des Meeresspiegels gab und dass sich die Anstiegsrate im 20. Jahrhundert davon deutlich unterscheidet.

Die Hauptfaktoren für den Meeresspiegelanstieg im 20. und 21. Jahrhundert sind:

- die thermische Ausdehnung der Ozeane (Wasser dehnt sich aus, wenn es sich erwärmt)
- Schmelzwassereintrag von Gletschern und Eiskappen aus Regionen wie dem Himalaja, Alaska, Patagonien etc.
- der Eintrag schmelzender Kontinentaleismassen des antarktischen Kontinents und Grönlands
- Wechselwirkungen mit terrestrischen Wasserreservoiren wie Grundwasser, grundwasserführende Schichten, Talsperren oder Seen.

Den größten Beitrag zum Meeresspiegelanstieg seit 1960 liefern die thermische Ausdehnung der Ozeane sowie das Abschmelzen von Gletschern und Eiskappen. Die Oberflächenschmelze des grönländischen Eisschildes gewinnt zunehmend an Einfluss. Alle diese Faktoren stehen im direkten Zusammenhang mit dem gegenwärtigen Klimawandel.
Im Laufe der letzten 10 Jahre gibt es auch Anzeichen für einen wachsenden Beitrag durch die Dynamik der Gletscher sowohl des grönländischen als auch des westantarktischen Eisschildes. Es wäre sehr besorgniserregend, wenn dies Anzeichen für eine beschleunigte Reaktion auf die globale Klimaerwärmung sind: In diesen Kontinentaleismassen sind Wassermengen enthalten, die den Meeresspiegel um 7 m (grönländischer Eisschild) bzw. 6 m (westantarktischer Eisschild) anheben könnten. Solche dynamischen Rückkopplungen könnten den Meeresspiegel schneller ansteigen lassen als dies allein durch Abschmelzen an der Oberfläche möglich ist.

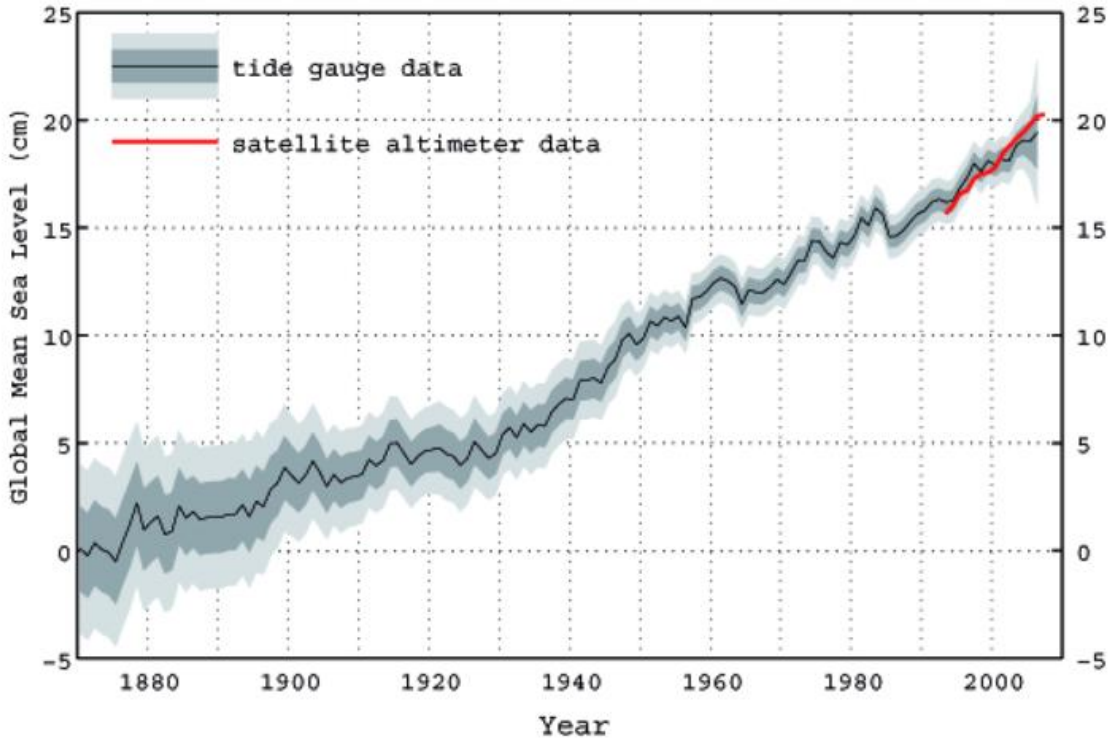


Abb.1: Global gemittelte Meerespiegelhöhe aus Pegelmessungen (1870-2006; schwarze Linie mit Fehlerabschätzung: einfache und doppelte Standardabweichung) und aus Satellitendaten (1993-2007; rote Linie) [Quelle: CSIRO Marine and Atmospheric Research, Australien, basierend auf Pegelmessdaten vom Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) und Satellitendaten von NASA, USA, and CNES, Frankreich]

Der Meeresspiegelanstieg wird sowohl durch das Anheben des mittleren Meeresspiegels als auch durch eine Zunahme extremer Wasserstände (bspw. Sturmfluten) spürbar. Zu den Auswirkungen zählen häufigere und schwerere Flutereignisse (sowohl bzgl. Stärke als auch bzgl. Anzahl) in tiefliegenden Regionen, die Erosion von Stränden und Schäden an Bauwerken sowie auch an der Umwelt (u. a. Auenlandschaften, Gezeitenzonen und Mangrovenwälder) mit nachhaltigen Auswirkungen auf die Biodiversität und Ökosystemfunktionen. Millionen von Menschen tiefliegender Regionen wie Bangladesch, dem Mekongdelta und anderen Mündungsgebieten sowie pazifischer Inseln wie Tuvalu müssen sich mit den Folgen des Meeresspiegelanstiegs im 21. Jahrhundert und darüber hinaus auseinandersetzen.

Verbesserte Simulationen des zukünftigen Meeresspiegelanstiegs unterstützen die Entwicklung effektiver Küstenschutzmaßnahmen. Entsprechende Anpassungsstrategien umfassen u. a. weiterentwickelte Bauvorschriften, Baueinschränkungen in Gefährdungsgebieten und eine verbesserte Infrastruktur zur Bewältigung von Flutereignissen.

Anm.: Die Inhalte wurden vom Autor für die WMO-Veröffentlichung ‚WMO Statement on the Status of the global Climate 2007' zusammengestellt. Die Informationen entstammen den Zumeldungen verschiedener WMO-Mitgliedsländer sowie kooperierender Institutionen.

Die Witterung in Deutschland

G. Müller-Westermeier, C. Lefebvre, H. Nitsche, W. Riecke, K. Zimmermann

Insgesamt war das Jahr 2007 in Deutschland sehr warm sowie insgesamt niederschlags- und sonnenscheinreich. Insbesondere das erste Drittel des Jahres brachte zahlreiche neue Temperaturrekorde.

Die **Mitteltemperatur** für Deutschland berechnet aus einem interpolierten 1-km-Raster betrug 9,9 °C. Das sind 1,6 K mehr als im internationalen klimatologischen Referenzzeitraum 1961-1990. Damit war das Jahr 2007 das zweitwärmste seit 1901 nur knapp hinter dem Spitzenreiter 2000. Nur von September bis November ergaben sich leicht unterdurchschnittliche Temperaturen, während die übrigen Monate zu warm waren. Dabei waren der Januar und der gesamte Winter 2006/07 sowie der April und das gesamte Frühjahr jeweils die wärmsten seit Beginn des 20. Jahrhunderts.

Mit dem Zeitraum September 2006 bis August 2007 trat zum ersten Mal seit 1901 ein 12monatiger Zeitraum auf, in dem alle Monatsmitteltemperaturen über den Werten des Referenzzeitraums lagen. Als Gebietsmittel von Deutschland ergab sich für diese 12-Monatsperiode 10,7 °C. Der Wert lag damit um 2,5 Grad über dem langjährigen Jahresdurchschnitt und charakterisierte eine Witterung, wie sie erst gegen Ende des 21. Jahrhunderts normal sein sollte.

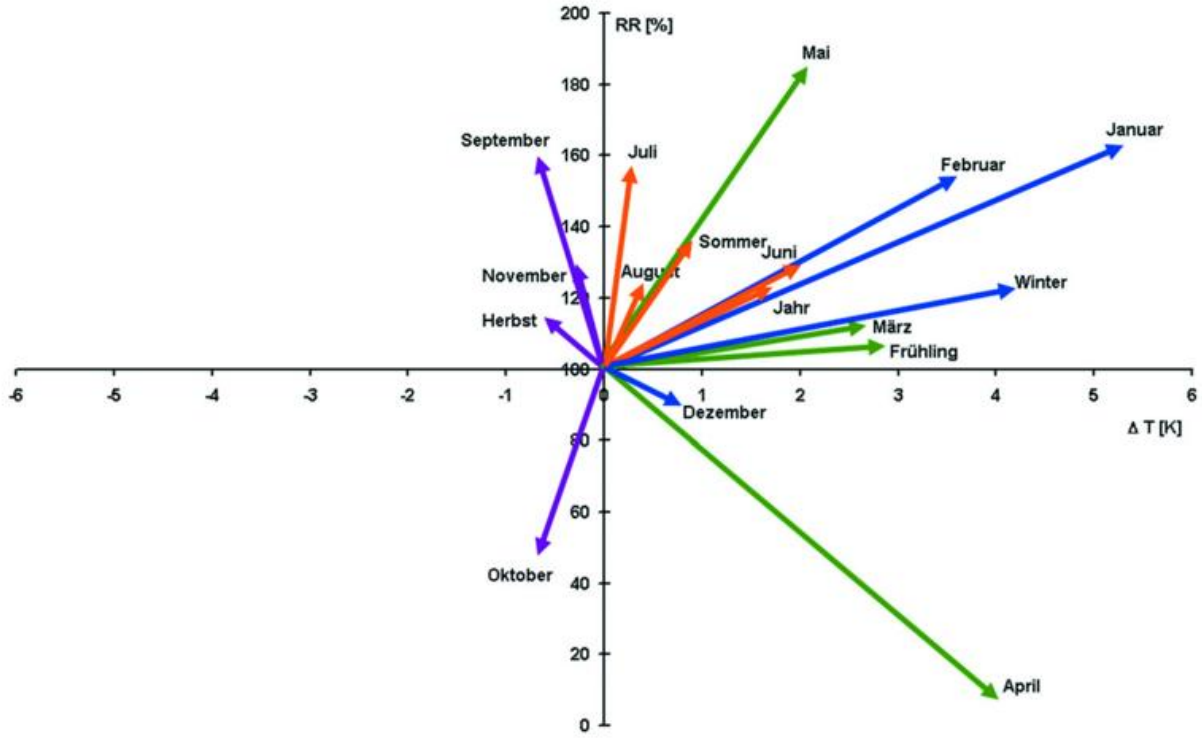
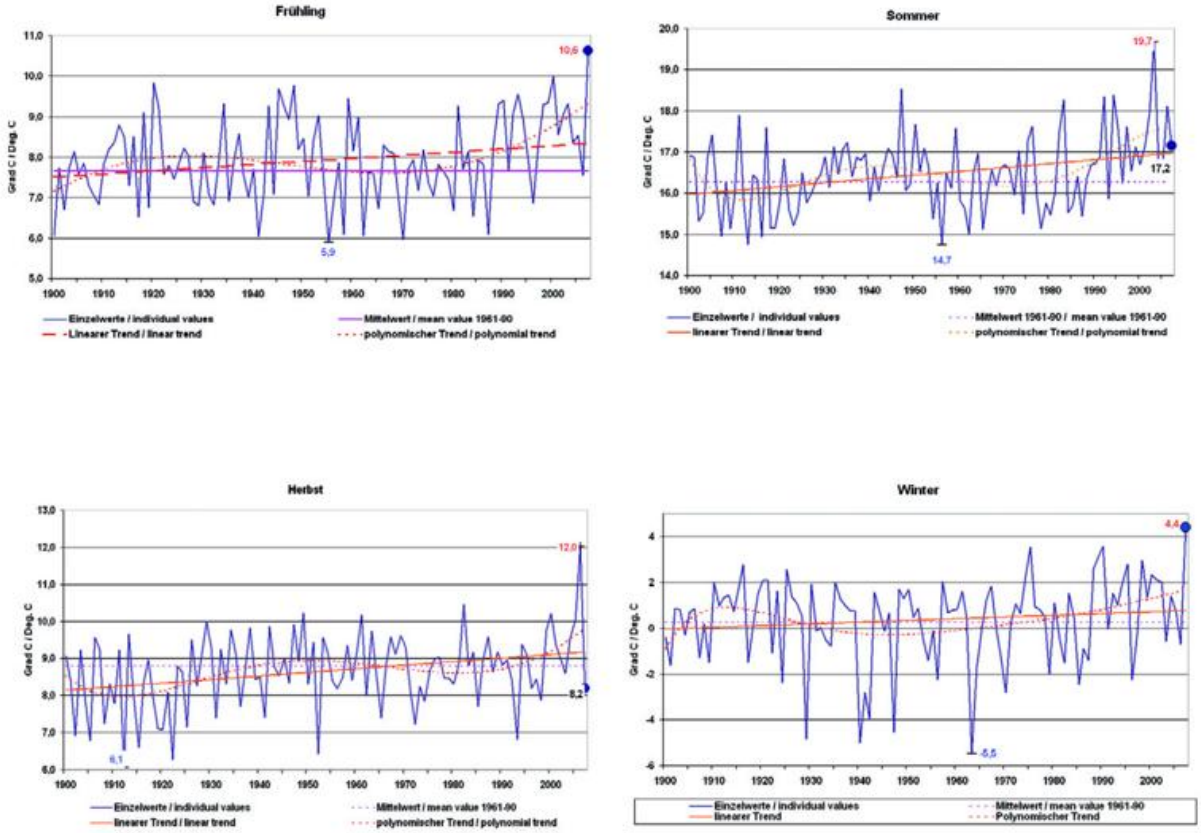


Abb. 1: Thermopluviogramm für Deutschland 2007 (Bezugszeitraum 1961 - 1990)



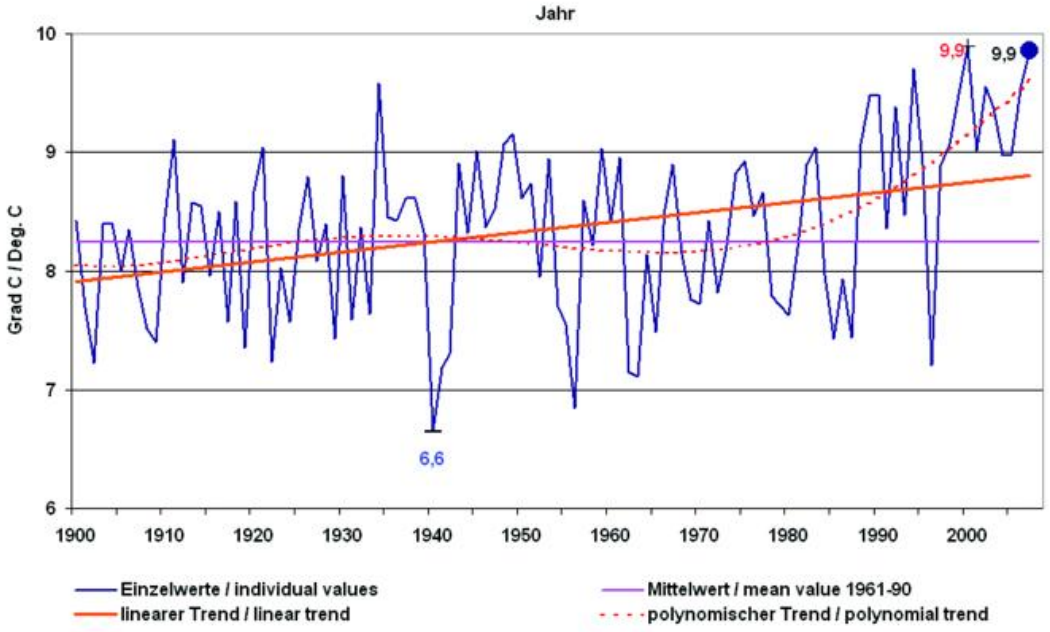
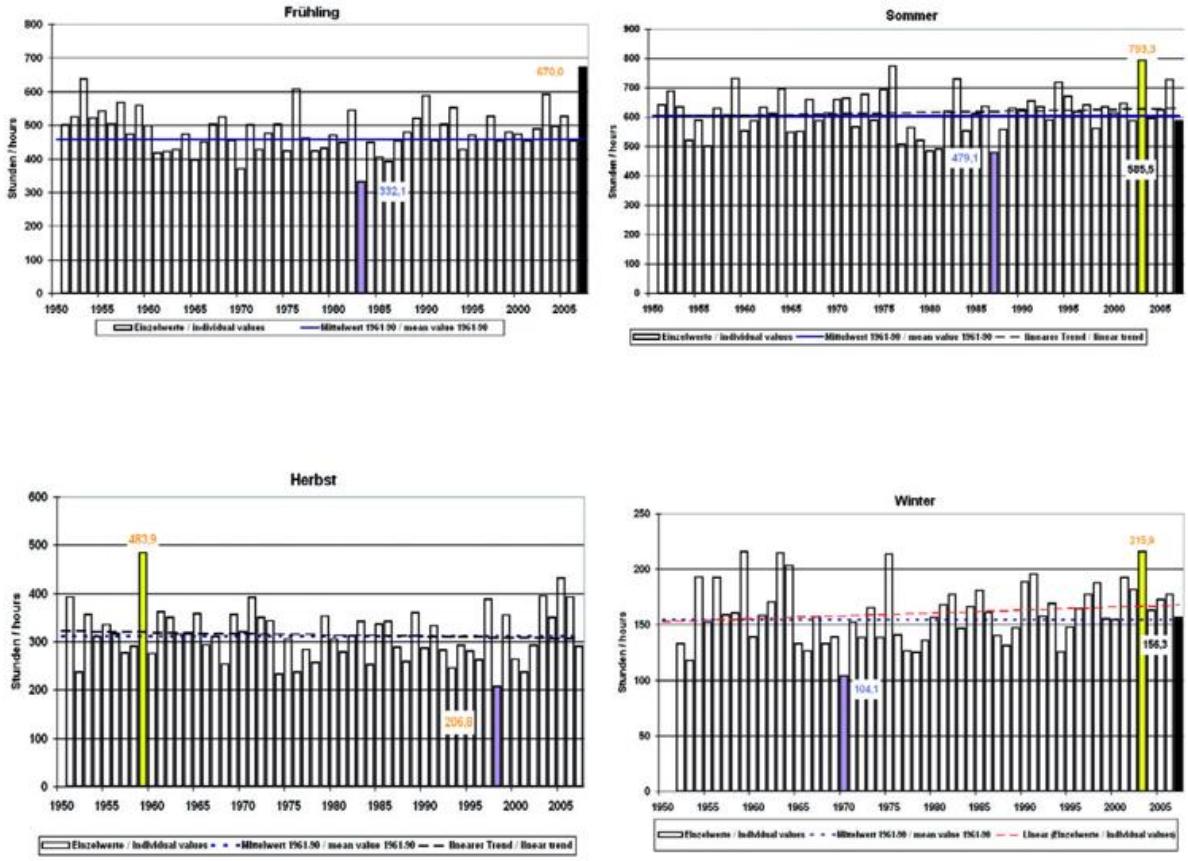


Abb. 2-6: Mittlere Tagesmitteltemperatur Deutschland 1901 - 2007



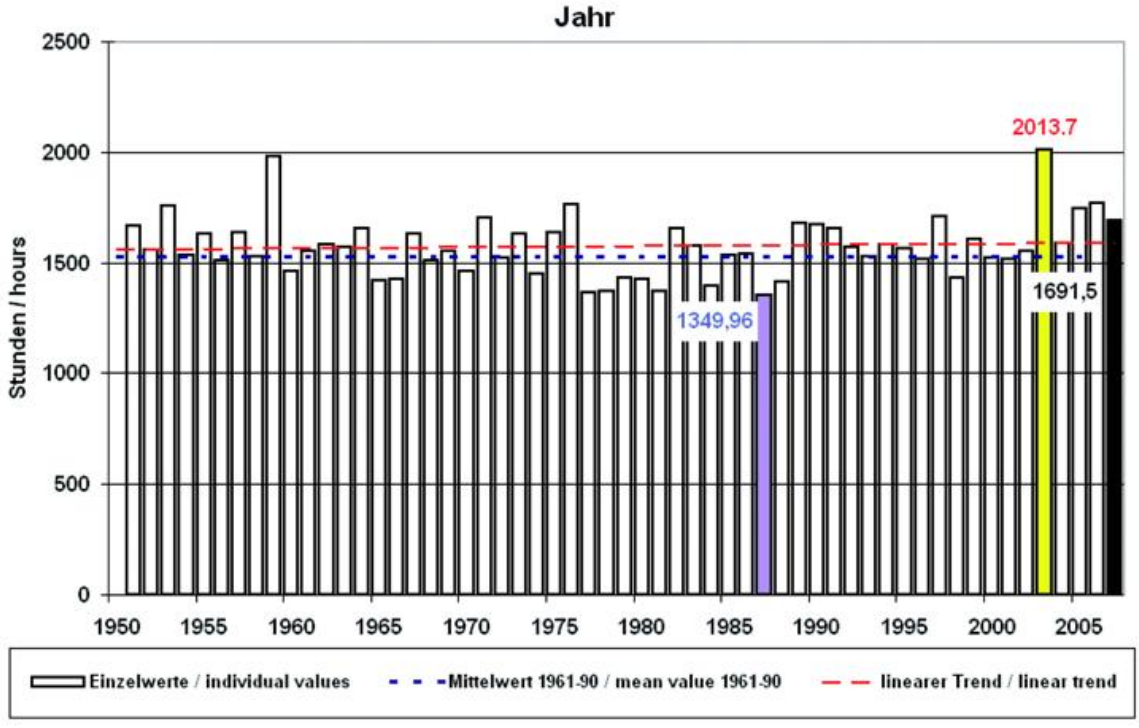
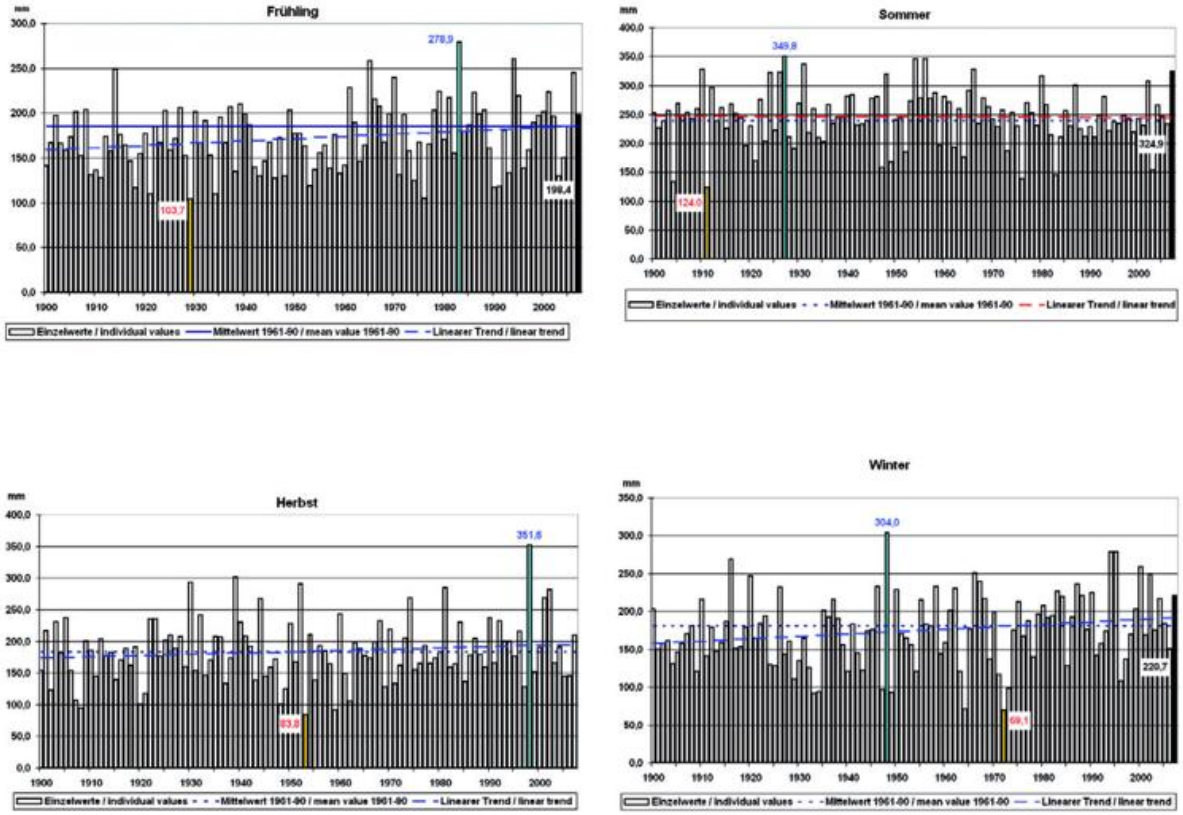


Abb. 7-11: Mittlere Sonnenscheindauer Deutschland 1901 - 2007



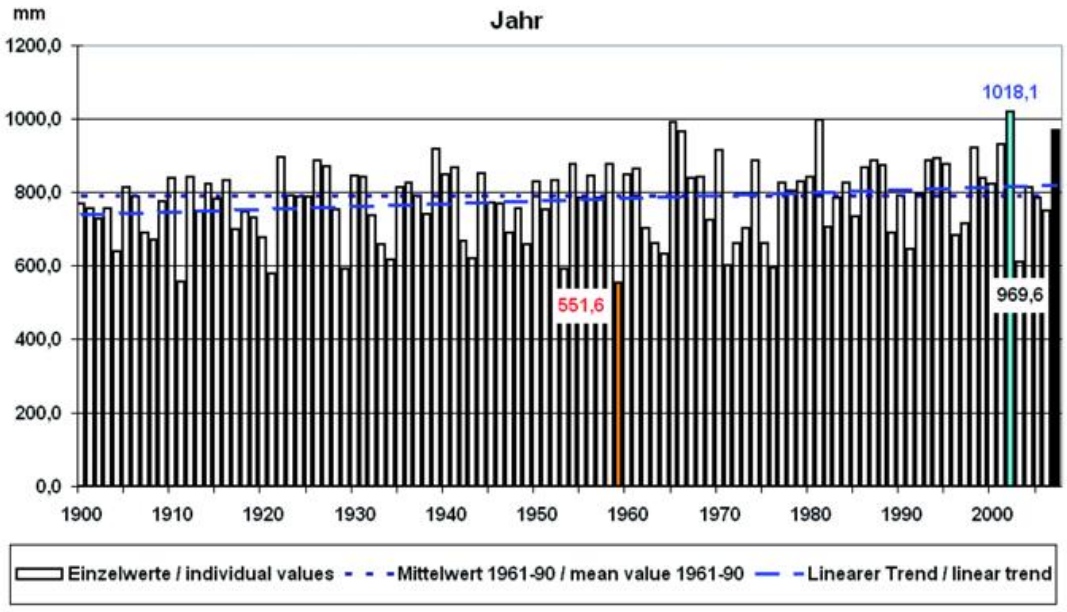


Abb.12-16: Mittlere Niederschlagshöhe Deutschland 1901 - 2007

Im Bezug auf die **Niederschlagshöhe** hatte das Jahr extrem unterschiedliche Monate. Auf den trockensten April seit 1901 folgte direkt der nasseste Mai seit Beginn des 20. Jahrhunderts. Insgesamt hatte das Jahr 2007 aber nur 3 Monate mit unterdurchschnittlicher Niederschlagshöhe und 9 Monate, die mehr Niederschlag als in der Referenzperiode brachten, so dass das Jahr 2007 insgesamt sehr feucht ausfiel. Das Gebietsmittel der Niederschlagshöhe für das Jahr 2007 ergab sich zu 969,6 mm. Das sind 180,6 mm oder 22,9 % mehr als in der Referenzperiode. Das Jahr 2007 war damit das 4.nasseste seit Beginn des 20. Jahrhunderts.

Hinsichtlich der **Sonnenscheindauer** gab es im Jahr 2007 6 überdurchschnittliche Monate und 6 Monate mit Sonnenscheindefiziten. Die Sonnenscheinüberschüsse waren aber meist erheblich höher als die Defizite, wobei der April 2007 als sonnenscheinreichster April seit 1951 besonders hervortrat. Daher wurde das Jahr insgesamt sehr sonnenscheinreich. Als Gebietsmittel für Deutschland ergab sich eine Sonnenscheindauer von 1691,5 Std.. Das sind 163,1 Std. oder 10,7 % mehr als in der Referenzperiode. Damit wurde das Jahr 2007 das 9.sonnigste seit 1951.

Die örtlichen Jahressummen der **Globalstrahlung** variierten 2007 über Deutschland zwischen 935 kWh/m² und 1308 kWh/m². Die höchsten Einstrahlwerte wiesen das südöstliche Baden-Württemberg und das südliche Bayern auf. Dort wurden zwischen Kempten und München großräumig bis zu 1300 kWh/m² erreicht. Für Süddeutschland ergibt sich das Minimum mit Tiefstwerten um 1050 kWh/m² im Bereich des Schwarzwaldes. Mittlere Einstrahlungsgegebenheiten schließen sich nordwärts von Saarbrücken/Trier über Wiesbaden/Frankfurt und Nordbayern nach Sachsen an.

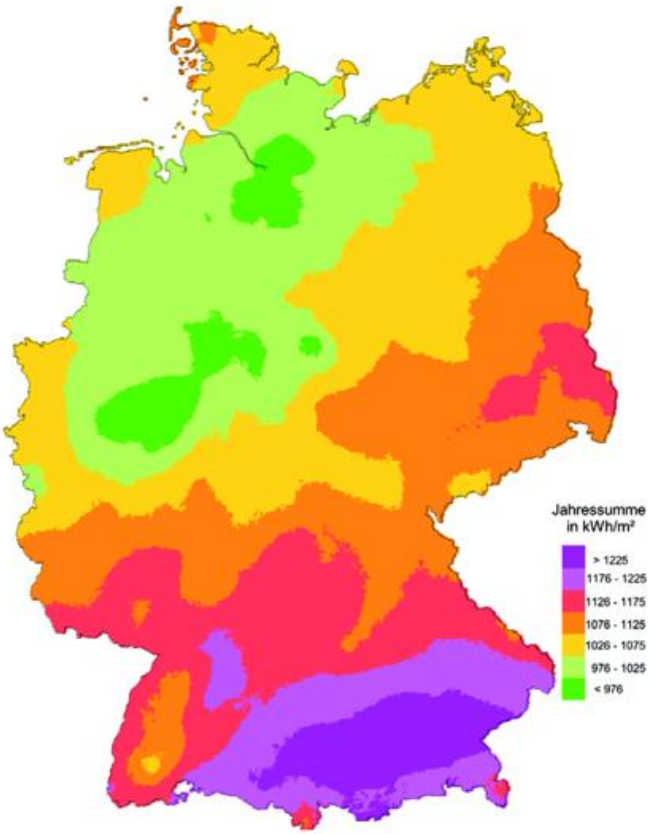


Abb. 17: Globalstrahlungskarte 2007

Die Zone geringer Strahlungswerte erstreckt sich vom Bergischen Land/Sauerland, wo das absolute Minimum angetroffen wird, bis in die Region Hamburgs. Zu den Küsten der Nord- und Ostsee steigt der Jahreswert der Globalstrahlung wieder an. Auf den nordfriesischen Inseln sind wieder Jahressummen wie im Bereich der Mosel oder im Raum Berlin gegeben.

Die regionalen Abweichungen des Jahres 2007 vom langjährigen Jahreswert der Globalstrahlung schwanken zwischen minus 5 % bis plus 12 %. Deutlichere negative Abweichungen ergaben sich über dem Schwarzwald. Vom südöstlichen Nordrhein-Westfalen nach Nordosten bis zur mecklenburgischen Ostseeküste entsprach die Einstrahlung 2007 etwa dem Normalwert. Verbreitet sind aber Zugewinne über Deutschland festzustellen: Ein Plus von mindestens 10 % zeigen der Landstrich Angeln zwischen der Flensburger Förde und der Schlei, die Regionen Cottbus/Görlitz, um München und östlich Bayreuths sowie Teile des Erzgebirges.

Seit 1998, also mit dem abgelaufenen Jahr 2007 seit nunmehr 10 Jahren, erstellt der Deutsche Wetterdienst auf der Basis Satelliten abgeleiteter Strahlungsdaten unter Berücksichtigung der Bodenmesswerte Globalstrahlungskarten für Deutschland. Ein Grund sich die vergangenen Jahre nochmals im Vergleich anzuschauen:

Abb. 18 stellt die jährlichen Flächenmittel der Globalstrahlung (kWh/m²) für Deutschland und seine Abweichungen vom langjährigen Mittel (Bezugszeitraum 1981 – 2000) in Prozent dar. Richtig schlechte Strahlungsjahre sind in den letzen 10 Jahren nicht aufgetreten. Lediglich das erste Jahr dieser Kartendarstellungen zeigt mit einer Jahressumme von 992 kWh/m² und einer entsprechenden Abweichung vom Langzeitmittel von minus 4,3 % eine deutlichere negative Differenz.

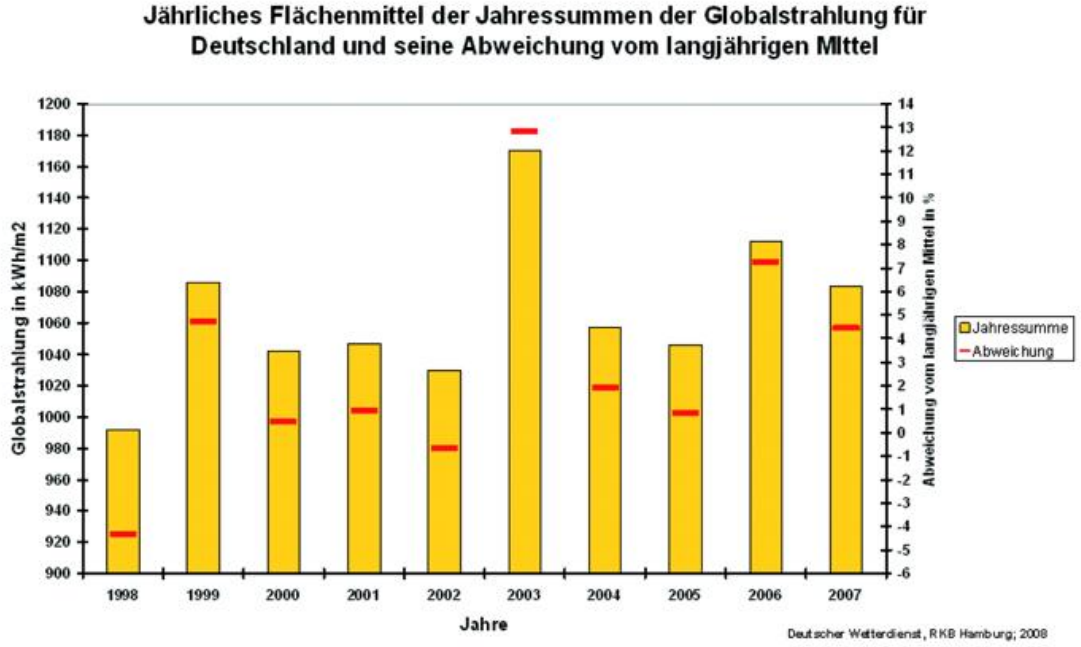


Abb. 18: Zeitreihe der Flächenmittel der Globalstrahlung

Auch das Jahr 2002 ist noch leicht im Minus (minus 0,7 %). Alle anderen Jahreswerte liegen gering (0,5 % 2000) bis deutlich (12,8 % 2003) über dem mittleren Erwartungswert. Der 10-Jahres-Mittelwert 1998/2007 liegt um 2,8 % über dem Durchschnittswert 1981/2000.

Das Jahr 2003 bleibt auch nach 2007 unangefochten der Spitzenreiter in dieser Übersicht. Mit einem Flächenmittel von 1083 kWh/m² gibt sich das Jahr 2007 wesentlich bescheidener als dieses Rekordjahr. Bei einer positiven Abweichung von 4,4 % zum langjährigen Mittelwert 1981 – 2000 reiht sich 2007 an die 4. Stelle der vergangenen 10 Jahre.

Der Verlauf der Witterung

Der **Witterungsverlauf** des Jahres lässt sich folgendermaßen beschreiben:

Das erste Drittel des Jahres war extrem warm. Im **Januar** war die schon in den Vormonaten vorherrschende sehr milde Witterung besonders ausgeprägt. In den Niederungen gab es teilweise nicht einen einzigen Eistag (Temperaturmaximum unter 0 °C). Auch Schneedecken traten in den Niederungen nur kurzzeitig und an einzelnen Stationen überhaupt nicht auf. Im Gebietsmittel von Deutschland war der Januar 2007 der wärmste seit Beginn des 20. Jahrhunderts.

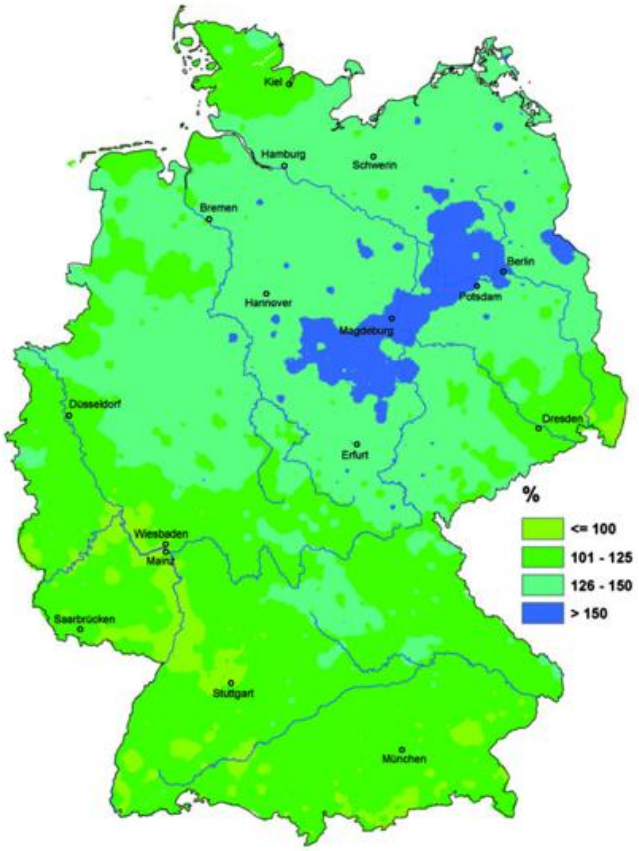


Abb. 19: Niederschlagshöhe 2007 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990

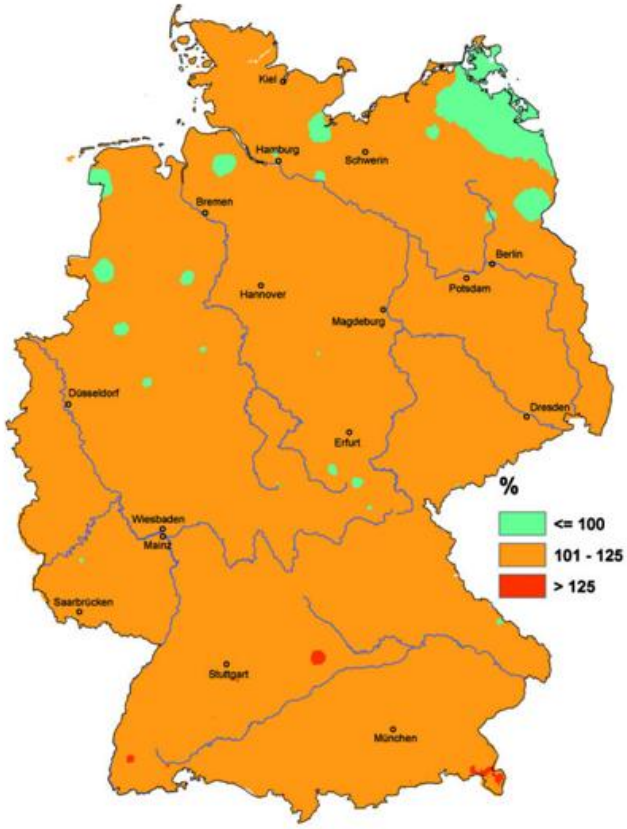


Abb. 20: Sonnenscheindauer 2007 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990

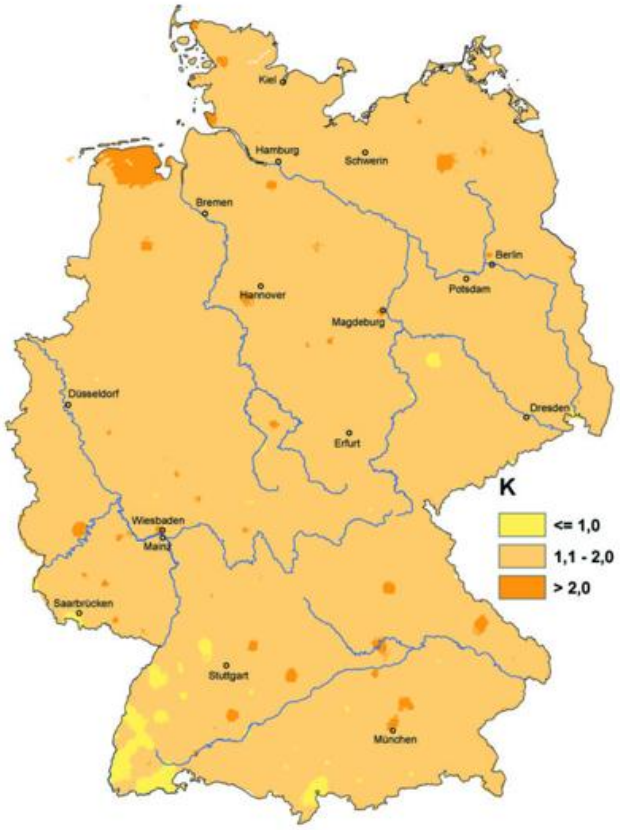


Abb. 21: Temperaturabweichung 2007 vom vieljährigen Mittel 1961 - 1990

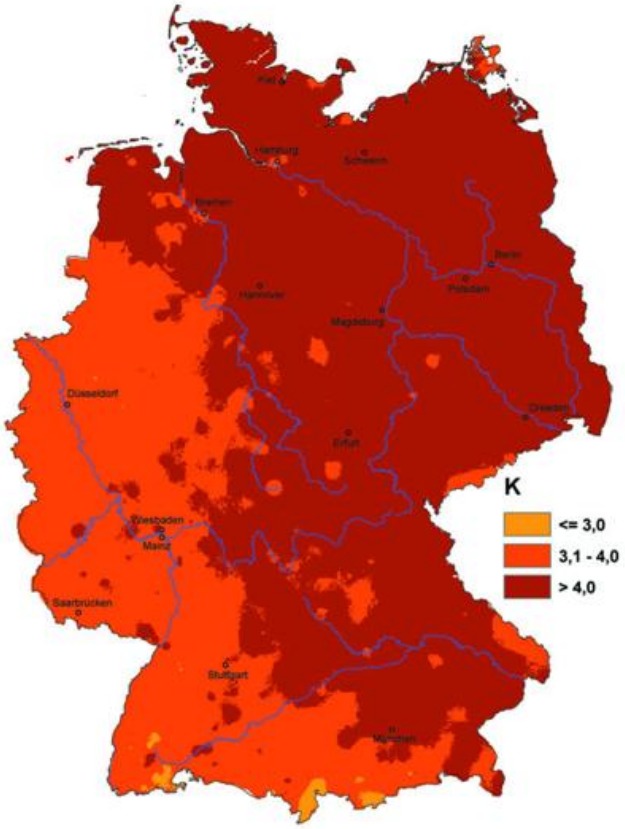


Abb. 22: Temperaturabweichung Winter 2007 vom vieljährigen Mittel 1961 - 1990

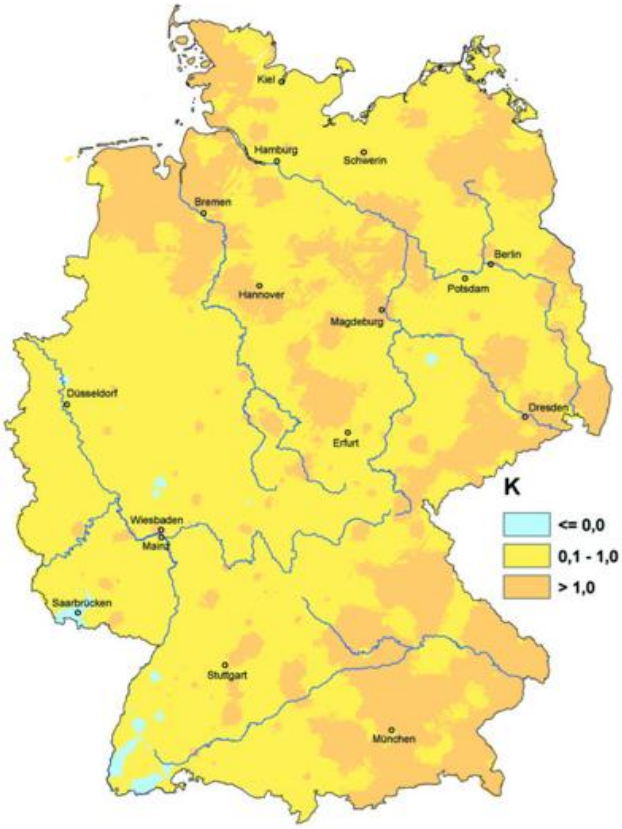


Abb. 23: Temperaturabweichung Sommer 2007 vom vieljährigen Mittel 1961 - 1990

Das milde Wetter brachte auch überdurchschnittliche Niederschläge und schwere Stürme, insbesondere den Orkan Kyrill, der am 18. und 19. Januar ganz Deutschland in Mitleidenschaft zog. Dabei kamen 13 Menschen ums Leben. Der Bahnverkehr kam zeitweise zum Erliegen, verschiedentlich wurde die Stromversorgung unterbrochen und es gab verbreitet Schäden an Gebäuden sowie großflächige Windbrüche in Waldgebieten.

Auch der **Februar** war sehr mild und niederschlagsreich, wenn auch nicht so extrem wie der Januar. Aber auch der gesamte klimatologische Winter (Dezember 2006 bis Februar 2007) war der wärmste seit 1901, wobei einzelne Stationen (u. a. Kiel, Düsseldorf und Geisenheim/Rheingau) nicht einen einzigen Eistag aufwiesen.

Der **März** war ebenfalls mild und sehr sonnenscheinreich. Es traten aber keine markanten Wärmeperioden auf, und die Höchstwerte des Monats lagen nur an wenigen Stationen knapp über 20 °C.

Der **April** war hingegen ein in vieler Hinsicht ungewöhnlicher Monat. Er war extrem warm und hatte in der zweiten Hälfte schon teilweise sommerlichen Charakter. So gab es in diesem Monat schon bis zu 14 Sommertage (Temperaturmaximum mindestens 25 °C). Im Gebietsmittel von Deutschlands war es der wärmste April der letzten 107 Jahre, wobei der bisherige Spitzenreiter, der April 1961, gleich um 0,9 Grad übertrumpft wurde. Dabei war der Monat extrem trocken. Im Gebietsmittel wurden nur 7 % der normalen Niederschlagsmenge registriert. An einzelnen Stationen gab es überhaupt keinen messbaren Niederschlag. Insgesamt war es der trockenste April seit 1893 und gleichzeitig der sonnenscheinreichste seit Mitte des 20. Jahrhunderts.
Durch die Kombination großer Wärme und Trockenheit traten verschiedentlich Probleme in der Landwirtschaft auf.

Auf den trockenen April folgte jedoch der regenreichste **Mai** seit Beginn des 20. Jahrhunderts, so dass insgesamt keine allzu großen Schäden in der Landwirtschaft auftraten. An vielen Stationen, insbesondere in Norddeutschland, wurde mehr als das doppelte der normalen Regenmenge registriert. Die Niederschläge fielen oft als sehr intensive konvektive Schauer und Gewitter, wobei es teilweise zu Überflutungen kam, insbesondere in Sachsen und Bayern in der Periode vom 25. bis 28. Mai. Bei weiteren Gewittern am 13. Mai traten bei Benburg-Hau (Kreis Kleve) und Kall-Sistig (Eifel) zwei relativ langlebige Tornados mit Schadspuren von 5 und 12 km auf.
Der Monat war mit einem plus von 2 Grad auch wieder sehr warm, brachte aber weniger Sommertage als der April.
Da alle drei Frühlingsmonate erheblich zu warm waren wurde der Frühling insgesamt der wärmste seit 1901 und lag deutlich vor dem bisher wärmsten Frühjahr 2000. Damit brachte nun schon die dritte Jahreszeit in Folge neue Rekorde der Durchschnittstemperatur im Gebietsmittel von Deutschland.
Wegen der extrem hohen Werte für die Sonnenscheindauer in den Vormonaten wurde der Frühling auch der sonnenscheinreichste seit Beginn der Gebietsmittelzeitreihe im Jahr 1951 (vor 1953).

Auch im Juni lag das Gebietsmittel der Durchschnittstemperatur wieder 2 Grad über dem Wert der Referenzreihe 1961-90. In diesem Monat war auch die Anzahl der Sommertage wieder größer als im langjährigen Mittel. Dabei fiel auch erneut mehr Niederschlag als im Bezugszeitraum.

Es gab einige weitere starke konvektive Perioden mit schweren Gewittern, die Schäden durch Sturm, Blitzschlag und Starkregen verursachten. Dabei traten erneut 3 Tornados auf (am 15. bei Westertimke nahe Bremen und in Wasserburg am Inn sowie am 23. in einem Vorort von Frankfurt a. M.). Am 26. und 27. Juni trat auch nochmals ein großräumiges Sturmtief (Uriah) auf, das insbesondere in Norddeutschland zu Sachschäden und Verkehrstörungen führte.

Der Juli war im Gebietsmittel von Deutschland sehr regenreich, und die Mitteltemperatur lag nur noch wenig über dem Wert der internationalen klimatologischen Referenzperiode 1961-90. Um den 16. Juni gab es jedoch eine markante Hitzewelle, wobei die Temperaturen an einzelnen Stationen in Ostdeutschland über 39 °C stiegen (Holzdorf (südlich von Berlin) 39,2 °C) und für einige Stationen neue Rekordtemperaturen für ihre gesamten Messreihen resultierten. Am 21. und 22. Juli traten erneut schwere Gewitter auf, die in Bayern und Thüringen zu Überflutungsschäden führten. Am 1. Juli wurde bei Wildeshausen (Niedersachsen) ein weiterer Tornado beobachtet.

Der **August** war im Gebietsmittel von Deutschland recht nass und durchschnittlich in Bezug auf Temperatur und Sonnenschein. In der Periode 6. – 12. August traten vor allem in Nordrhein-Westfalen Schäden durch Starkregen auf.

Der **September** war ganz im Gegensatz zum extrem warmen September des Vorjahrs im Gebietsmittel von Deutschland kühler, sonnenscheinärmer und erheblich regenreicher als im internationalen klimatologischen Referenzzeitraum 1961-90.
Am 27. und 28. September traten in Nordrhein-Westfalen am Nordrand der Mittelgebirge erneut Starkregen mit Überflutungen auf. In den Folgetagen verlagerten sich die Regenfälle nach Nordosten und führten insbesondere im Harz und an den von dort kommenden Flüssen zu Überschwemmungen. Am 17. September wurde bei Asperg (nördlich von Stuttgart) erneut ein Tornado beobachtet.

Auch im **Oktober** lagen die Mitteltemperaturen meist etwas unter dem Durchschnitt der internationalen klimatologischen Referenzperiode 1961-90. Im Gegensatz zum Vormonat war der Oktober in Deutschland aber sehr trocken und recht sonnenscheinreich.

Im **November** war es ebenfalls etwas kühler als im Bezugszeitraum. Der Monat war jedoch wieder niederschlagsreich und relativ arm an Sonnenschein.
Am 9. November gab es einen ersten großen Wintersturm (Orkan Tilo), der an der Nordsee zu einer starken Sturmflut führte. Abgesehen von Erosionsverlusten an Stränden und Dünen gab es aber keine größeren Schäden.

Im **Dezember** folgte auf einen milden Beginn eine zumindest in den Niederungen recht kalte zweite Monatshälfte. Insgesamt war es im größten Teil Deutschlands aber wieder etwas milder als im Mittel der internationalen klimatologischen Referenzperiode 1961-90. Nur im Südwesten und im Alpenraum blieben die Mitteltemperaturen teilweise etwas unter dem Durchschnitt des Bezugszeitraums.
Die Niederschläge lagen überwiegend unter dem langjährigen Mittel und die durchschnittliche Sonnenscheindauer wurde in den meisten Gebieten überschritten.

Klimatische Besonderheiten der deutschen Küstengebiete

Wie im Gebietsmittel von ganz Deutschland war das Jahr 2007 auch im deutschen Küstenbereich verbreitet das wärmste seit Beginn der regelmäßigen Aufzeichnungen.

Infolge der ungewöhnlich milden Witterung lagen auch die **Wassertemperaturen von Nord- und Ostsee** deutlich über dem vieljährigen Mittel. Im Januar waren die küstennahen Gewässerzonen mit 6 - 7 °C im Monatsmittel um 3 - 4 K zu warm. Nach Analysen des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie betrug die mittlere Wassertemperatur der gesamten Nordsee 8,3 °C. Sie lag damit um 1,7 K über dem Mittelwert und war die höchste seit Beginn der Zeitreihe im Jahr 1971. Das weit überdurchschnittliche Temperaturniveau hielt sich bis zum Juni. Die flacheren Küstenzonen waren durchweg um bis zu 2 K, im April um bis 3 K zu warm. Eis bildete sich in den Wintermonaten nicht. Ende Juni sorgte das Sturmtief URIAH für einen Temperatursturz im Ostseeraum. Kräftige Winde aus nördlichen Richtungen und Lufttemperaturen unter 15 °C ließen hier die küstennahen Gewässerzonen rapide abkühlen, womit sich die Wassertemperaturen nun wieder im Bereich der Mittelwerte bewegten. Mitte Juli bewirkte dann eine kurze Phase hochsommerlicher Witterung eine deutliche Erwärmung, bevor sehr windige Witterung Ende Juli die Temperaturen wieder absinken ließen. In Küstennähe lagen die Monatsmittel der Wassertemperatur im Juli im Bereich der vieljährigen Mittel, im August und September um bis zu 1 K darunter. Danach glichen sie sich wieder den Mittelwerten an. Im Dezember blieben die Gewässer wiederum eisfrei und die Wassertemperaturen lagen um bis zu 1 K über dem Durchschnitt.

Die **Windverhältnisse** an den Küsten waren durch zahlreiche Stürme geprägt. Im Januar fegte in einer überwiegend südwestlichen bis westlichen Strömung ein Sturmtief nach dem nächsten mit seinen Ausläufern über Norddeutschland hinweg. In der Deutschen Bucht erreichte der Wind zu fast einem Viertel der Zeit Sturmstärke. Die größten Schäden hinterließ der Orkan KYRILL, der Deutschland am 18. Januar mit Spitzenböen um 130 km/h im Küstengebiet überquerte.

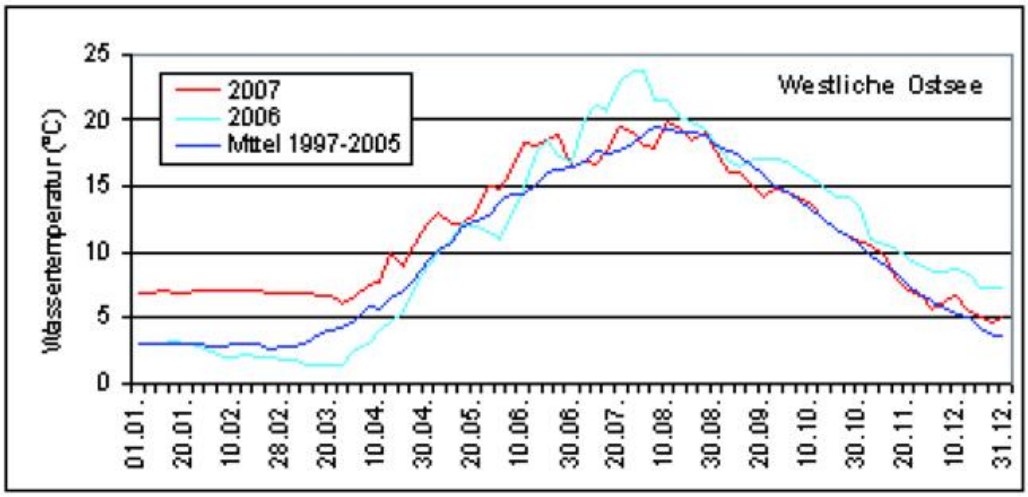


Abb. 24: Jahresgang der Wassertemperatur

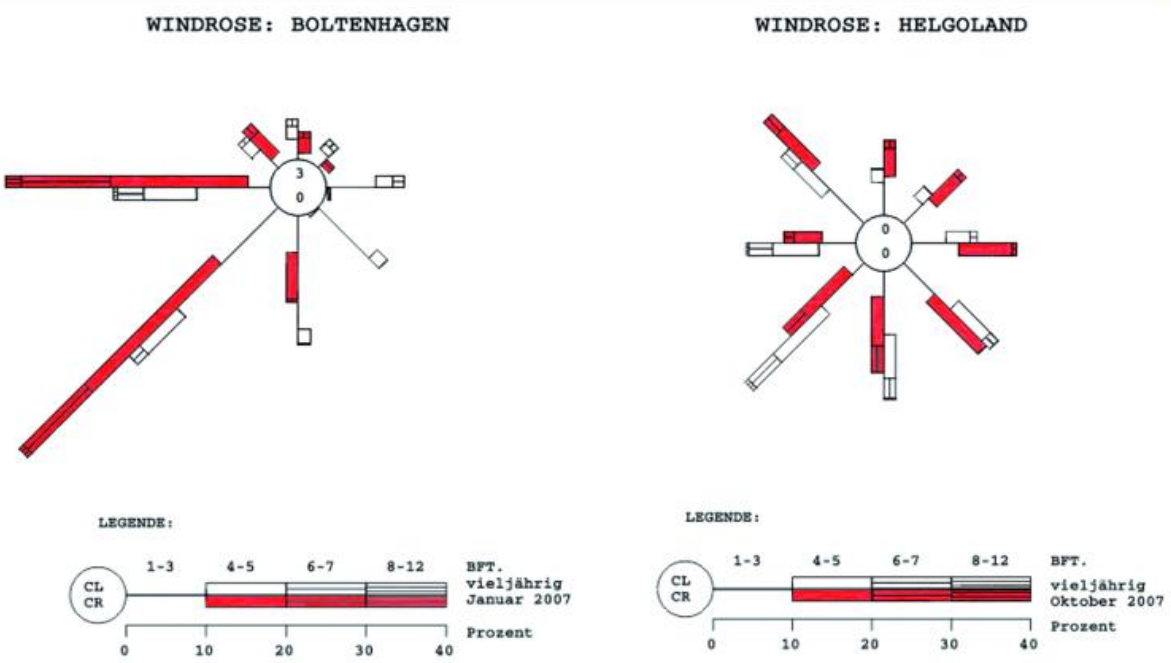


Abb. 25: Windverteilungen an der Station Boltenhagen im Januar und auf Helgoland im Oktober 2007 wie auch im Monatsmittel

Die winterliche Sturmsaison endete am 18. März mit dem Orkantief ORKUN, das sich nördlich von Schottland auf einen Kerndruck von 950 hPa vertiefte und Böen der Stärke 10, in exponierten Lagen auch 12 hervorrief. Eine gesonderte Beschreibung der Winterstürme ist dem Artikel ‚Die Winterstürme im Jahr 2007' zu entnehmen.
Im Frühling und Sommer erreichte der Wind in den Küstengebieten in Böen immer mal wieder Sturmstärke. Hervorzuheben ist das Sturmtief URIAH, das am 26. Juni vielfach schwere Sturmböen (entspricht Bft 10) am 27. auf Rügen sogar Böen bis Orkanstärke (entspricht Bft 12) hervorrief.
Nachdem der Oktober infolge einer lang anhaltenden Hochdruckperiode bei vorherrschend nördlichen bis östlichen Winden recht windschwach war, stellte sich im ersten Novemberdrittel die erste herbstliche Orkanlage ein. Sie war mit Tief TILO verbunden, das am 9. November für sehr hohen Wellengang in der Nordsee und eine schwere Sturmflut mit erheblichen Schäden und Sandabtragungen auf Helgoland und den Ostfriesischen Inseln sorgte. In der südlichen Nordsee erreichten die Wellen im Bereich der Forschungsplattform FINO 1 eine maximale Höhe von 17-18 m. Schon im Jahr zuvor, am 1. November 2006, waren dort – verursacht durch Orkantief BRITTA - Wellen von dieser Höhe aufgetreten und hatten, wie auch jetzt wieder, zu Schäden an der Forschungsplattform geführt.
Am 12. November traten an der Nordsee nochmals Böen bis Orkanstärke auf. Diese wurden durch Gewitter verursacht. Zu Beginn der 2. Dezemberdekade endete das sehr windige Wetter mit der Umstellung auf eine Hochdrucklage, mit der das Jahr überwiegend schwachwindig ausklang.

Die freie Atmosphäre

Den folgenden Ausführungen liegen die Radiosondenmessungen und Windpilotierungen an den Stationen des gemeinsamen Messnetzes des Deutschen Wetterdienstes und des Geoinformationsdienstes der Bundeswehr zugrunde. Es handelt sich um TEMP- bzw. PILOT-Meldungen, die über GTS empfangen wurden.

Zirkulation und Höhenwind

In den Abbildungen 26 und 27 sind für Schleswig und Stuttgart (als repräsentative Stationen für Nord- und Süddeutschland) die mittleren monatlichen Windvektoren dargestellt.
Im Januar und Februar 2007 wurde in den unteren Atmosphärenschichten eine schwache, insbesondere im Februar auch unbeständige, Westströmung beobachtet. Mit der Höhe drehte sie auf Nordwest, wurde kräftiger und beständig. März und April zeichneten sich durch recht unbeständige Strömungsverhältnisse aus. Die sommerliche Ostwindzirkulation in der Stratosphäre setzte im Mai ein, wurde aber erst im Juni beständig. Ab September drehte die Strömung in der Stratosphäre wieder auf West. In der Troposphäre herrschte bis Ende des Jahres eine nordwestliche Strömung vor, die aber eher unbeständig blieb.

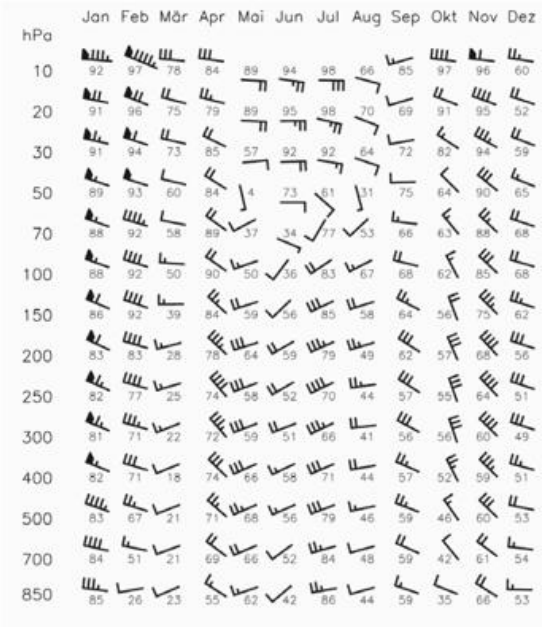


Abb. 26: Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Schleswig 2007



Abb. 27: Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Stuttgart 2007

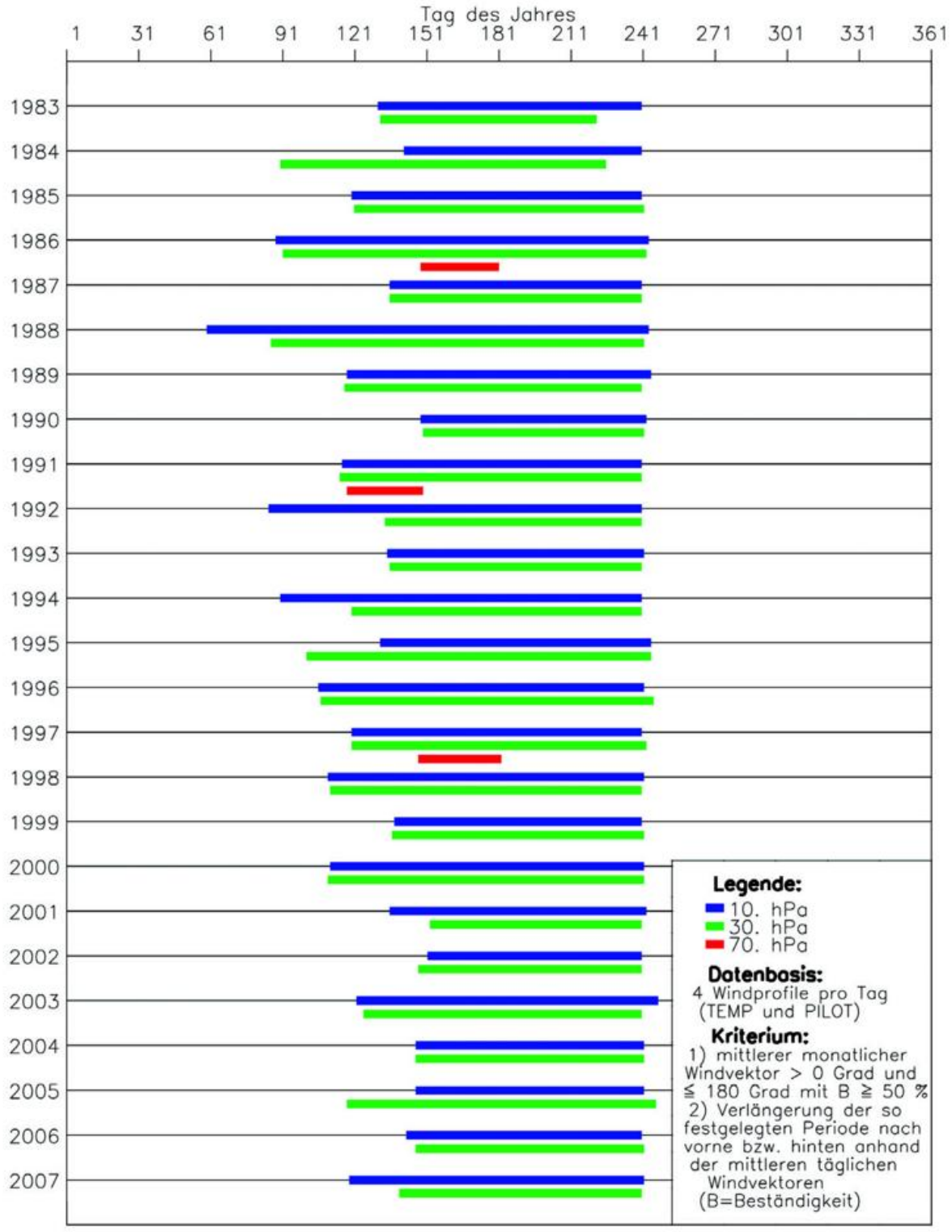


Abb. 28: Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre, Stuttgart 1983-2007

Tab.1: Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre an 11 Radiosondenstationen für das Jahr 2007 (Datenbasis: Monatsmittelwerte und Tagesmittelwerte aus 2 bis 4 Windprofilen pro Tag, manuell korrigierte Werte mit * gekennzeichnet.)

Station	Druckfläche (hPa)	Beginn (Tag)	Ende (Tag)	Dauer (Tage)
SCHLESWIG (WST)	20	119	243	125
	50	147	213	67
GREIFSWALD (WST)	20	120	243	124
	50	147	212	66
EMDEN (WST/AE)	20	119	243	125
	50	146	213	68
BERGEN (BW)	20	120	243	124
	50	149	224	76
LINDENBERG (OBS)	20	120	243	124
	50	146	223	78
ESSEN-BREDENEY (AWST)	20	119	243	125
	50	148	212	65
MEININGEN (WST)	20	120	243	124
	50	148	213	66
IDAR-OBERSTEIN (BW)	20	140	243	104
	50	141	224	84
STUTTGART(SCHNAR.AWST)	20	138	243	106
	50	146	227	82
KUEMMERSBRUCK (BW)	20	139	243	105
	50	146	224	79
OBERSCHLEISSHEIM	20	141	243	103
	50	141	223	83

Sommerliche Ostwindperioden

Abbildung 28 zeigt die Folge der sommerlichen Ostwindperioden für drei Druckflächen über Stuttgart von 1983 bis 2007. Die stratosphärische Ostwindzirkulation setzte 2007 in 30 hPa Ende Mai ein und blieb, wie auch 2006, bis Ende August recht beständig. In 10 hPa setzte die Ostwindzirkulation ein paar Tage früher ein, zeichnete sich aber erst im Juni durch Beständigkeit aus. Ähnlich kurze Perioden in 30 hPa gab es in den Jahren 2004, 2002 und 1990. Ein fast identisches Bild bzgl. der Ostwindperioden in 30 hPa und in 10 hPa zeigt sich im Jahr 2001.
In Tabelle 1 sind Anfang und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre für die Druckflächen 20 hPa und 50 hPa für 11 Radiosondenstationen zusammengefasst. Der Beginn der stratosphärischen Ostwindzirkulation in 20 hPa wurde an den Stationen Idar-Oberstein, Stuttgart, Kümmersbruck und Oberschleißheim um den 18. Mai herum datiert. Damit setzte diese Zirkulation 2007 an diesen Stationen etwas, an den anderen Stationen (Beginn Ende April) deutlich früher ein als im Vorjahr. In 50 hPa setzt die sommerliche Ostwindzirkulation an allen Stationen in der zweiten Maihälfte ein. Alle Stationen weisen wie schon 2006 relativ kurze Perioden der sommerlichen Ostwindzirkulation auf. An keiner Station wurde in 50 hPa eine Zeitspanne von über 100 Tagen beobachtet. Ebenfalls wurde an keiner Station eine sommerliche Ostwindzirkulation in 70 hPa registriert.

Lufttemperatur

Monatsmittelwerte der Lufttemperatur

In Abbildung 29 sind die Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2007 gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990 im Mittel über 7 Radiosondenstationen in 500 hPa und in 50 hPa dargestellt. Betrachtet werden die vier Jahreszeiten seit 1968. Die höchsten positiven Temperaturabweichungen wurden in der Troposphäre für den Winter und den Frühling berechnet. Damit spiegeln die 500-hPa-Kurven sehr gut die Witterungsverhältnisse 2007 in den einzelnen Jahreszeiten wider. Auf einen milden Winter folgte ein warmes Frühjahr, dafür blieben Sommer und Herbst zu kalt. Die Stratosphäre war, wie auch schon in den Vorjahren, in allen Jahreszeiten zu kühl. Die negative Abweichung der Temperatur in 50 hPa war 2007 besonders auffällig im Winter.

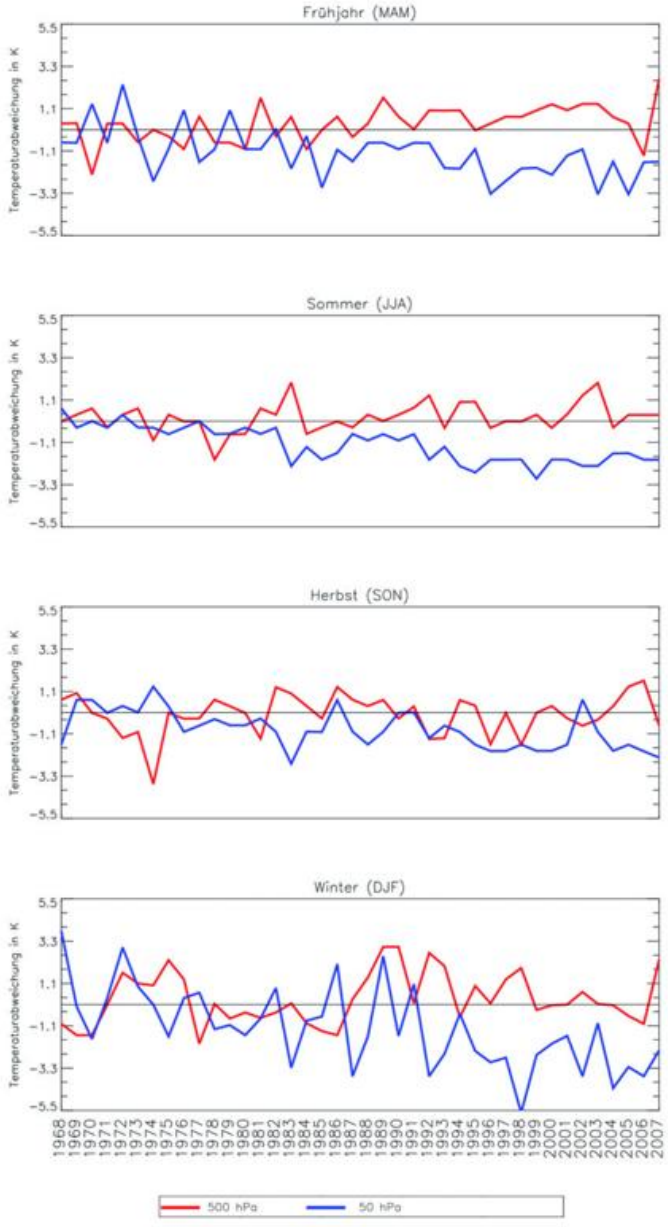


Abb. 29: Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2007 vom Referenzzeitraum 1961-1990 für Jahreszeiten in 500 hPa und 50 hPa (Mittelwerte über 7 Stationen)

Temperaturminima in der Stratosphäre

Anfang Januar wurden an fast allen Stationen stratosphärische Temperaturminima von –80° C bis –85° C in einer Höhe zwischen etwa 20 und 25 km gemessen (extreme Werte über Essen: –85° C, Greifswald: –84° C und Meiningen -85° C). Die Ausnahme bildete Oberschleißheim, wo im Winter 2007 bei keinem Radiosondenaufstieg Temperaturen von -80 °C oder niedriger registriert wurden. Die Temperaturminima, die an einigen Stationen nochmals Ende Februar aufgezeichnet wurden, gingen einher mit einer Abnahme des stratosphärischen Ozons (s. Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 116, 3. Mai 2007). Tabelle 2 gibt eine Zusammenfassung der extremen stratosphärischen Temperaturminima 2007.

Tab. 2: Extreme Temperaturminima in der Stratosphäre nach Radiosondenmessungen 2007

Station	Monat	Tag	Termin	Temperatur (C°)	Geopotential (gpm)
	Jan	2	0	-82	26509
	Jan	2	12	-82	28050
	Feb	23	12	-81	25712
SCHLESWIG (WST)	Nov	30	0	-82	23763
	Nov	29	12	-82	27396
	Dez	21	0	-82	25081
	Dez	20	12	-83	24657
	Jan	26	0	-83	22798
	Jan	1	12	-84	27286
	Feb	24	12	-81	24325
GREIFSWALD (WST)	Nov	30	0	-81	24480
	Nov	29	12	-81	25282
	Dez	21	0	-83	24601
	Dez	21	12	-83	24772
	Jan	2	0	-81	25617
	Jan	2	12	-82	29410
EMDEN-KOENIGSPOLDER (BW)	Nov	30	0	-80	23343
	Nov	28	12	-82	28121
	Dez	21	0	-82	23676
	Dez	20	12	-81	27994
	Jan	2	12	-83	28916
	Feb	24	12	-81	25856
BERGEN (BW)	Nov	29	0	-81	25740
	Nov	29	12	-82	25899
	Dez	20	0	-80	26726
	Dez	21	12	-80	25231
	Jan	3	0	-80	30210
	Jan	2	12	-83	27688
LINDENBERG (OBS)	Nov	29	12	-81	26537
	Dez	21	0	-81	24823
	Dez	21	12	-81	26084
	Jan	2	0	-83	27761
ESSEN-BREDENEY (AWST)	Jan	2	12	-85	29790
	Dez	1	12	-80	25181
	Jan	2	0	-85	31002
MEININGEN (WEWA)	Jan	1	12	-83	26499
	Nov	30	12	-80	24432
	Dez	1	12	-80	22884
IDAR-OBERSTEIN (BW)	Jan	2	0	-80	26002
	Jan	2	12	-82	30935
STUTTGART (SCHNAR. AWST)	Jan	2	12	-82	29186
KUEMMERSBRUCK	Jan	2	0	-81	27058
	Jan	2	12	-81	28273

Die Verteilung der Wetterlagen

Im Folgenden wird die Häufigkeit der 2007 aufgetretenen Wetterlagen beschrieben:

Die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD beruht auf numerischen Kriterien, die auf jede meteorologische Situation über Mitteleuropa angewendet werden können. Die Klassifizierung wird einmal täglich um 12 UTC durchgeführt und das Ergebnis als die Wetterlage betrachtet, die für den ganzen Tag gültig ist. Die Datengrundlage liefert das operationelle Wetteranalyse- und Vorhersagesystem des DWD. Kriterien für die Einteilung der Wetterlagenklassen sind die Zirkulationsformen der Atmosphäre (Zyklonalität) in 950 und 500 hPa, die großräumige Anströmrichtung in 700 hPa und der Feuchtegehalt der Troposphäre. Dadurch ergeben sich 40 verschiedene Wetterlagenklassen.

Die Klasseneinteilung erfolgt nach folgendem Schema:

Jede Wetterlagenklasse wird mit einer fünfstelligen Buchstabenkennung abgekürzt, und zwar in folgender Anordnung:

aa z_{950} z_{500} f mit:

aa =:	**Anströmrichtung:**	**XX = keine vorherrschende Richtung, NO = Nordost, SO = Südost, SW = Südwest, NW = Nordwest;**
z_{950} z_{500} =:	**Zyklonalität in 950 bzw. 500 hPa:**	**Z = zyklonal, A = antizyklonal;**
f =:	**Feuchte**	**F = feucht, T = trocken.**

Beispiel:
NOAZT = Nordost, antizyklonal in 950 hPa, zyklonal in 500 hPa, trocken.

Häufigkeit der Wetterlagenklassen 2007

Folgende Wetterlagen sind im Jahr 2007 aufgetreten (in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit):

Rang	Wetterlage	Anzahl	in %
1	NWAAT	43	11.78
2	SWAAF	39	10.68
3	NWAZT	31	8.49
4	SWZAF	27	7.40
5	NWAAF	23	6.30
6	NOAAT	20	5.48
7	XXAAT	18	4.93
8	SWZZF	18	4.93
9	SWAZF	14	3.84
10	SWAZT	13	3.56
11	SWAAT	12	3.29
12	NOAZT	11	3.01
13	XXAAF	9	2.47
14	XXZZT	8	2.19
15	NWZZT	7	1.92
16	XXAZT	6	1.64
17	XXZZF	6	1.64
18	SOZZF	6	1.64

Rang	Wetterlage	Anzahl	in %
19	SOAAT	5	1.37
20	SOZAF	5	1.37
21	SWZZT	5	1.37
22	XXAZF	4	1.10
23	NWAZF	4	1.10
24	XXZAT	4	1.10
25	SOZAT	4	1.10
26	SOZZT	4	1.10
27	NWZZF	4	1.10
28	XXZAF	3	0.82
29	NOZZT	3	0.82
30	NOAAF	2	0.55
31	SOAZT	2	0.55
32	SWZAT	2	0.55
33	NOAZF	1	0.27
34	SOAZF	1	0.27
35	NOZZF	1	0.27

Die Wetterlagenklassen SOAAF, NOZAT, NWZAT, NOZAF und NWAZF sind im Jahr 2007 nicht vorgekommen.
Besonders häufig trat in diesem Jahr die hochreichend antizyklonale, trockene Nordwestlage NWAAT auf. Auch die antizyklonale Südwestlage SWAAF und die antizyklonale Nordostlage NOAAT waren häufiger vertreten als im langjährigen Mittel. Demgegenüber wurde die hochreichend antizyklonale, feuchte Nordwestlage NWAAF deutlich weniger häufig beobachtet als im Mittel. Die 6 Lagen NWAAT, SWAAF, NWAZT, SWZAF, NWAAF und NOAAT stellten zusammen 50 % aller Lagen dar.

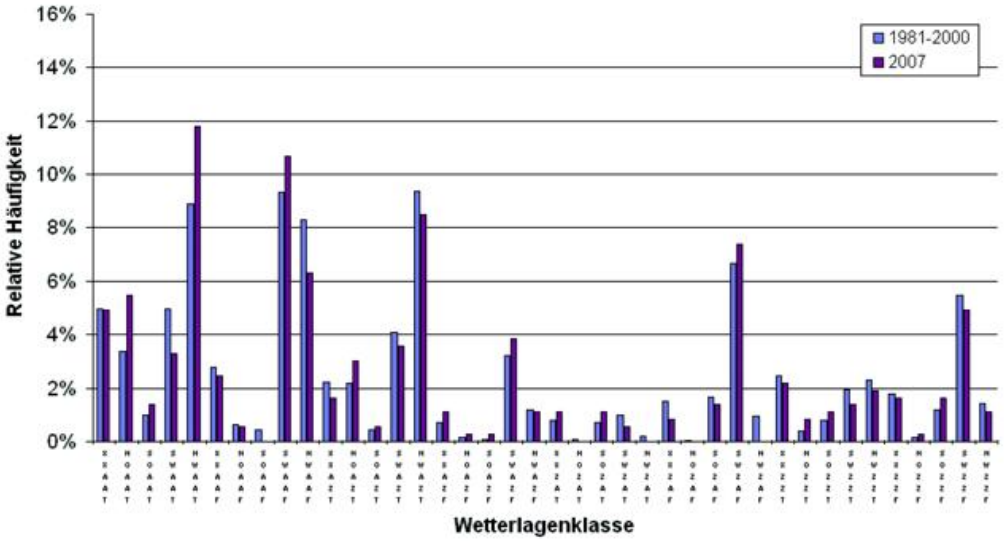


Abb. 30: Relative Häufigkeitsverteilung der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2007 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

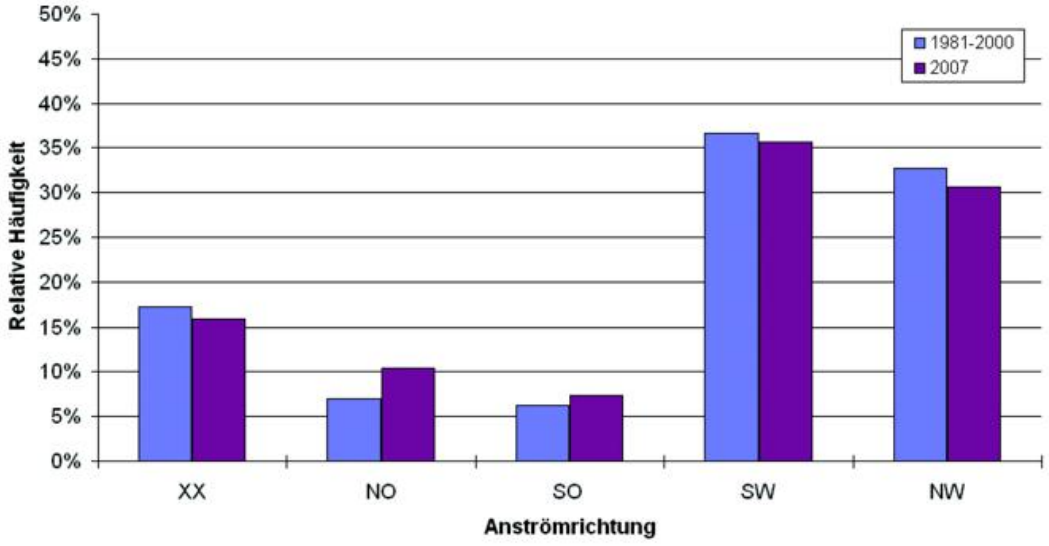


Abb. 31: Relative Häufigkeitsverteilung der objektiven Wetterlagenklassen 2007 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

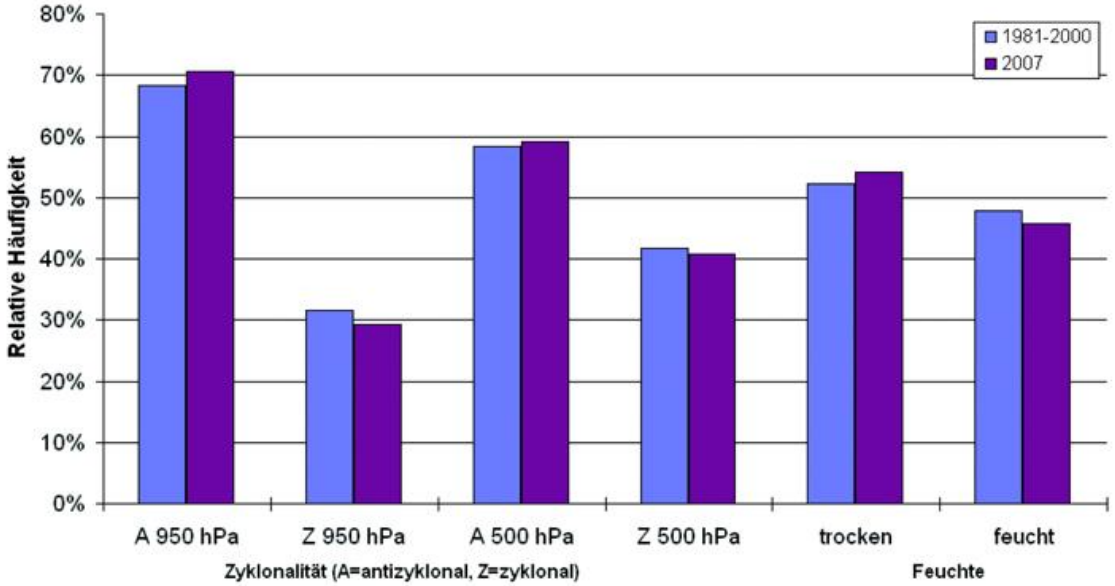


Abb. 32: Relative Häufigkeitsverteilung der Zyklonalitäts- und Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2007 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

Häufigkeit von Wetterlagengruppen 2007

Bei den Häufigkeiten der Wetterlagengruppen (Abb. 30 und 31) ist festzustellen, dass die Lagen mit Westkomponente zugunsten aller anderen Anströmrichtungen schwächer vertreten waren als im Referenzzeitraum 1981-2000. Insbesondere die Nordostlagen waren in diesem Jahr häufiger als im Bezugszeitraum. Den größten Anteil hatten aber dennoch wie üblich die Südwestlagen.
Die Zyklonalität der Lagen in 950 hPa und in 500 hPa entsprach weitgehend dem langjährigen Mittel. Die feuchten Lagen traten etwas seltener auf als im Bezugszeitraum.

Tab. 3: Monatliche Häufigkeiten (in Tagen) für die Anströmrichtungen (XX, NO, SO, SW, NW), die Zyklonalität (A=antizyklonal, Z=zyklonal) in 950 und 500 hPa und die Feuchteklassen (feucht und trokken) im Jahr 2007. Zum Vergleich die Deutschlandflächenmittel-Anomalien der Monatsmitteltemperatur (positive Zahlen: warm, negative: kalt) und die monatliche Niederschlagssumme (in %) als Prozentsatz des Klimamittels 1961-1990.

WLK/Monat	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	*Jahr*
XX	2	4	6	7	9	4	0	7	3	9	2	5	58
NO	2	2	4	4	1	2	0	0	3	8	5	7	38
SO	0	0	5	5	1	5	0	3	1	3	1	3	27
SW	11	15	6	0	15	18	23	11	9	7	6	9	130
NW	16	7	10	14	5	1	8	10	14	4	16	7	112
A 950 hPa	27	13	18	23	17	14	26	22	23	26	22	27	258
Z 950 hPa	4	15	13	7	14	16	5	9	7	5	8	4	107
A 500 hPa	22	16	14	27	19	16	15	15	17	20	19	16	216
Z 500 hPa	9	12	17	3	12	14	16	16	13	11	11	15	149
trocken	12	11	23	23	13	5	13	13	24	22	17	22	198
feucht	19	17	8	7	18	25	18	18	6	9	13	9	167
Temperatur	5.2	3.6	2.7	4.1	2.0	2.0	0.3	0.3	-0.7	-0.7	-0.4	0.8	1.6
Niederschlag	159	149	110	7	179	124	151	122	156	46	122	83	119

Jahresverlauf der Wetterlagen und Zusammenhang mit Temperatur/Niederschlag

- Anströmrichtung

Südwestlagen traten im Februar sowie von Mai bis Juli recht häufig auf, während sie im April völlig fehlten. Dagegen waren Nordwestlagen im Januar und April sowie im September und November relativ häufig und traten im Juni und Oktober besonders selten auf. Die Häufigkeit der Lagen mit Ostkomponente war im März und April sowie im Oktober und Dezember recht hoch. Das Auftreten von Lagen mit uneinheitlicher Anströmrichtung schwankte von Monat zu Monat recht stark, ohne dass sich jedoch ein deutlicher Jahresgang erkennen ließe.

- Zyklonalität

In 950 hPa waren im Februar und Juni zyklonale Lagen häufiger als antizyklonale. Sonst dominierten die antizyklonalen Lagen. Besonders groß war der Überschuss antizyklonaler Lagen im Januar und April sowie in der gesamten zweiten Jahreshälfte. In 500 hPa waren die antizyklonalen Lagen in 9 Monaten vorherrschend, wobei sich der extrem trockene und warme April besonders hervorhebt. Zyklonale Lagen dominierten im März und hatten auch im Juli und August eine knappe Mehrheit.

- Feuchte

Im März und April sowie ab September herrschten trockene Lagen vor, während im Januar und Februar sowie von Mai bis August überwiegend feuchte Lagen auftraten. Dies ist jedoch nur bedingt mit dem Niederschlag korreliert. Vielmehr spiegelt der Feuchtegehalt der Luftmasse oft nur die Temperaturverhältnisse wider, da kalte Luft einen niedrigeren Sättigungsdampfdruck besitzt als eine warme Luftmasse. So treten im feuchtkühlen September mehr trockene Luftmassen auf als im extrem trockenen und warmen April.

Ein klarer Zusammenhang zwischen diesen Witterungsanomalien und den vorherrschenden Wetterlagen lässt sich nur in Einzelfällen feststellen, da Zyklonalität, Anströmrichtung und Feuchte oft gegensätzliche Tendenzen hervorbringen.

Langzeittrends 1980-2007

Bei der Anströmrichtung (Abb. 33) wurden die Trends zu einer Abnahme der Nordwestlagen und zu einer langfristigen Zunahme der Nordostlagen gestärkt.
Bei den Feuchteklassen (Abb. 34) ist die langfristige Zunahme der feuchten Lagen weiterhin vorhanden, wurde aber nicht bestätigt.
Bei der Zyklonalität (Abb. 35 und 36) ist weiterhin nur in 500 hPa ein schwacher Trend zu einer Zunahme antizyklonaler Lagen erkennbar, während in 950 hPa keine langfristigen Tendenzen feststellbar sind.

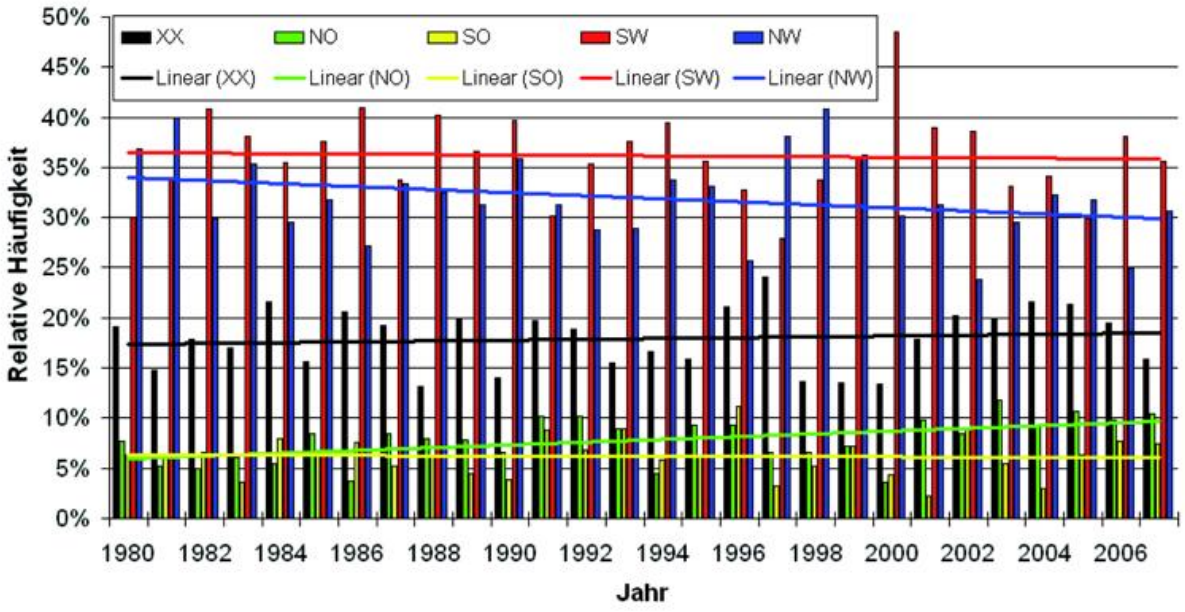


Abb. 33: Langzeittrends der Häufigkeit der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2007.

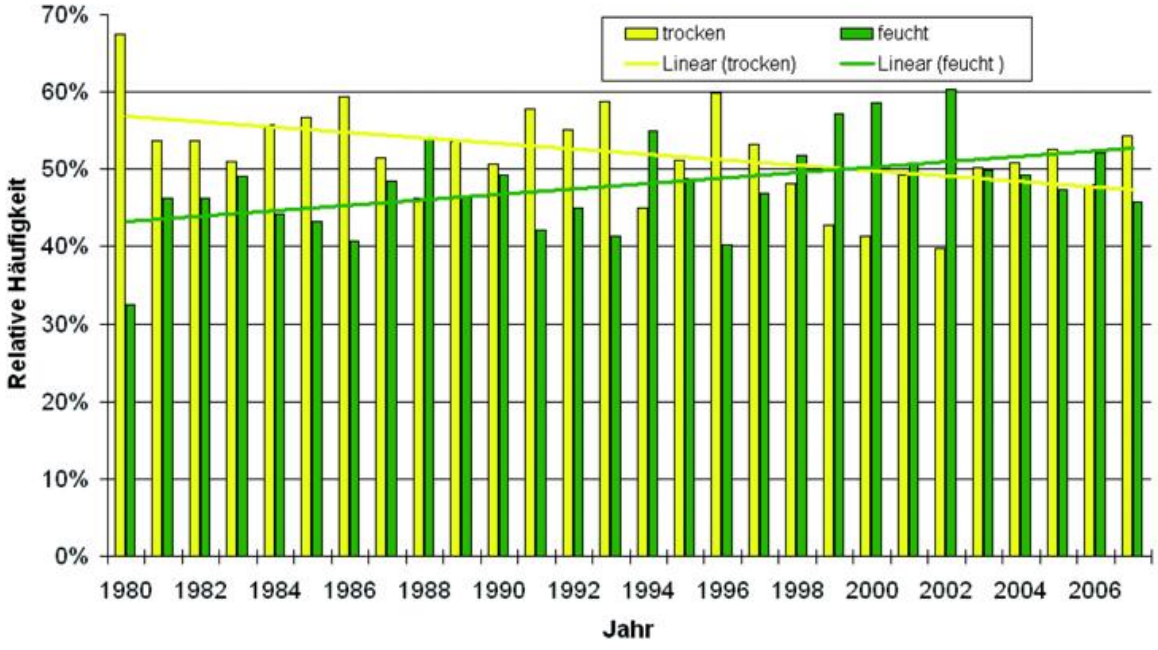


Abb. 34: Langzeittrends der Häufigkeit der Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2007.

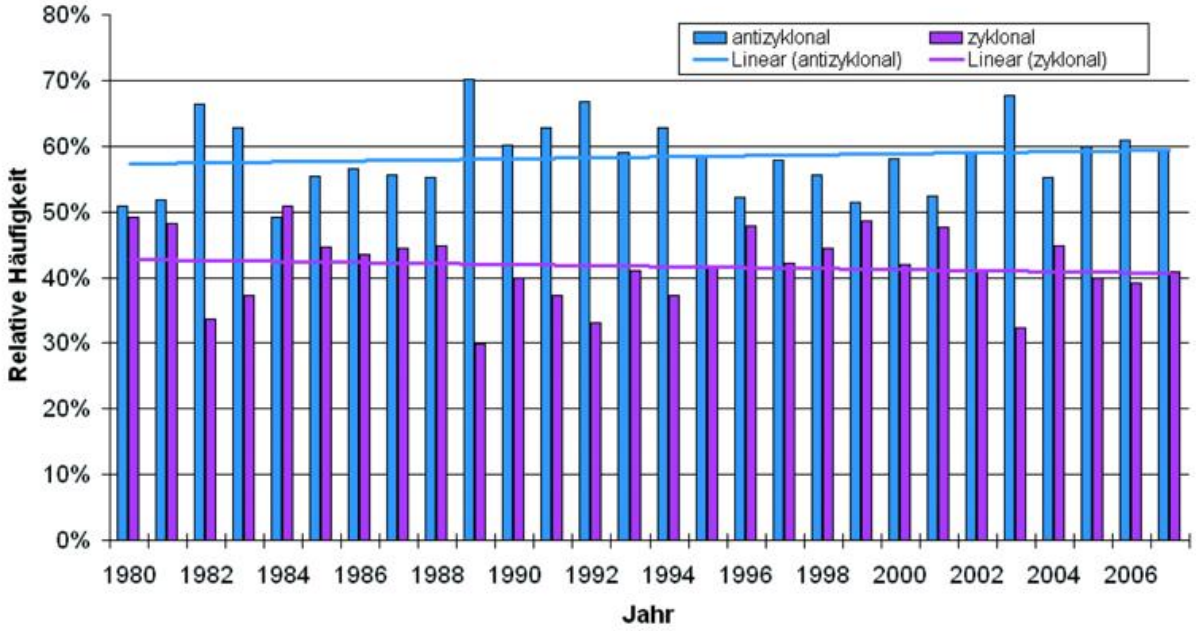


Abb. 35: Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 500 hPa der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2007.

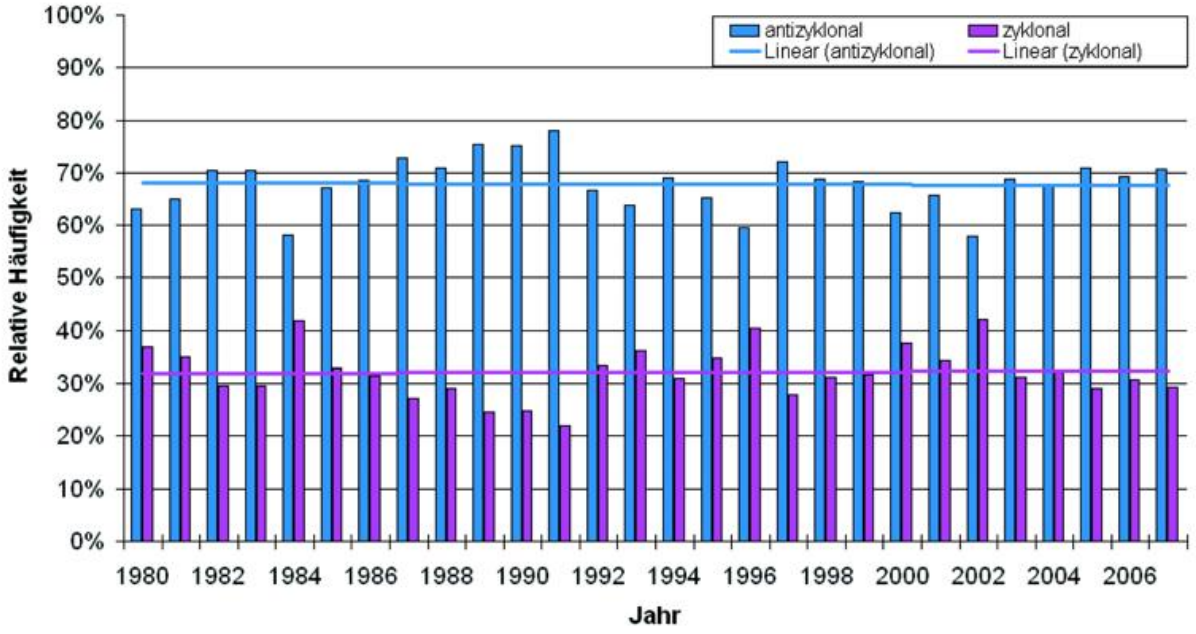
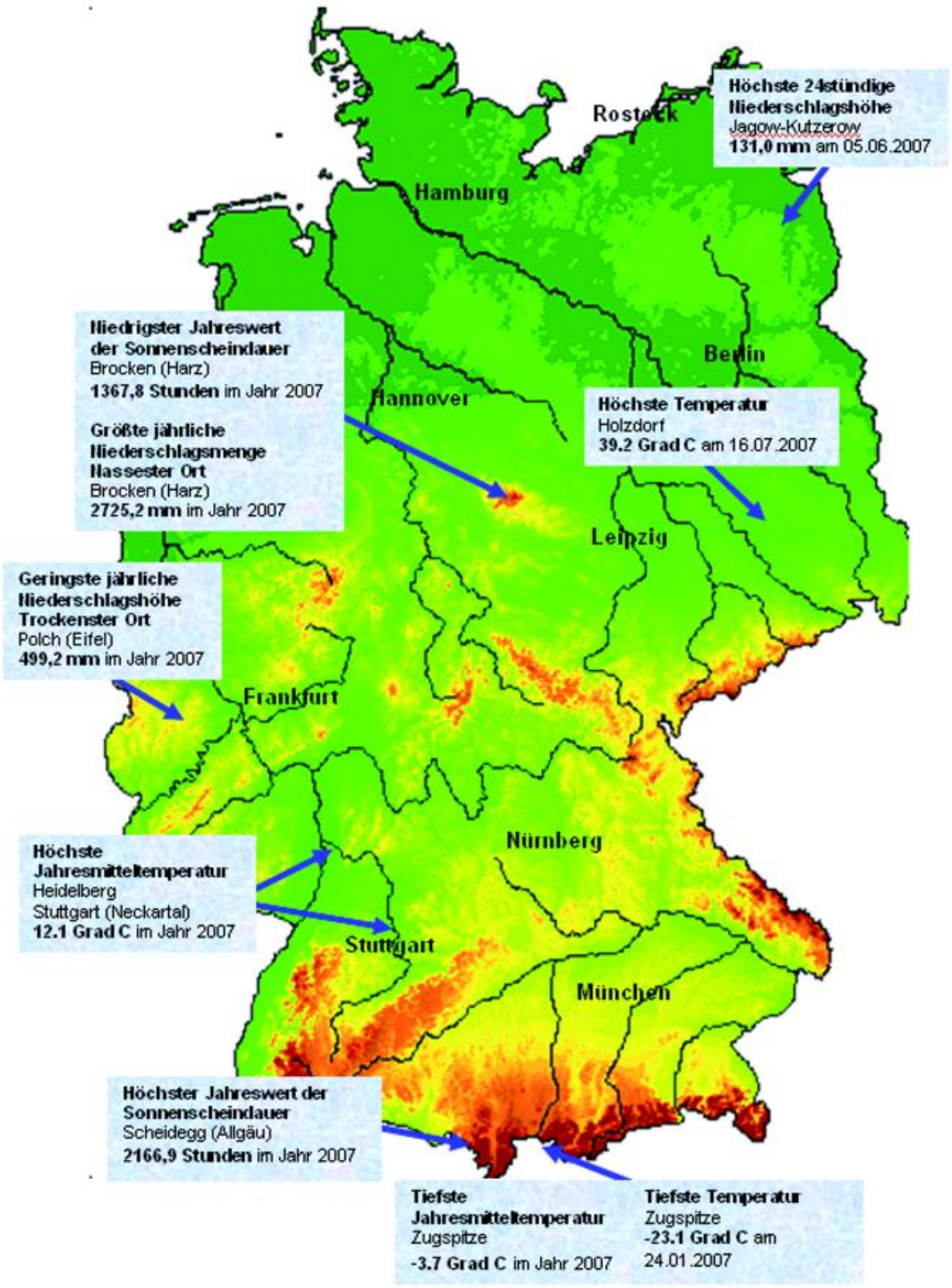


Abb. 36: Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 950 hPa der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2007.

Extremwertkarte



Die eingetragenen Extremwerte beruhen auf den Messungen der Beobachtungsstationen des DWD. Im Einzelfall können noch stärkere Extreme aufgetreten sein, die von den Messstellen nicht erfasst wurden (s.a. “Die Witterung in Deutschland”). Die Angaben in der Extremwertkarte beruhen auf der Auswertung aller Daten der ca. 600 Klima- und 2000 Niederschlagsstationen des DWD.

Die agrarmeteorologische Situation im Jahr 2007

F. - J. Löpmeier, W. Trampf

Schlagzeile

Nach einem extrem milden Winter und extrem trockenen April folgte ein zu feuchter Sommer.

Das Vegetationsjahr 2007 wurde geprägt durch den extrem milden Winter 2006/2007 und die extreme Dürre im April. An vielen Standorten erwiesen sich ab September 2006 bis zu 15 Monate aufeinanderfolgend als zu warm. Die meteorologischen Bedingungen des Winters entsprachen etwa den Verhältnissen, wie sie nach den Klimaszenarien ca. 2050 und Folgezeit zu erwarten sind. Insofern können die Bedingungen als ein großes Freilandexperiment bezeichnet und die Auswirkungen auf die Landwirtschaft und Natur studiert werden. Hoher Virusbefall, starke Insektenpopulation, aber auch Mäuseplage sind die Stichworte. Der Mai und die Folgemonate sorgten jedoch überwiegend für einen Ausgleich der Bodenfeuchte. Beregnungen waren 2007 in der Regel nicht notwendig, allerdings waren auch die Heu- und Silageaufbereitung nicht ganz unproblematisch.

Schleswig-Holstein, Hamburg, Bremen, Niedersachsen und Mecklenburg

Mit einer Abweichung von über 4 K (Schlewig-Holstein +4.7 K, Mecklenburg-Vorpommern +5.0 K, Niedersachsen. +4.6 K) im Januar und +2 bis +3 K im Februar setzte sich die Reihe deutlich zu warmer Monate in Norddeutschland fort. An Niederschlag fiel nahezu im ganzen Norden im Januar mehr als die doppelte Menge und im Februar ca. 150 % des langjährigen Solls. Damit bewegten sich die Temperaturen und Niederschläge in dem Bereich, der von den Klimamodellen für den Zeitraum 2050 bis 2100 prognostiziert wird.
Die Haselnussblüte wurde vielerorts schon im Dezember 2006 beobachtet. Viele Wintergerstenbestände wiesen gelbe Nester durch den Gelbverzwergungsvirus auf und mussten später umgebrochen werden, und auch Ende Februar gab es noch einen kleinen Prozentsatz lebender Blattläuse. Zwischenfrüchte standen 2007 noch lange in grünem Zustand.
Nach einem ebenfalls deutlich zu warmen März, der auch zahlreiche phänologische Extremwerte zu verzeichnen hatte, schlug dann der April alle Rekorde. Mit im Schnitt um +3 K zu warmen Bedingungen und nur ca. 10 % des Niederschlagssolls bei gleichzeitigen Verdunstungswerten, die 150 % des langjährigen Mittelwertes ausmachten, stellten sich Dürrebedingungen ein, die insbesondere bei Wintergetreide auf leichten Standorten zu Wasserstress führten und auch die Keimung der frisch gedrillten Kulturen nicht zuließ. Der Mais lag wochenlang ohne Reaktionen im Boden. Vielerorts kam Katastrophenstimmung auf, das Thema Klimaänderungen wurde von Tag zu Tag aktueller und die EU lockerte aufgrund der Witterungsbedingungen einige Auflagen. Die Obstblüte setzte 2-3 Wochen früher ein als normal. Auch noch zu warm, aber mit Niederschlägen zwischen 150 und 200 %, sorgte der Mai für eine

Entspannung bei der Bodenfeuchtesituation. Die Kraut- und Knollenfäule in Kartoffeln entwickelte sich Ende Mai jedoch früh und schnell, und auch im Juni waren die Bedingungen für die Ausbreitung der Krankheit günstig, und die Landwirte hatten zum Teil Probleme die wöchentlichen Anschlussspritzungen zwischen den Regenzeiten zu platzieren.
Mit einer Abweichung von etwa +1.5 K war der Juni im Norden der 10. und letzte Monat hintereinander mit einer deutlich positiven Temperaturabweichung und mit 200 % Niederschlag in Schleswig-Holstein und etwa 125 % in Niedersachsen waren nahezu alle Feldfrüchte gut mit Wasser versorgt.
Der Juli blieb in Norddeutschland nach langer Zeit mit seiner Mitteltemperatur erstmalig knapp unter dem langjährigen Durchschnitt. Die häufigen Niederschläge in der ersten Monatshälfte behinderten die Ernte von Silage, Heu, Getreide und Raps. Mit einigen Tagen Mähdruschwetter ab Mitte Juli entspannte sich die Lage etwas, zumal der Ausfall von Getreide und Rapskörnern allmählich kritisch zu werden drohte. In Kartoffeln setzte sich der Druck durch Krautfäule fort. Verbreitet wurde von Mindererträgen im Getreide (mit regionalen und/oder sortenbedingten Ausnahmen) berichtet, wobei über die Ursachen viel spekuliert wurde (zu milder Winter, Spätfröste, Trockenheit im April, Virusbefall etc). Im Alten Land begann die Ernte der frühen Apfelsorten Ende Juli so früh wie noch nie!
Auch im August ergaben sich durch die Niederschläge Behinderungen bei den Feldarbeiten, insbesondere bei der Silage- und Heubereitung. In Schleswig-Holstein waren zeitweise Äcker und Grünland nicht befahrbar und die Rapsbestellung fand oft verzögert statt. Zusatzberegnungen waren nicht nötig und es war eine schwierige Heusaison, die oft noch bis in den September verlängert werden musste.
Der Monat September schloss mit annähernd normalen Mitteltemperaturen ab. Die Aussaat von Wintergerste war regional durch Bodennässe zeitweise behindert. Die Saatbettbereitung von Winterraps lief meist problemlos ab und war nur auf schwereren Böden zeitweise eingeschränkt. Das Auflaufen war dann pünktlich, gefördert durch ausreichende Bodentemperaturen und die Feuchtigkeit. Es gab Ernteverzögerungen bei Kartoffeln durch die Bodennässe. Geringere Schalenfestigkeit und noch nicht physiologisch ausgereifte Knollen traten insbesondere in Mecklenburg-Vorpommern wegen der Nässe auf. Ein erhöhter Anteil grüner Knollen entstand durch abgeschwemmte Erde von den Dämmen.
Der Oktober war etwas zu kühl und relativ trocken. Trotzdem war die Befahrbarkeit der Böden nicht immer gegeben. Daraus resultierten vor allem Verzögerungen bei der Zuckerrüben-, Mais- und Kartoffelernte. Auch die Saatbettbereitung und Aussaat von Winterweizen wurde behindert. Wachstum und Entwicklung von Winterraps, Wintergerste und Roggen verlief meist ohne Probleme.
Der November gestaltete sich besonders in der zweiten Hälfte ansatzweise winterlich. Niederschläge sorgten weiter für Behinderungen bei Arbeiten auf schwereren Böden. Einige Schläge mit Silomais oder Zuckerrüben konnten immer noch nicht geerntet werden. Der gesamte meteorologische Herbst war durch ungewöhnlich hohe Sickerwasserraten geprägt, mit Ausnahme der Rübenbestände. Die gut aufgewachsenen Winterungen wurden temperaturbedingt in ihrer Entwicklung gebremst und konnten erste Kälteresistenz aufbauen. Stärkere Fröste blieben jedoch aus.
Nach der ersten Dezemberdekade setzte Vegetationsruhe ein und längere, aber leichte Fröste traten auf, ohne dass sich eine dauerhafte Schneedecke bildete. Regional drang der Frost bis unter 10 cm in den Boden ein. Die Sickerwasservorgänge im Unterboden gingen insbesondere bei schwereren Böden weiter. 2007 war durch

die sehr warmen ersten Monate insgesamt eines der wärmsten Jahre und ein in der Summe recht nasses Jahr.

Brandenburg, Berlin, Sachsen-Anhalt, Thüringen und Sachsen

Der Januar erwies sich als stürmisch und mild. In einigen Wäldern reiften an sonnigen Stellen Heidelbeeren. Die milde Witterung hatte aber auch zur Folge, dass stellenweise Wiesenknaulgras, Löwenzahn, Akelei, Lavendel, Mädchenauge, Gänseblümchen und diverse Gehölze wie Haselnuss und Forsythie blühten. Für Pilzsammler war die Saison überhaupt noch nicht zu Ende gegangen.
Der Februar begann mild und unbeständig. Zahlreiche Weizenschläge hatten einen beträchtlichen Unkrautbesatz. Die phänologische Verfrühung betrug Mitte Februar etwa 30 bis 40 Tage. Zu Beginn der dritten Februardekade wurden im Süden Sachsen-Anhalts, in Thüringen und in weiten Teilen Sachsens 12 bis 15 °C gemessen. Im März waren durch recht hohe Niederschlagsmengen viele Flächen nicht befahrbar. Zum Monatsende begannen die Winterrapsbestände zu blühen sowie erste Körnerleguminosen aufzulaufen.
Der April begann zunächst frostig. Am 14.04. wurden jedoch die ersten Sommertage mit einem Maximum über 25 °C erreicht. Die extrem warme, sonnenscheinreiche und niederschlagsarme Witterung prägte den gesamten April, so dass Ende des Monats die Bodenwasservorräte für diese Jahreszeit extrem geringe Werte aufwiesen. Mit z.T. kräftigen Niederschlägen im Mai wurde das Defizit jedoch weitgehend kompensiert. Tägliche Werte von mehr als 50 mm Niederschlag, begleitet teilweise von Hagel, wurden z.B. am 22. Mai registriert.
Der Juni war ebenfalls durch ergiebige Niederschläge und längere unbeständige Wetterlagen geprägt. In den Kartoffelbeständen gab es Probleme mit der Krautfäule.
Im Juli gelang Hoch Andrea am 14. und 15. mit 29 bis 37 °C ein großer Wurf. Am 16.07. maß man in Magdeburg 38 °C und in Holzdorf knapp 39 °C. Frontensysteme sorgten am 21. und 22.07. für anhaltenden, schauerartig verstärkten und gewittrigen Regen. In Wiesenburg belief sich die Niederschlagshöhe auf 66 mm.
Im August herrschte eine zyklonale Großwetterlage. Sie begünstigte sehr kräftige Niederschlagsgebiete. Zyklonaler Einfluss prägte auch ab 20.08. mit Niederschlägen das Wettergeschehen. Sie erwiesen sich örtlich als sehr ergiebig. So fielen vom Morgen des 20.08. bis zum Morgen des 21.08. in der Schorfheide örtlich über 60 mm, in der Uckermark und im Havelland örtlich über 50 mm Regen. Die westlichen Teile Thüringens und Sachsen-Anhalts erhielten den massiven Niederschlag erst am 21.08. mit Spitzenwerten im Harz nahe 80 mm in 24 Stunden. Auch der 22.08. bescherte noch ergiebigen schauerartigen und gewittrigen Regen.
Aufgrund der schlechten Befahrbarkeit der Böden mussten die Feldarbeiten wie die Getreideernte vielerorts ruhen. Der August erwies sich an vielen Orten als zwölfter Monat in Folge mit übernormaler Wärme.
Der Oktober begann heiter bis sonnig mit 15 bis 21 °C. Mitte des Monats gab es Bodenfrost. Bei guter Befahrbarkeit der Böden konnten die Rübenrodung und die Maisernte ohne Probleme weitergeführt werden.
Häufiger Wechselfrost in der Krume hatte in der Zeit um Mitte November ein Auftauen tagsüber und nachts ein Gefrieren des Bodensubstrats und damit Bodenbewegungen (Dehnung, Hebung) zur Folge. Bei jungen Saaten dürfte dies zu Schädigungen am Wurzelsystem in Gestalt von Wurzelrissen geführt haben. Sofern es die Befahrbarkeitsverhältnisse zuließen, erfolgten bei zwischengelagerten Zuckerrüben am Feld-

rand der Abtransport zu den Betrieben der Verarbeitungsindustrie und das Ziehen der Winterfurche. Landwirtschaftliche und gärtnerische Transportmaßnahmen wurden teilweise durch Nebel und überfrierende Nässe, sowie durch Schnee- und Reifglätte beeinträchtigt. Stellenweise war die Ernte des Körnermaises bis zum Jahresende noch nicht abgeschlossen.

Hessen, Saarland, Rheinland-Pfalz, Nordrhein-Westfalen

Das Jahr 2007 war in den o.g. Bundesländern recht sonnig, fast überall zu nass und um bis zu 1,5 K zu warm. Die Niederschläge verteilten sich nicht gleichmäßig auf das Jahr. Einzelne Monate erzielten einen erheblichen Regenüberschuss, während andere Monate (besonders der April und der Oktober) ein erhebliches Defizit aufbauten. Nur in wenigen Gebieten wies der Niederschlag ein Defizit auf, wobei es in Geisenheim mit 510 Litern pro Quadratmeter in dem vergangenen Jahr deutschlandweit mit am trockensten war. Der unterdurchschnittliche Wert resultiert hauptsächlich aus der großen Trockenheit im April und im Oktober, bei der jeweils ein Defizit von 35 bzw. 41 Litern pro Quadratmeter entstand.
Im ersten Halbjahr waren alle Monate um 1 bis 5 K zu warm. Im zweiten Halbjahr kehrten die Temperaturen auf ihr normales Niveau zurück. Gebietsweise war das zweite Halbjahr durchgehend zu kühl, die Abweichungen waren jedoch gering und konnten den Wärmeüberschuss aus dem ersten Halbjahr nicht ausgleichen.
Nach dem milden Herbst und bei außergewöhnlich warmem Winterwetter waren die Winterungen zum Jahresbeginn bereits weit entwickelt. Die Vegetationsruhe endete früh. Die Haselblüte begann verbreitet in der zweiten Januarwoche, womit sich der Eintrittstermin für den Vorfrühling um etwa 4 Wochen verfrühte. Da es bis zur Jahresmitte zu warm war, blieb bis zum Vegetationsende ein beachtlicher Vorsprung bei den Eintrittsterminen der phänologischen Phasen erhalten.
Im Folgenden wird schwerpunktmäßig auf die Trockenheit im April und die Entwicklung der Reben eingegangen. Nachdem die Böden ausreichend abgetrocknet waren, konnten die Äcker zügig bestellt werden. Das trockene und warme Frühsommerwetter im April beschleunigte zunächst das Pflanzenwachstum. Der Infektionsdruck, der sich in dem milden und nassen Winter aufgebaut hatte, wurde bei der Trockenheit deutlich reduziert.
Bei längerer Andauer der Trockenheit zeigte sich aber auch ihre Kehrseite, denn bei vielen Kulturen waren Trockenstress und Trockenschäden zu beobachten. Den Getreidepflanzen fehlte das Wasser, um genügend Ähren anlegen zu können, was letztendlich zu Mindererträgen führte. Mais und Kartoffeln konnten gebietsweise nicht auflaufen. Zuckerrüben und Sommergetreide konnten nach dem Auflaufen zunächst kaum weiterwachsen, da die Böden an der Oberfläche ausgetrocknet waren und den Wurzeln der Anschluss an die Bodenfeuchte fehlte. Besonders der Mais und die Zuckerrüben konnten allerdings vom weiteren Witterungsablauf profitieren, sodass hier die Ernte trotz der Anfangsschwierigkeiten zufriedenstellend ausfiel.
Den Trauben bot das Jahr 2007 einen idealen Witterungsverlauf für die Entwicklung und die Reifung. Nach dem milden Winter hatten die Reben bereits im Frühling einen erheblichen Vorsprung beim Austrieb. Nach dem warmen Frühjahr und dem „sommerlichen“ April begann die Rebblüte im Mai und war damit – zumindest im Rheingau – so früh wie noch nie im Lauf der langjährigen Beobachtungen. Das Blühwetter war nicht optimal, da es kurz nach Blühbeginn kühler und regnerisch wurde und es daher teilweise zur Verrieselung kam.

Ab der zweiten Junihälfte normalisierten sich die Temperaturen und es regnete häufiger. Bei guter Wasser- und Nährstoffversorgung verlief die Entwicklung der Trauben trozdem sehr günstig, zumal die Bestände von witterungsbedingten Krankheiten verschont blieben.
Anfang August wurde im Rheingau beim Riesling der Reifebeginn registriert und in der dritten Septemberdekade begann die Lese. Da es im Oktober lange Zeit sonnig und trocken war, konnten die Winzer den optimalen Lesezeitpunkt abwarten und die Lese bis zur dritten Dekade ausdehnen. Mit einer weiteren Zunahme an Mostgewicht und Aromastoffen wurde die Qualität dabei noch gesteigert.
Der Jahrgang 2007 brachte nicht nur qualitativ gute Trauben hervor, sondern auch relativ hohe Erträge. So wurden zum einen die fast leeren Fässer wieder gefüllt. Zum andern konnte ein Teil der Trauben für die Eisweinlese hängen bleiben. Die Risikobereitschaft wurde belohnt. Nach einem Kaltluftvorstoß Mitte Dezember wurde es von Tag zu Tag kälter. In einigen kalten Nächten und Dauerfrost ab dem 21. konnten die Trauben gut durchfrieren, und es konnte noch vor Weihnachten Eiswein gelesen werden. Damit entwickelte sich das Jahr 2007 für die Winzer vom Austrieb bis zum Eiswein zu einem Traumjahrgang.

Bayern, Baden-Württemberg

Der Wetterablauf des Jahres 2007 war in Bayern und Baden-Württemberg, wie auch in den anderen Teilen Deutschlands, von extremen Gegensätzen mit neuen Temperaturrekorden geprägt. Dem wärmsten Winter seit Beginn flächendeckender Aufzeichnungen folgte ein trockener April mit sommerlichen Temperaturen. Die dadurch ausgelöste Dürre wurde von einem nassen Mai beendet. Ab Juli waren alle Monate zu kühl.
Der Januar war um 5 Grad wärmer als im langjährigen Mittel (1961-90). Damit setzte sich an den meisten Stationen die Reihe überdurchschnittlich warmer Monate, die im September 2006 begonnen hatte, fort. Die Entwicklung und das Wachstum der Winterkulturen, aber auch vieler Wildpflanzen (einschließlich der Unkräuter und Gräser) wurden kaum gestoppt. Die Pilzkrankheiten konnten sich ebenfalls weiterentwickeln. Die Natur war der normalen Entwicklung insgesamt um 2 bis 3 Wochen voraus. Die Schneeglöckchen blühten sogar etwa sechs Wochen früher als normal. Die unbeständige Witterung führte vor allem nördlich der Donau zu überdurchschnittlichen Niederschlägen. Das Orkantief „Kyrill“ verursachte große Schäden in den Waldbeständen und brachte damit beste Voraussetzungen für einen späteren Borkenkäferbefall.
Der Februar war ebenfalls zu warm und mit Ausnahme des Alpenrandes zu feucht. Zwar konnten sich die Pflanzen über den Winter gut weiterentwickeln, die Böden lagerten aber aufgrund der fehlenden Frostgare dichter als in anderen Jahren. Dies beeinträchtigte vielerorts die Wasserführung der Böden. Auch die Mäuse konnten sich aufgrund der milden Witterung extrem stark vermehren. Sie verursachten in vielen Äckern große Kahlflächen.
Der ebenfalls zu warme März erlaubte bis zum 19. erste Feldarbeiten, wie die Aussaat von Sommerungen. Danach setzte wechselhaftes Wetter ein, das kurz vor Monatsende von Hochdruckwetter abgelöst wurde. Dieses ermöglichte die Aussaat von Zuckerrüben.
Dabei galt es die Bodenfeuchte zu nutzen, denn der April war der wärmste, trockenste und sonnenscheinreichste seit Beginn der Aufzeichnungen. An einigen Standor-

ten fielen kaum mehr als 1 mm Regen. Zu spät gesäte Zuckerrübenbestände konnten aufgrund zu geringer Bodenfeuchte nicht oder nur ungleichmäßig auflaufen. In Verbindung mit den zu hohen Temperaturen führte dies dazu, dass auf leichten , sandigen Böden Getreide und Grünland das Wachstum einstellten. Auf guten Standorten profitierte jedoch das Wintergetreide von den hohen Temperaturen. Denn dadurch wurde die Ausbreitung der in den Beständen massiv vorhandenen Pilzkrankheiten gestoppt und die zu üppig entwickelten Bestände auf ein normales Maß reduziert, die Lagergefahr also verringert. Die Waldbrandgefahr lag auf einem für den Monat April sehr hohen Niveau. Die Borkenkäfer breiteten sich regional stark aus. Feuerbrand, eine Bakteriose, konnte sich aufgrund der hohen Temperaturen während der gesamten Apfelblüte massiv ausbreiten. Vielerorts mussten ganze Kernobstplantagen, in Baden-Württemberg über 3000 Hektar, gerodet werden.

Der Mai war erneut ein zu warmer Monat. Die hohen Niederschläge glichen aber an den meisten Standorten das Niederschlagsdefizit des Aprils aus. In den Getreidebeständen breiteten sich die Krankheiten, mit Ausnahme von Septoria tritici, verhalten aus. Der Frühling war wie der Winter der wärmste seit Beginn der flächendeckenden Aufzeichnungen. Die Sonnenscheindauer lag im Mittel um 50 Prozent höher als normal, was vor allem den Zuckerrüben zugute kam. Die Niederschlagshöhe entsprach dem langjährigen Durchschnitt. Die hohen Temperaturen setzten sich fort. Die Wachstumsbedingungen gestalteten sich insgesamt sehr günstig. Wildpflanzen und landwirtschaftliche Kulturpflanzen hatten einen Entwicklungsfortschritt von 2 bis 3 Wochen.

Der Juni war der 10. zu warme Monat in Folge. Vor allem in der niederschlagsfreien Zeit der ersten Monatsdekade konnte die Heuwerbung durchgeführt werden. Schauerartige Niederschläge förderten die Entwicklung der Pilzkrankheiten, insbesondere der Phytophthora (Kraut- und Knollenfäule) und der Sclerotinia (Rapskrebs), die in den vergangenen Jahren eine geringe Rolle gespielt hatten. Zu Beginn der letzten Junidekade wurde bereits die Wintergerste gedroschen. Ende Juni begann die Rapsernte.

Die Temperaturen des Folgemonats Juli waren meist durchschnittlich. Dagegen fielen im Flächenmittel um ein Viertel höhere Niederschläge als im langjährigen Mittel, wobei die Niederschlagssummen naturgemäß von Region zu Region stark schwankten. Durch die unbeständige Witterung, insbesondere in der ersten Hälfte des Monats, verzögerten sich die Erntearbeiten. Dennoch waren zum Ende der zweiten Julidekade über 90 Prozent der Getreideflächen abgeerntet. Die Getreideernte erfolgte damit um ca. drei Wochen früher als im Durchschnitt der Jahre. Da die Böden vielerorts durchnässt waren, ließen sich Spuren und damit Bodenverdichtungen bei der Erntearbeit nicht vermeiden. In den Zuckerrüben traten die Blattflecken der Cercospora beticola außerordentlich früh auf. Ihre Entwicklung und Ausbreitung wurde durch die hohen Temperaturen zwischen dem 14. und 21. Juli stark gefördert.

Der Monat August war etwas zu kühl und meist zu nass. Der leichte Hochdruckeinfluss Mitte des Monats ermöglichte eine termingerechte Aussaat des Rapses, der durch die ausreichende Bodenfeuchte rasch auflief.

Im September lagen die Temperaturen um 1 bis 2 Grad unter dem langjährigen Mittel bei meist überdurchschnittlichen Niederschlägen. Durch die niedrigen Temperaturen hatte der Raps Mitte des Monats vielerorts erst das 3-Blattstadium erreicht, und entwickelte sich weiterhin verhalten. Die einigermaßen trockenen Bedingungen erlaubten eine schonende Kartoffel-, Silomais und Zuckerrübenernte. Letztere begann ab dem 20. September.

Im Oktober fielen nur 10 bis 40 Prozent der durchschnittlichen Niederschläge. Die Monatsmitteltemperatur war etwa um ein halbes Grad zu niedrig. Der goldene Oktober bot aber genügend Feldarbeitstage für die Mais- und Zuckerrübenernte sowie für die Herbstaussaat. Der Körnermais konnte bei sehr hohen Trockensubstanzgehalten geerntet werden, wodurch der Energiebedarf für die Nachtrocknung des Ernteguts gering blieb.
Der November war, wie seine beiden Vormonate, zu kalt und zu nass. Damit war der meteorologische Herbst um rund 1 Grad zu kühl. Demzufolge entwickelten sich die Herbstsaaten vergleichsweise verhalten. Zwar ging die meist früher als normal gesäte Wintergerste voll bestockt in den Winter, Winterweizen und Raps waren aber trotz z.T. hoher Stickstoffdüngung im Herbst vielerorts deutlich schlechter entwickelt als in früheren Jahren.
Die Witterung im Dezember war bis zum 13. mild und niederschlagsreich. Danach führte ein umfangreiches Hochdruckgebiet in den Niederungen zu neblig-trübem, kaltem und in den Bergen zu sonnigem Wetter. Aufgrund der fehlenden Schneedecke konnte der Frost meist bis in Krumentiefe eindringen. Dies reichte aber noch nicht aus, um die bei der Getreideernte entstandenen Bodenverdichtungen aufzureißen.
Insgesamt können die Landwirte trotz extremer Witterungsgegensätze mit dem Jahr 2007 zufrieden sein. Die Feldarbeiten konnten mit Ausnahme der Getreideernte meist bodenschonend durchgeführt werden. Die Getreide-, Mais-, Kartoffel- und Zukkerrübenernte fiel an den meisten Standorten Süddeutschlands überdurchschnittlich aus.

Die Bodenfeuchtesituation während der Vegetationszeit 2007

Die Bodenfeuchtesituation 2007 der Monate Mai bis Oktober ist in der Abb. 1 dargestellt. In dieser Abbildung wird die Vegetationszeit überwiegend als überdurchschnittlich feucht charakterisiert. Nur der Mai ist aufgrund der extrem geringen Niederschläge im April noch teilweise zu trocken. Der April selbst war jedoch ein besonderes Ereignis. Die Bedingungen werden in der Abbildung 5 weiter unten dargestellt. Abgesehen von einigen wenigen Beregnungen im Mai kamen in allen Regionen die Landwirte ohne Zusatzberegnung bei den Marktfrüchten aus.
Die Tabelle 1 charakterisiert den extrem milden Jahresbeginn. Die Temperaturen in Bodennähe lagen im Januar zum großen Teil mehr als 5 K über dem langjährigen Mittelwert. Alle Rekorde schlägt jedoch der April. Während die Verdunstung ca. 150 % des langjährigen Wertes erreichte, wurden nur 20 % der langjährigen Benetzungszeiten registriert. Der Juni war bei den Temperaturen zunächst noch zu warm, aber die Feuchte- und Verdunstungsgrößen deuten schon die feuchteren Bedingungen an, die auch in den Folgemonaten dominierten.

Die phänologische Entwicklung im Jahre 2007

Ein sehr milder Winter ließ die Schneeglöckchenblüte im größten Teil Deutschlands im Westen und Nordwesten um drei Wochen, im übrigen Deutschland um vier Wochen verfrüht beginnen. So wurde der Beginn des Vorfrühlings in den klimatisch begünstigten Gebieten des Westens und Südwestens in der zweiten Januarhälfte beobachtet. Bis zur zweiten Februardekade wurde diese Phase aus fast allen Gebieten gemeldet.

Tab. 1 Charakteristische agrarmeteorologische Kenngrößen für das Jahr 2007. Die Tabelle enthält die Abweichungen vom langjährigen Mittelwert (1962-2006) im Jahr 2007 für die Parameter Bodentemperatur, Minimumtemperatur in Bodennähe, Penman–Verdunstung und Benetzungszeit. Die rot dargestellten Werte stellen zu warme, bzw. Zeiten mit hoher Verdunstung und geringer Blattbenetzung, die blauen Werte zu niedrige Temperaturen, hohe Blattbenetzung und geringe Verdunstung dar.

Abweichungen vom langjährigen Mittel für das Jahr 2007

	Januar		Februar		März					April					Mai					Juni				
	1	2	1	2	1	2	3	5		1	2	3	4		1	2	3	4		1	2	3	4	
Schleswig-Holstein	3.8	5.5	2.0	3.8	3.4	3.0	142.2	-.4		4.0	2.0	141.2	15.4		1.3	0.5	99.0	125.4		1.3	2.0	90.0	126.8	
Niedersachsen	3.9	5.6	2.5	4.3	2.8	2.2	134.3	.9		4.4	1.6	147.2	14.9		1.2	0.9	96.6	125.2		2.0	2.5	93.5	112.2	
Mecklenburg-Vorp.	3.8	5.6	1.5	3.5	3.4	3.3	126.6	.3		3.7	1.6	138.8	28.5		1.7	1.1	96.8	140.7		1.2	2.0	88.1	130.6	
Brandenburg	4.1	6.4	2.3	4.2	3.3	3.0	129.5	.4		3.9	1.4	146.1	17.6		2.1	1.6	104.4	133.7		2.1	2.5	94.4	117.1	
Sachsen-Anhalt	4.1	6.9	3.0	4.9	3.0	2.4	124.3	2.7		3.8	0.4	142.1	43.5		1.8	1.3	99.3	138.1		2.4	2.9	98.6	113.8	
Hessen	3.6	5.9	2.8	4.9	2.0	0.9	122.9	1.3		5.0	1.4	156.0	19.5		1.1	1.3	105.0	117.2		1.3	2.2	97.8	109.8	
Nordrhein-Westfalen	3.5	4.8	2.8	4.5	2.3	1.4	120.7	2.4		5.6	2.1	153.2	15.3		1.4	1.9	97.2	117.8		1.7	2.6	92.9	117.9	
Rheinland-Pfalz	3.7	5.5	3.2	4.4	1.8	1.2	108.5	3.5		6.6	3.2	166.8	9.9		1.7	2.2	103.5	105.8		1.3	2.3	94.7	128.8	
Sachsen	3.5	6.4	2.6	5.8	2.6	2.3	124.9	-.8		4.5	1.0	155.8	21.8		2.5	1.4	119.1	104.7		2.4	2.4	110.7	92.6	
Thüringen	3.5	6.5	2.7	5.5	2.3	1.9	127.0	1.5		4.5	1.2	149.8	26.7		1.8	1.3	112.6	108.7		2.0	2.4	108.7	80.1	
Bayern	3.6	7.2	3.0	6.5	2.0	1.8	123.4	-1.2		5.1	1.2	164.1	17.2		1.4	1.4	113.9	98.7		1.7	2.5	106.1	98.4	
Baden-Württemberg	3.8	5.8	3.0	4.9	1.6	1.3	112.7	2.5		6.2	2.5	168.5	15.2		1.6	1.9	115.0	94.2		1.3	2.0	101.1	111.8	
Gesamt BRD	3.7	6.0	2.6	4.8	2.5	2.1	124.8	1.1		4.8	1.6	152.5	20.5		1.6	1.4	105.2	117.5		1.7	2.4	98.0	111.7	

	Juli				August					September					Oktober					November		Dezember	
	1	2	3	6	1	2	3	6		1	2	3	5		1	2	3	5		1	2	1	2
Schleswig-Holstein	-0.8	0.2	89.9	3.0	0.2	0.7	91.0	1.2		-0.4	0.7	99.2	11.8		-0.1	-1.0	97.7	-2.5		0.1	0.0	1.1	2.3
Niedersachsen	-0.6	0.4	91.9	2.6	-0.1	0.1	91.7	0.5		-0.6	0.5	92.4	15.7		-0.2	-0.9	86.2	1.8		0.2	0.6	0.6	1.9
Mecklenburg-Vorp.	-0.8	0.4	91.2	1.4	-0.1	0.6	88.1	1.3		-0.6	0.5	91.5	17.5		-0.1	-0.7	92.6	1.8		-0.1	0.0	0.9	2.4
Brandenburg	-0.6	0.7	88.1	2.5	0.3	0.2	90.9	0.3		-0.9	-0.1	88.2	20.7		-0.5	-1.2	80.2	4.8		-0.6	-0.5	0.7	2.1
Sachsen-Anhalt	-0.2	1.0	93.4	1.9	0.5	0.1	90.8	0.3		-0.2	0.4	91.0	26.7		0.0	-0.9	81.2	6.6		-0.2	0.1	0.6	2.1
Hessen	-1.4	-0.3	92.7	2.9	-0.9	-0.7	90.4	1.1		-1.5	-0.8	87.0	13.5		-0.2	-0.9	102.1	-5.4		-0.7	0.0	-0.1	1.2
Nordrhein-Westfalen	-0.9	0.2	97.8	1.8	-0.6	-0.1	92.6	1.2		-0.9	-0.5	87.4	11.4		0.1	-0.9	85.0	-2.1		-0.1	0.2	-0.1	0.4
Rheinland-Pfalz	-1.3	-0.2	96.0	1.2	-0.7	0.0	91.0	1.1		-0.7	-1.1	90.7	2.1		0.4	-0.3	107.6	-11.1		-0.4	-0.2	-0.2	0.7
Sachsen	-0.3	1.0	104.4	0.4	-0.4	0.2	87.9	-0.8		-1.6	-0.5	87.9	14.9		-0.5	-0.8	75.9	4.7		-1.0	-0.6	0.1	1.9
Thüringen	-1.0	0.8	100.7	1.5	-0.5	-0.2	89.5	-0.4		-1.6	-0.4	87.6	19.2		-0.6	-0.4	77.1	3.6		-0.6	0.1	0.1	1.6
Bayern	-1.0	0.5	97.6	1.3	-0.7	-0.1	90.7	0.7		-2.0	-1.0	82.5	13.2		-0.5	-0.8	94.0	-1.6		-1.0	-1.0	0.1	1.7
Baden-Württemberg	-1.3	0.2	95.5	1.2	-0.8	-0.2	92.3	0.5		-1.6	-1.7	90.2	6.3		0.0	-0.7	106.8	-13.7		-1.3	-1.1	-0.3	0.9
Gesamt BRD	-0.8	0.4	94.9	1.8	-0.3	0.0	90.6	0.6		-1.1	-0.3	89.6	14.4		-0.2	-0.8	90.5	-1.1		-0.5	-0.3	0.3	1.6

Legende:
1 = Bodentemperatur unbewachsener Boden 5 cm (rot = zu warm, blau = zu kalt)
2 = Minimumtemperatur in Bodennähe für unbewachsenen Boden (rot = zu warm, blau = zu kalt)
3 = Penman-Verdunstung, Abw.in % (rot = zu hohe Verdunstung, blau = zu geringe)
4 = Benetzungszeiten, Abw. in % (rot = rel. geringe Benetzungszeiten, blau = relativ hohe)
5 = Krumenbodenfeuchte, %nFK (rot = relativ trocken, blau = relativ feucht)
6 = Kornfeuchte (%, 19 Uhr) (rot = relativ gering, blau = relativ hoch)

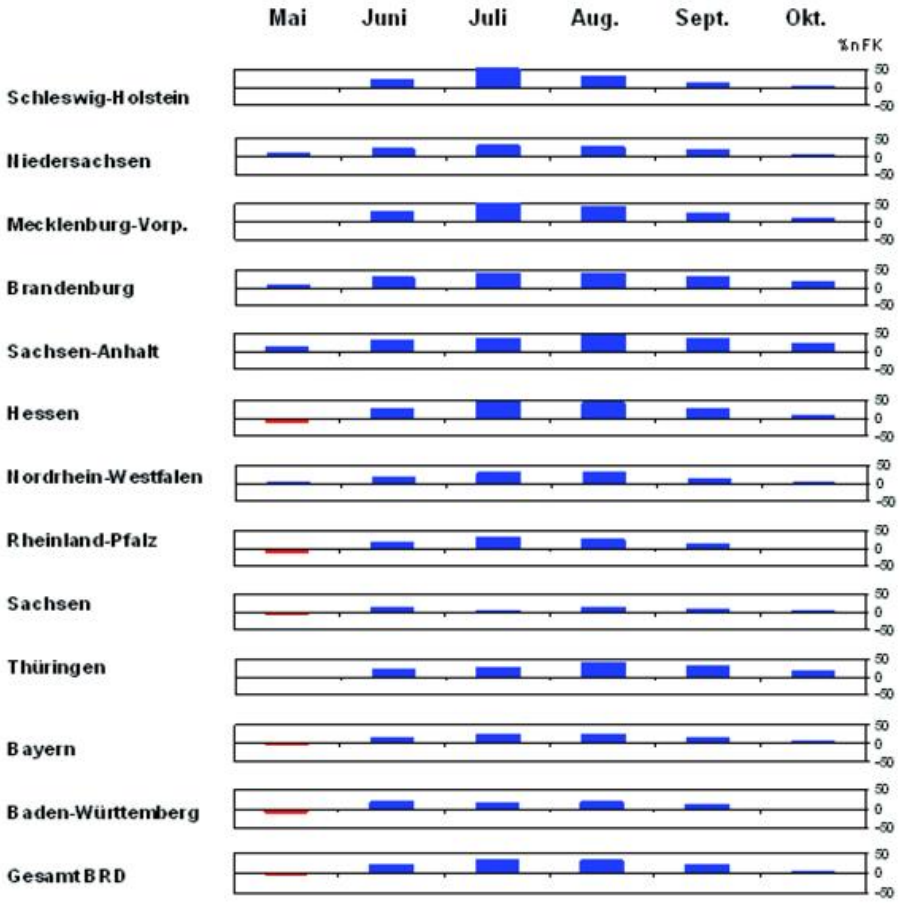


Abb. 1 Monatliche Abweichungen der Bodenfeuchte von Wintergetreide auf leichten Standorten (% nFK) im Jahr 2007 vom langjährigen Mittelwert 1962 - 2006 (rot = zu trocken, blau = zu feucht)

Da auch die folgenden Frühjahrsmonate zu warm ausfielen, konnte der Vollfrühling, der durch den Beginn der Apfelblüte beschrieben wird, in der zweiten und dritten Aprildekade einsetzen. Diese phänologische Jahreszeit begann um drei Wochen verfrüht.
Die Tendenz zur Verfrühung der Eintrittsphasen setzte sich durch den deutlich zu warmen April fort. So wurde der Beginn des phänologischen Frühsommers, der kurz nach dem Beginn des Ährenschiebens von Winterroggen einsetzt, örtlich in den letzten Apriltagen, meist aber im ersten Maidrittel beobachtet. Die Eintrittsdaten lagen weiterhin um drei Wochen verfrüht.

In den Sommermonaten lagen die Monatsmitteltemperaturen bei häufigen Niederschlägen nur geringfügig über den vieljährigen Durchschnittswerten. So wurden die ersten reifen Kastanien, die den Beginn des Frühherbstes zeigen, in den ersten beiden Septemberdekaden beobachtet. Im übrigen Deutschland begann der Frühherbst im zweiten und letzten Septemberdrittel. Die Eintrittsdaten waren im Norden und Osten um zwei Wochen, in den anderen Gebieten um eine Woche verfrüht. Im Bergland wurden die Kastanien um eine Woche verspätet reif.

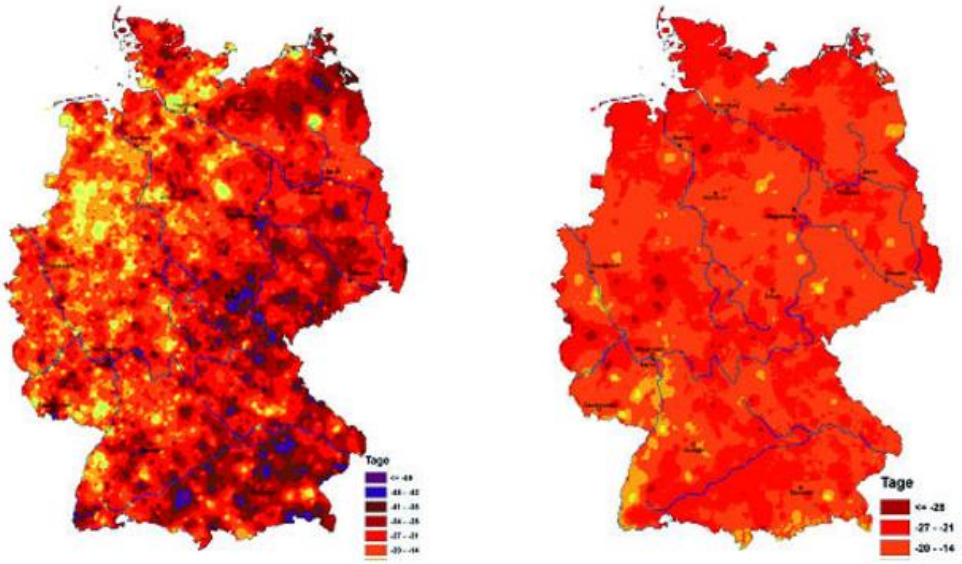


Abb. 2: Abweichung der (links) Schneeglöckchen- und (rechts) Apfelblüte vom vieljährigen Mittel

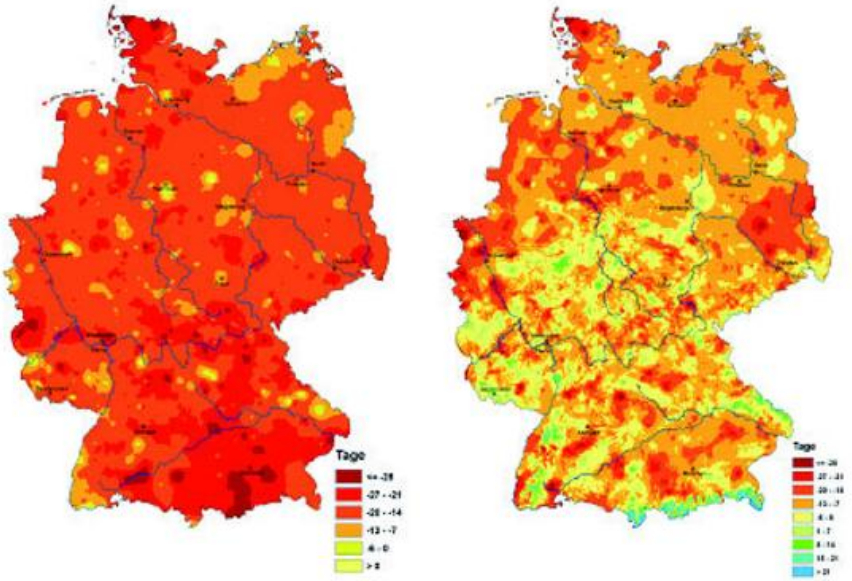


Abb. 3: Abweichung der Eintrittsdaten für das Ährenschieben vom Winterroggen (links) und der Fruchtreife der Rosskastanie (rechts) vom vieljährigen Mittel

Besondere Situation 2007

Der Winter 2006/2007 kann als großes Freilandexperiment für die Auswirkungen der zu erwartenden Klimaänderung auf Landwirtschaft und Natur bezeichnet werden. Die extrem milden Temperaturen werden in der Abb. 4 deutlich. Dargestellt sind die berechneten Bodentemperaturen, gemittelt über die Monate Oktober bis April des Folgejahres und als Mittelwert über die gesamte Bundesrepublik. Der Winter 2006/2007 übertrifft den bisherigen Rekord des Winters 2001/2002 noch einmal um mehr als 1 K. In Verbindung mit insbesondere im Januar überdurchschnittlichen Niederschlägen sorgten die Temperaturen für Verhältnisse, wie die Klimamodelle sie überwiegend für den Zeitraum ab 2050 prognostizieren. Nach dem milden Winter folgte der extrem trockene April. Die Abbildung 5 stellt die Bodenfeuchte für einen leichten Bo-

den für Wintergetreide in den verschiedenen Regionen Deutschlands dar. In der gesamten Bundesrepublik weist die Bodenfeuchte Ende April 2007 Werte unter 50 % nutzbarer Feldkapazität auf und stellt seit 1962 einen neuen negativen Rekord auf. Geringe Krumenbodenfeuchte verhindert vielerorts das Auflaufen des Sommergetreides und der Hackfrüchte. Der Mai und die Folgemonate sorgten dann jedoch für einen raschen Bodenfeuchteanstieg.

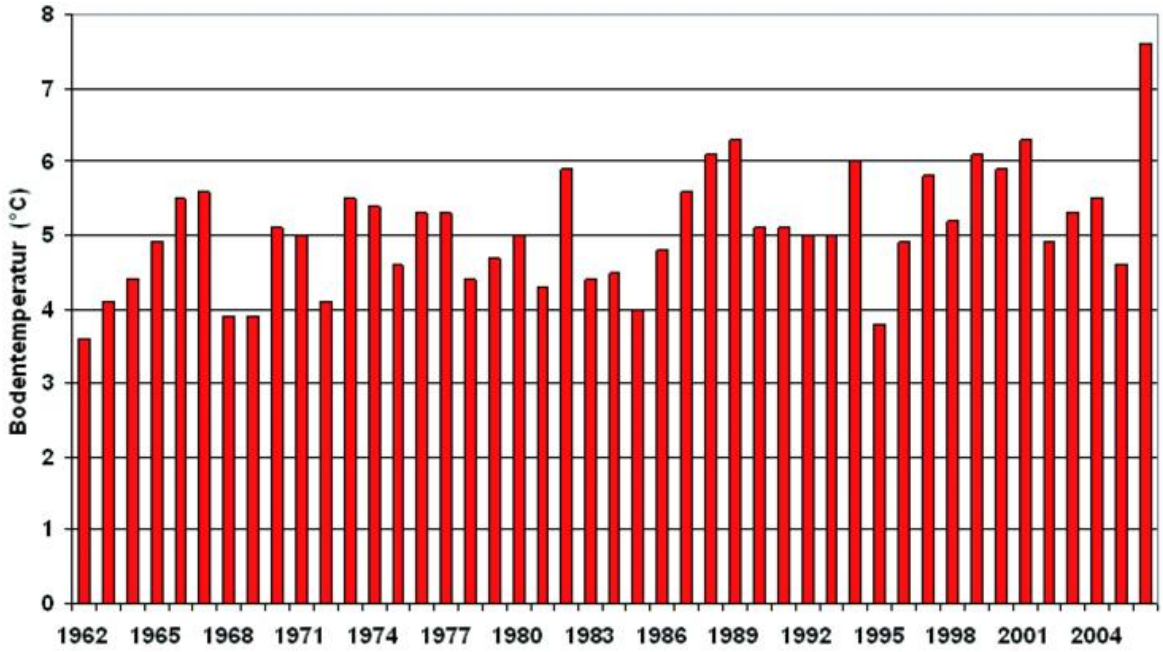


Abb. 4: Bodentemperatur eines unbewachsenen Bodens in 5 cm Tiefe – Mittelwerte Oktober bis April über alle Bundesländer 1962/63 – 2006/07

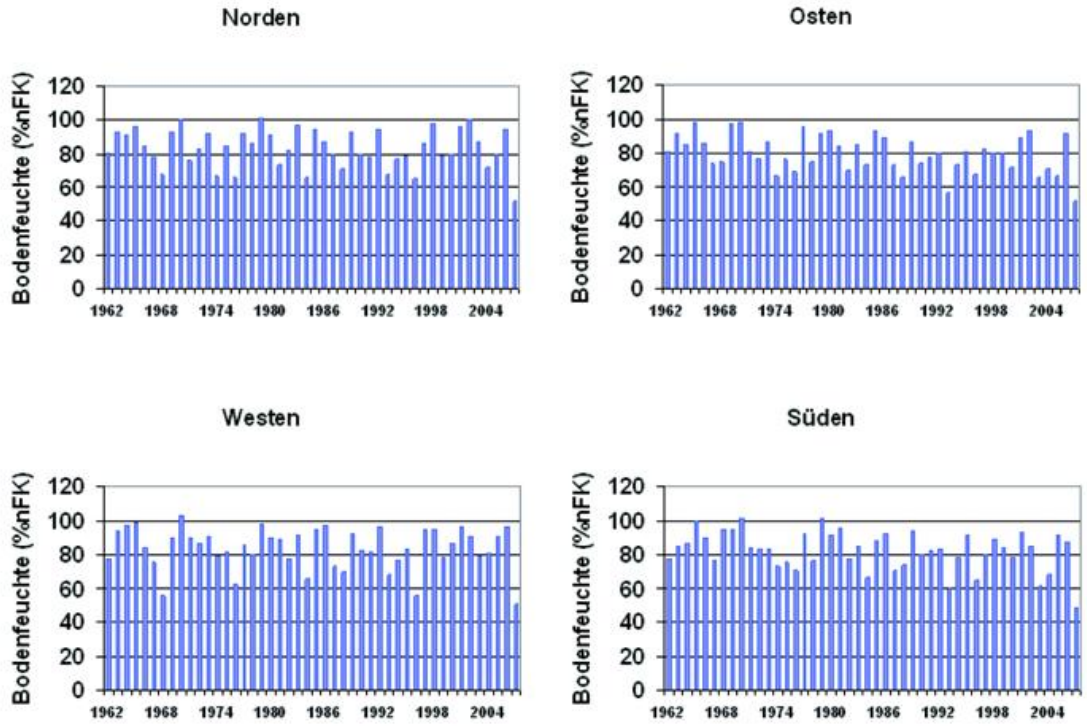


Abb. 5: Bodenfeuchte (% nFK) Ende April – leichter Boden, Wintergetreide 1962 – 2007

Entwicklung der Ozonschicht

H. Claude, W. Steinbrecht und U. Köhler

Wie in den Vorjahren, setzte sich auch 2007 die Erholungstendenz der Ozonschicht fort. Die Jahresmittel der Ozonsäule in den letzten fünf Jahren unterscheiden sich untereinander kaum. Mit Werten knapp über 320 Dobson Einheiten überschritten sie allesamt jedoch das Zehnjahresmittel der vorangegangenen neunziger Jahre von 316.5 Dobson Einheiten. Die Ozonschicht ist aber noch immer dünner als während der siebziger und achtziger Jahre des 20. Jahrhunderts, als der starke Ozonschwund in der Stratosphäre stattfand (Abb. 1).
Im Großen und Ganzen entspricht diese Entwicklung den Erwartungen, da sich die relevanten Einflussfaktoren, wie Chlorgehalt, Aerosolgehalt der unteren Stratosphäre, solarer Fluss, sowie Einflüsse seitens der atmosphärischen Zirkulation 2007 kaum geändert haben (Claude et al., 2007). Lässt man die aerosol-bedingten Minima der Jahre 1992 und 93 unberücksichtigt, als durch den Pinatuboausbruch zusätzlich Ozon zerstört wurde, so scheint seit 1997 beim Ozon eine Trendumkehr eingesetzt zu haben. Dies entspricht dem allmählich einsetzenden Chlor-Rückgang (vgl. Yang et al., 2006).

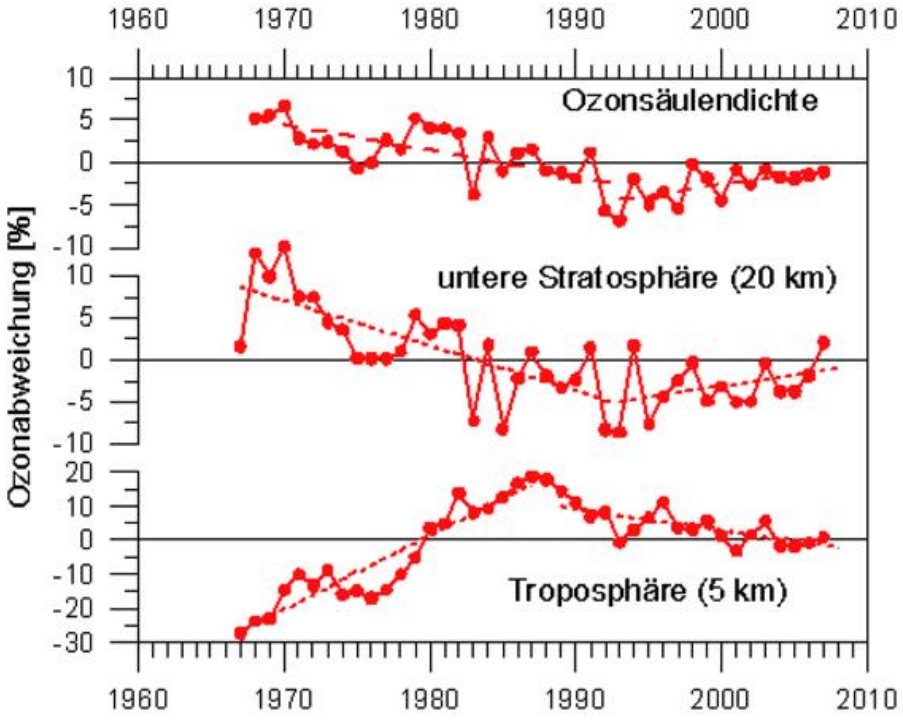


Abb. 1: Jährliche prozentuale Abweichung (Anomalie) der Ozonsäule (oben), des Ozonpartialdruckes der unteren Stratosphäre (Mitte) und des Ozonpartialdruckes der mittleren Troposphäre (unten), jeweils mit Ausgleichgeraden für wichtige Zeitabschnitte.

Der Hauptbeitrag zur Ozonsäule stammt aus der unteren Stratosphäre zwischen 15 und 30 km Höhe. Entsprechend zeigen die Ballonsondierungsdaten für 20km Höhe einen recht ähnlichen Verlauf wie die Ozon-Gesamtsäulen. Besonders niedrige Werte, wie 1983, 1985, 1992 oder 1993, kamen in den letzen Jahren gar nicht mehr vor.

2007 lag der Wert in 20 km zum ersten Mal wieder über dem langjährigen Mittel. Trotz Schwankungen scheint sich beim Gesamtozon und in der Höhe der maximalen Ozondichten eine Erholungstendenz durchzusetzen.

In der mittleren Troposphäre (5 km) waren die ersten zwanzig Jahre der Zeitreihe von einer enormen Zunahme des Ozongehaltes geprägt. Auch dieser Trend hat sich seit Ende der 1980er Jahre nicht mehr fortgesetzt. Der Rückgang des troposphärischen Ozons war anfangs stark, hat sich aber seit 1992 abgeschwächt. Kontinuierliche Messungen direkt an Bergstationen wie Zugspitze (2965m) und Hohenpeißenberg (988m) zeigen den Rückgang seit 1988 jedoch nicht, hier ist der Trend durchgehend leicht zunehmend (s. hierzu den gesonderten Beitrag zum bodennahen Ozon und Ozonbulletin des DWD, Nr. 116). Dieser Unterschied ist bisher kaum verstanden.

Die erfreulichen Ansätze zur Erholung der Ozonschicht in der Stratosphäre dürfen nicht darüber hinwegtäuschen, dass die schützende Ozonschicht immer noch dünner ist als vor 1980. Die natürlich bedingte große Schwankungsbreite kann zusätzlich jederzeit vorübergehend für eine dünne Ozonschicht und damit für ein erhebliches Sonnenbrandrisiko sorgen. Dies zeigt Abbildung 2 in Form des Jahresganges für den UV-Index. Die zugrunde liegenden UV-Spektren werden seit 1990 am Hohenpeißenberg gemessen und z.B. in den weit verbreiteten UV-Index umgerechnet (vgl. Ozonbulletin Nr. 117).

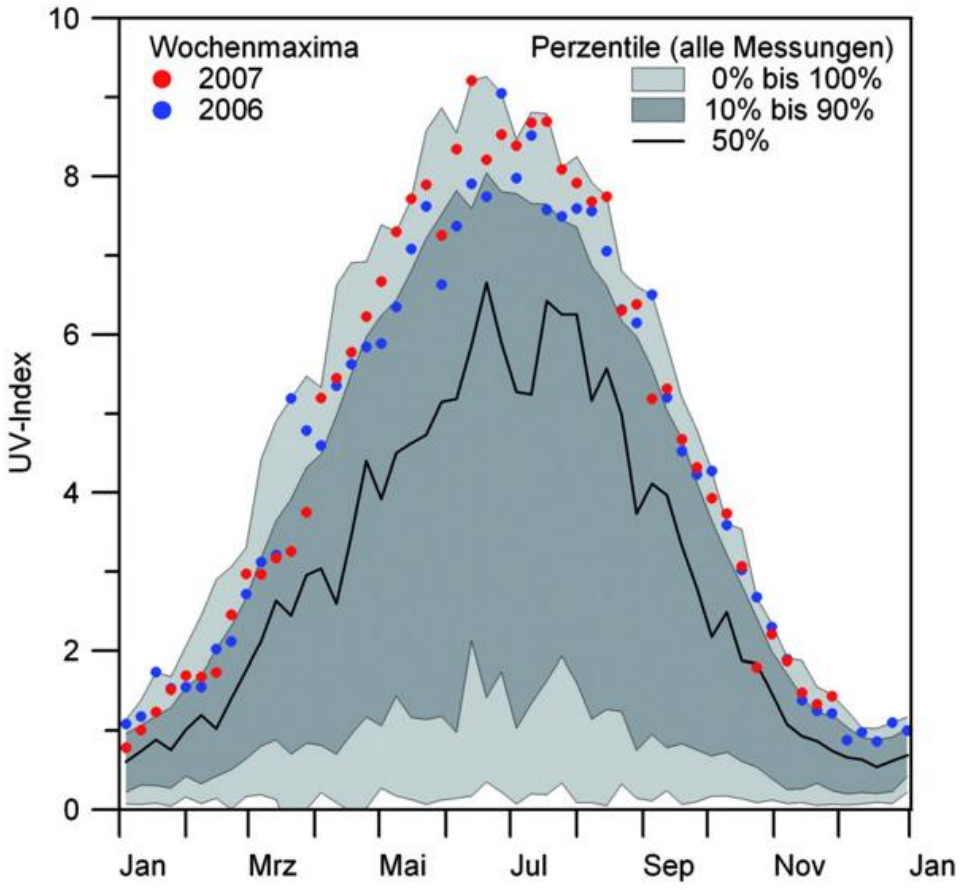


Abb. 2: Jahresgang der Wochenmaxima des UV-Index 2006 (blau) und 2007 (rot) aus UV-B-Messungen am Hohenpeißenberg. Zum Vergleich sind die Häufigkeits-Perzentile der 15-jährigen Klimatologie (1993 bis 2007) aller UV Messungen gezeigt (graue Schattierung).

Wie sich grundsätzlich die UV-Strahlung über das Jahr verteilt, das zeigen die Perzentile der mittäglichen UV-Index Klimatologie am Hohenpeißenberg. Bedingt durch den Sonnenstand treten hohe UV-Werte vor allem im Sommer auf. Bewölkung kann die UV-Werte stark reduzieren. Besonders intensiv ist die Strahlung bei klarem Himmel und geringer Ozonsäulendichte. Die blauen und roten Punkte geben die UV-Index Wochenmaxima für 2006 und 2007 wieder. In beiden Jahren sind immer wieder ausgesprochen hohe UV-Indexwerte aufgetreten. Zwischen Mai und August wurden Spitzen von 7 bis 9 erreicht, wodurch ein erhebliches Sonnenbrandrisiko gegeben war (s. auch Ozonbulletin des DWD, Nr. 117). Aktuelle UV-Warnungen bis auf Landkreisebene und Prognosen für andere Erdregionen werden tagesaktuell vom DWD berechnet und unter http://www.dwd.de/de/WundK/Warnungen/UV/index.htm; http://www.uv-index.de verbreitetet.

Literatur

Ozonbulletin des DWD, Nr. 116, Nr. 117, 2007.

Claude, H.; Steinbrecht, W.; Köhler, U. Entwicklung der Ozonschicht. Klimastatusbericht des DWD 2006

Yang, E.-S., D.M. Cunnold, R.J. Salawitch, M.P. McCormick, J. Russell III, J.M. Zawodny, S. Oltmans, and M.J. Newchurch, Attribution of recovery in lower-stratospheric ozone, J. Geophys. Res., 111, D17309, doi:10.1029/2005JD006371, 2006.

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa

T. Fuchs

Die Analysen des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie (WZN) zeigen im Jahr 2007 überwiegend geringe Abweichungen der Gebietsniederschläge in Europa von den Mittelwerten des Zeitraumes 1961-1990. In der Anomaliekarte (Abb. 1b) fällt besonders das großflächige Niederschlagsdefizit entlang der Nordküste des westlichen Mittelmeerraumes sowie im Großteil der iberischen Halbinsel auf. Niederschlagsüberschüsse dagegen traten in der Nordhälfte von Deutschland, in Südschweden, entlang der südlichen Ostseeküste, sowie an der Südspitze von Norwegen auf. Das Ausmaß der Trockenheit im Nordwesten von Spanien wird erst in der prozentualen Anomalieanalyse (Abb.1c) mit örtlich nur um 60% der mittleren jährlichen Gebietsniederschläge deutlich, in der Mitte von Deutschland hingegen wurde etwa das 1,5-fache der normalerweise zu erwartenden Niederschlagsmenge erreicht.

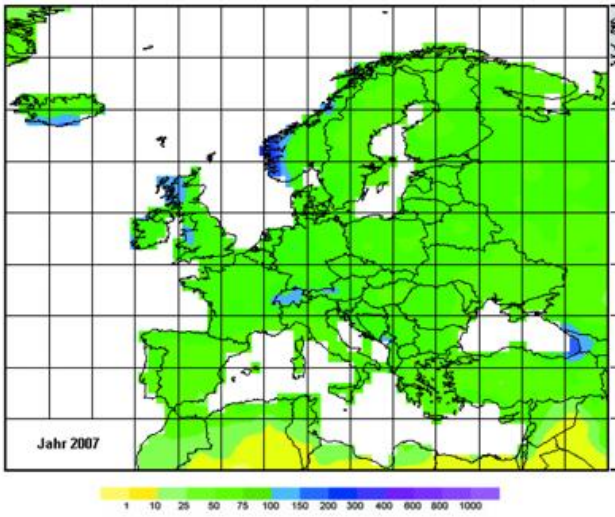


Abb. 1a: Niederschlagshöhe in mm/Monat im Jahr 2007.

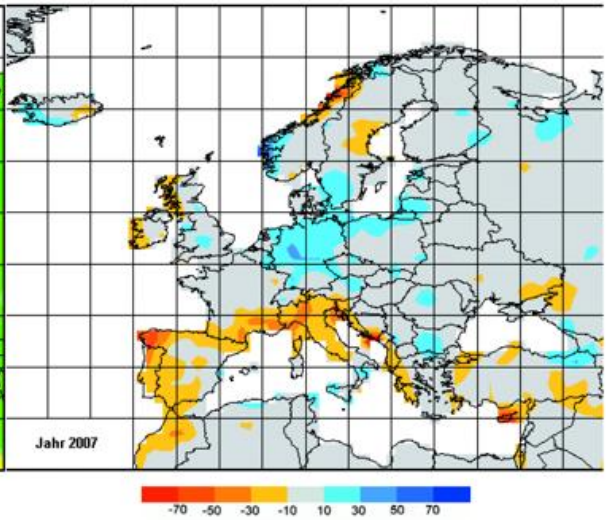


Abb. 1b: Niederschlagsanomalie im Jahr 2007. Abweichung in mm/Monat vom Mittelwert des Zeitraumes 1961-1990.

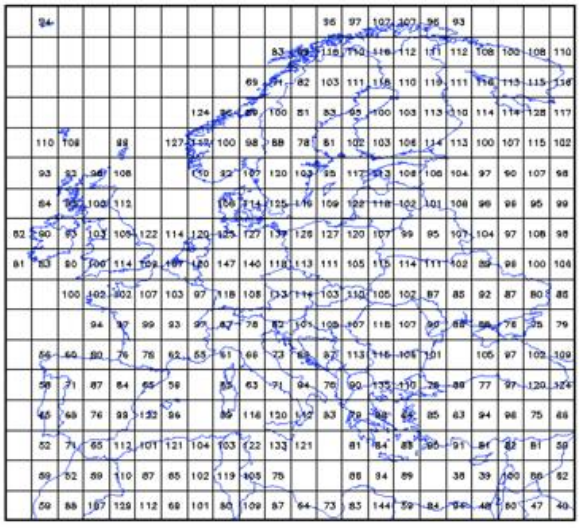


Abb. 1c: Jährlicher Niederschlag im Jahr 2007 in Prozent der Mittelwerte 1961 – 1990.

Im jahreszeitlichen Überblick des Jahres 2007 (Abb. 2a und 2b auf der nächsten Seite) ist bemerkenswert: Im Winter großflächige Trockenheit in der Südhälfte Europas mit Maximum im östlichen Mittelmeerraum, dagegen überdurchschnittlicher Niederschlag in der Nordhälfte. Der Frühling war recht durchschnittlich, da der extrem trockene April durch einen ebenso feuchten Mai kompensiert wurde. Im Sommer dominierten überdurchschnittliche Niederschlagshöhen in Nordwest- und Mitteleuropa. Der Herbst war im Großteil der Westhälfte Europas sowie im südlichen Skandinavien zu trocken, im Südosten Europas hingegen zu feucht.

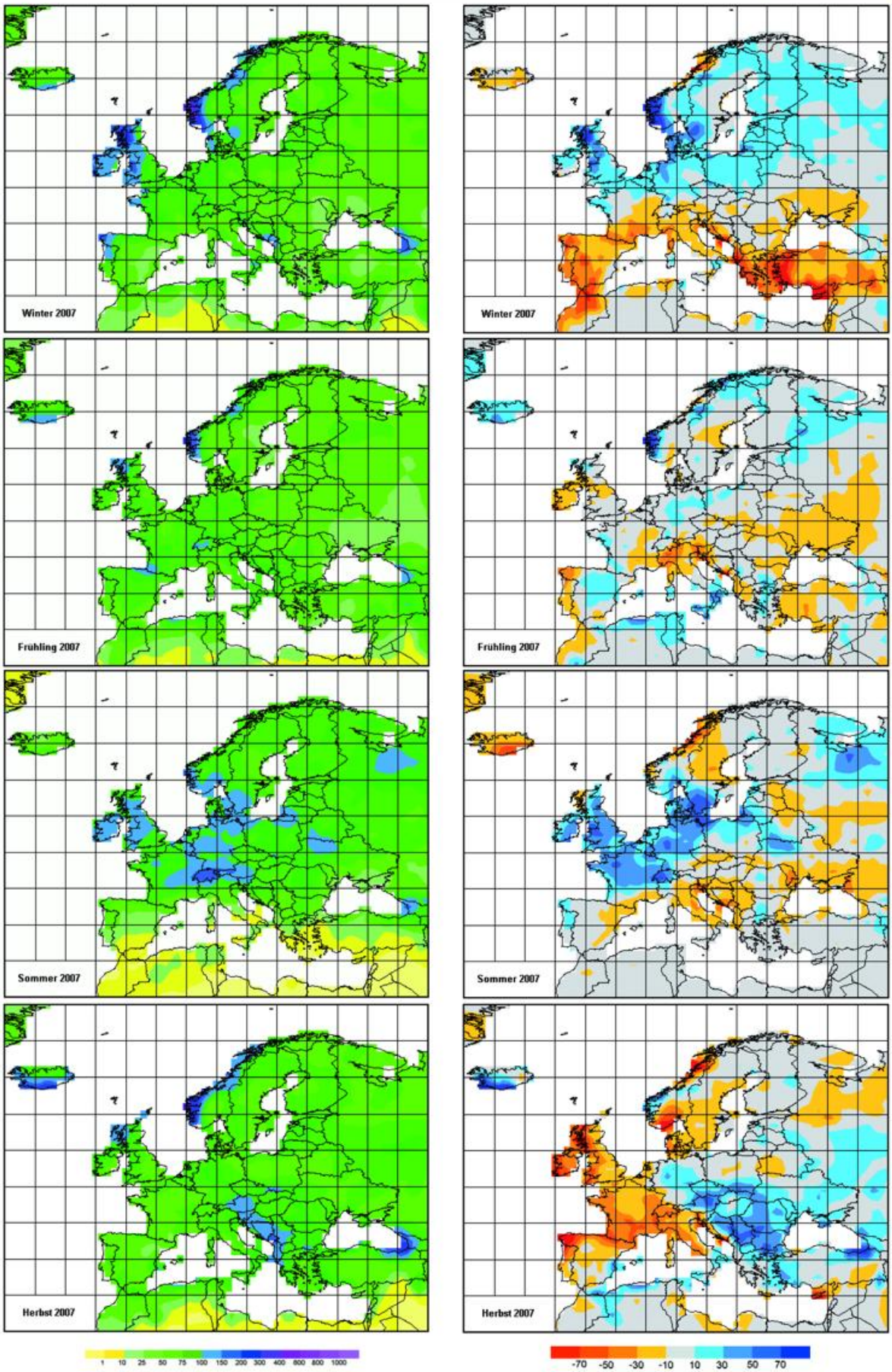


Abb. 2a: Niederschlagshöhe für die Jahreszeiten in mm/Monat

Abb.2b: Niederschlagsanomalie für die Jahreszeiten in mm/Monat (Bezugszeitraum 1961–

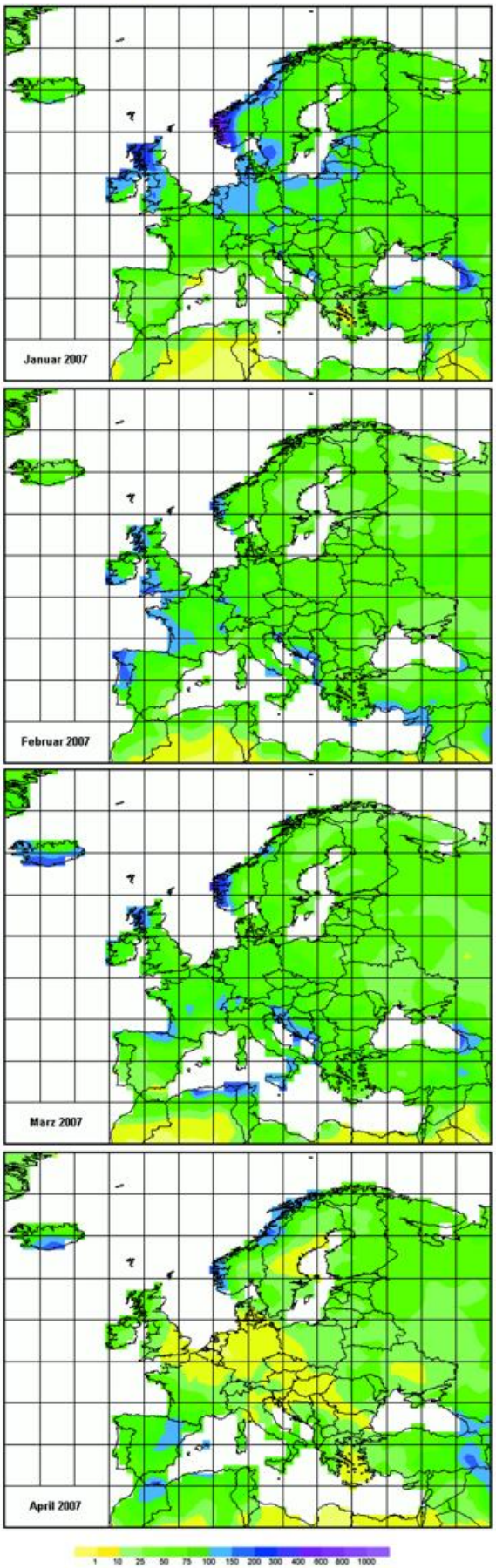


Abb.3a: Monatliche Niederschlagshöhe in mm

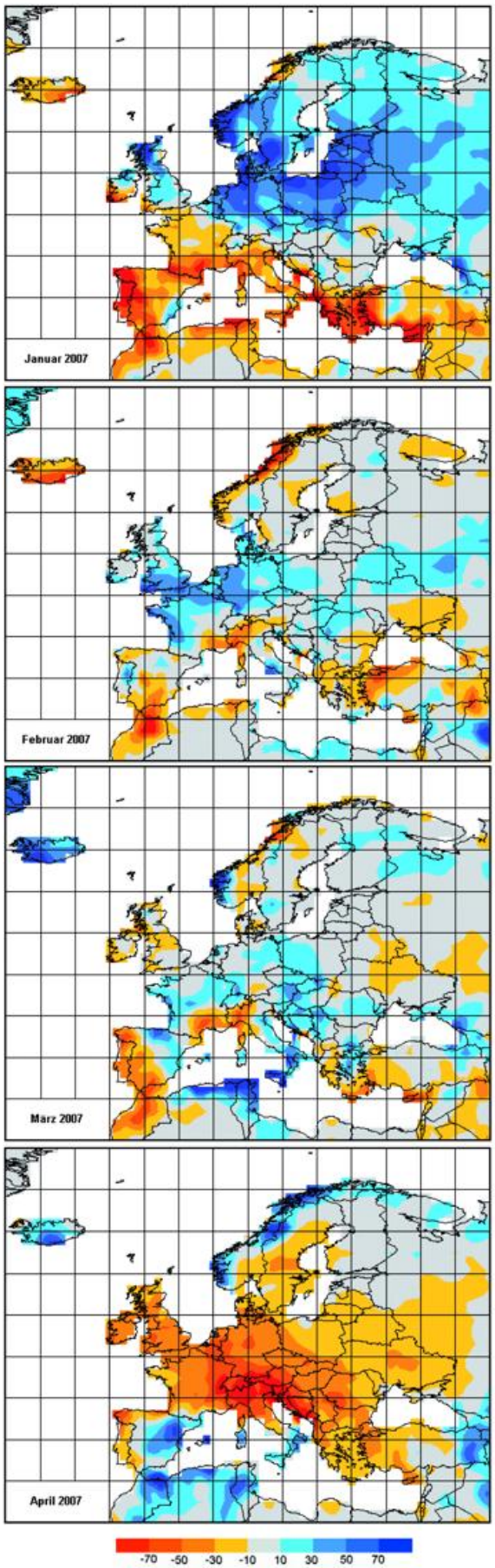


Abb.3b: Monatliche Niederschlagsanomalie in mm (Bezugszeitraum 1961–1990)

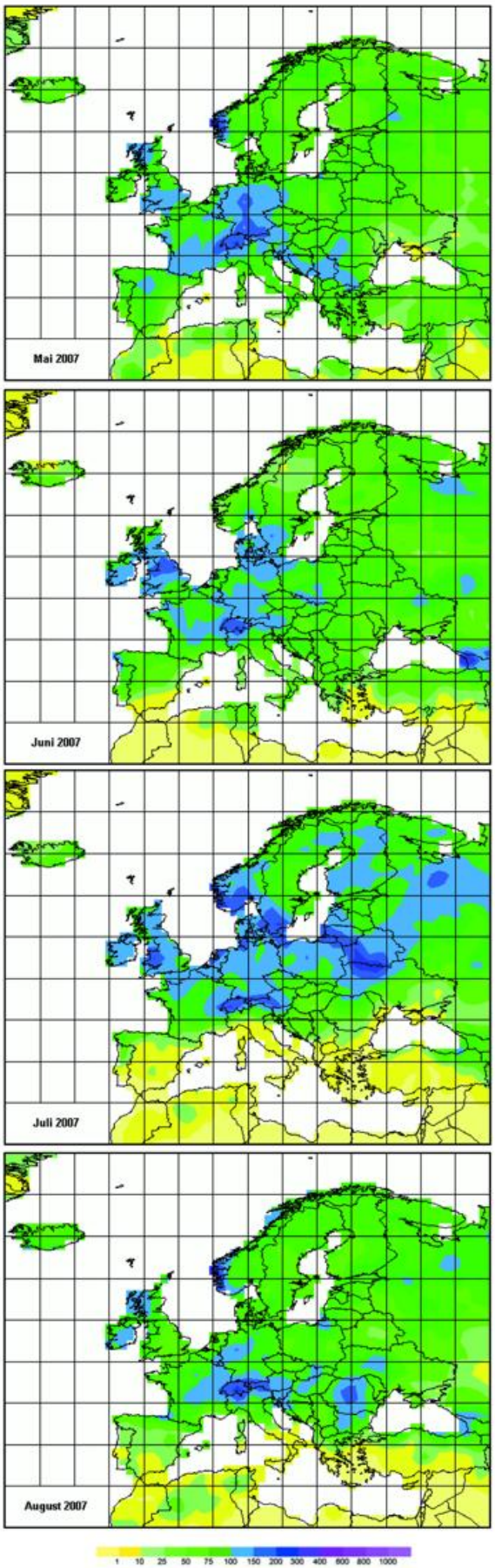


Abb.3a: (Fortsetzung) Monatliche Niederschlagshöhe in mm

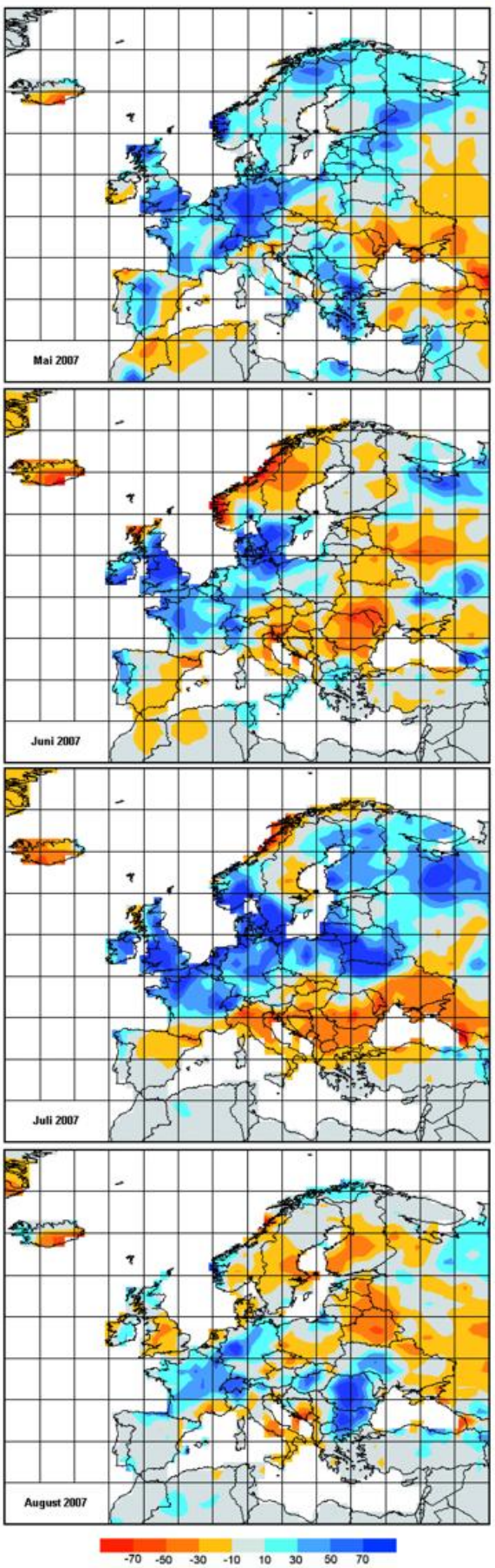


Abb.3b: (Fortsetzung) Monatliche Niederschlagsanomalie in mm (Bezugszeitraum 1961–1990)

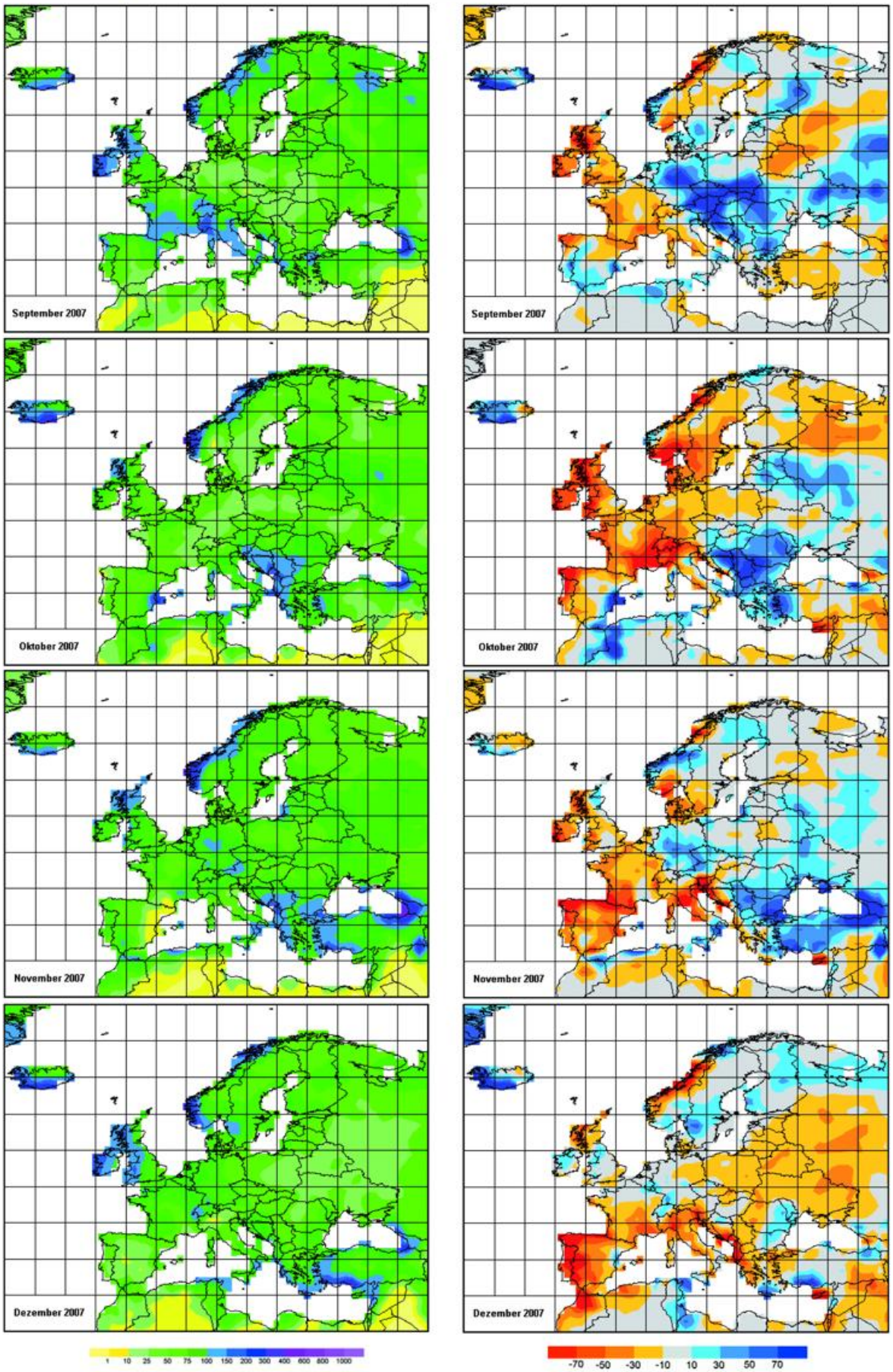


Abb.3a: (Fortsetzung) Monatliche Niederschlagshöhe in mm

Abb.3b: (Fortsetzung) Monatliche Niederschlagsanomalie in mm (Bezugszeitraum 1961–1990)

Die monatlichen Niederschläge und extremen Niederschlagsereignisse in Europa im Jahr 2007 von Januar bis Dezember:

Kurzzeitige Extremniederschläge oder über mehrere Tage anhaltende ergiebige Niederschläge erreichen z.T. das durchschnittliche „Monatssoll" bzw. liegen sogar höher und sind damit auch in den Karten der monatlichen Niederschlagshöhen (Abb. 3a) bzw. Niederschlagsanomalien (Abb. 3b) sichtbar. Wesentliche zu lokalen oder regionalen Hochwasser- bzw. Dürreschäden in Europa führende monatliche Niederschlagsereignisse werden nachfolgend für jeden Monat des Jahres 2007 kurz beschrieben.

Im *Winter* waren speziell im Januar großflächig anomal hohe Niederschläge zu verzeichnen. Mehrere Winterstürme („Franz", „Hanno", und „Kyrill") zogen im Januar von der Nordsee bis weit nach Osteuropa und führten dabei auch z.T. heftigen Regen mit sich, der lokale Überschwemmungen in den betroffenen Gebieten zur Folge hatte. In den Alpen blieb auf Grund des aussergewöhnlich milden Winters Schnee weitgehend Mangelware.

Im *Frühjahr* führte heftiger Regen gekoppelt mit Schneeschmelze Ende März / Anfang April im Nordosten von Spanien zu Überschwemmungen. Hohe landwirtschaftliche Ernteausfälle in Höhe von etwa 40 Millionen Dollar waren die Folge. Im Großteil von Europa, insbesondere in Mitteleuropa, war der April durch außergewöhnliche Niederschlagsarmut bzw. völlig ausbleibenden Niederschlag gekennzeichnet. Die sich als Folge dieser Niederschlagsarmut abzeichnende Katastrophe in Form von massivem Ernteausfall und extremem Niedrigwasser blieb glücklicherweise aus, da ein überdurchschnittlich feuchter Mai die Wasserspeicher in Mitteleuropa wieder rasch auffüllte. Heftiger Starkregen verursachte in der zweiten Maihälfte in der Mitte und dem Süden von Spanien die großflächige Überflutung von Feldern, Weinbergen, und die Unterbrechung von Bahnlinien.

Im *Sommer* mussten die Einwohner der Ukraine die stärkste Dürre seit 100 Jahren überstehen. Nach einem sehr regenarmen Frühjahr folgte dort ein ebenso trockener Sommer und zerstörte die landwirtschaftliche Ernte. Erst im Laufe des Monats August setzte in dieser osteuropäischen Region wieder Regen ein. Im Gegensatz zur Ukraine waren die Monate Juni und Juli auf den Britischen Inseln außergewöhnlich feucht. Eine Mitte Juni beginnende Periode heftiger großflächiger Niederschläge führte zum feuchtesten Juni in Großbritannien seit 1873. Insgesamt war die Periode Mai bis Juli 2007 dort so feucht wie noch niemals zuvor seit Beginn der regelmäßigen Wetteraufzeichnungen. Die Folge der großen Regenmengen waren die schwersten Überschwemmungen seit 60 Jahren, die Süd- und Mittel-England großflächig unter Wasser setzten und dabei mehr als 340 000 Einwohner in mehr als 10 000 Häusern massiv beeinträchtigten. Im August verlagerte sich das Zentrum der Starkregenaktivität in andere Regionen Europas. In der ersten Augusthälfte waren in der Schweiz die stärksten Regenfälle seit mehr als 100 Jahren zu verzeichnen. Auch Teile von Rumänien und Bulgarien wurden im August von heftigen zu lokalen Überschwemmungen führenden Starkniederschlägen getroffen.

Der *Herbst* begann im September mit Starkniederschlägen in Mitteleuropa mit Schwerpunkt in Österreich, Ungarn, der Tschechischen Republik, Rumänien und Slowenien. Entlang der Donau und ihren Zuflüssen führte dies z.T. zu den stärksten Überschwemmungen der letzten 20 Jahre. Auch Süd-Spanien wurde im September von Gewittern mit Starkregen und nachfolgenden Sturzfluten getroffen. Dies setzte sich dort im Oktober fort. Dieses Mal trafen die Gewitterregenfälle und Sturzfluten speziell die Region um Alicante und Valencia, wo z.T. innerhalb von nur einer Stunde 100 mm Regen zu verzeichnen waren. In der zweiten Novemberhälfte wurde schließlich der Südosten Europas von kräftigen Regenfällen überzogen. In Serbien und in Montenegro wurden dabei mehr als 1000 Häuser überflutet. Auch in Griechenland mußten Ende November einige Dörfer evakuiert werden. In der Schweiz und Österreich brachte der früheste Wintereinbruch seit 30 Jahren schon in der ersten Novemberhälfte kräftigen Schneefall und daraus resultierend z.T. mehr als 1 m Schneehöhe in tiefen Lagen. Das Jahr endete mit einem bzgl. der Niederschlagsmengen in großen Teilen Europas durchschnittlichen Dezember.

Hinweise zur Datenbasis der Niederschlagskarten und Berechnung der Anomalien:
Die Niederschlagskarten dieses Beitrags beruhen auf Rasterdaten, die regelmäßig monatlich auf der Basis gemessener Niederschlagsdaten im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN, engl. Global Precipitation Climatology Centre, GPCC) berechnet werden (Rudolf et al.,1992, Rudolf und Schneider, 2005). Für das etwa zwei Monate nach Ablauf eines Analysemonats verfügbare „GPCC Monitoring Product" (Fuchs et al., 2007) werden die in SYNOP- und CLIMAT-Meldungen über das globale Fernmeldesystem (Global Telecommunication System, GTS) empfangenen Daten von weltweit rund 7.500 Stationen nach einer gründlichen Qualitätskontrolle durch das WZN analysiert. Die Anomalien werden auf der Basis der Rasterdaten gebildet, die jeweils getrennt für die monatlichen Niederschlagsdaten des betrachteten Einzeljahres sowie für die Mittelwerte der Normalperiode 1961-1990 durch Interpolation berechnet wurden. Die Rastergröße der Analysen beträgt 1° mal 1° geographische Breite und Länge, die resultierenden Rasterwerte wurden zur Darstellung in den Karten (Abb. 1-3) geglättet. Die einheitliche Verwendung der Maßeinheit Millimeter pro Monat dient der Vergleichbarkeit der jährlichen (Abb. 1), jahreszeitlichen (Abb. 2) und monatlichen (Abb. 3) Niederschlagskarten.

Literatur

Fuchs, T., U. Schneider und B. Rudolf (2007): Global Precipitation Analysis Products of the GPCC. Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M., Germany. 16 pp. Internetpublikation unter http://gpcc.dwd.de.

Rudolf, B., und U. Schneider (2005): Calculation of Gridded Precipitation Data for the Global Land-Surface using in-situ Gauge Observations, Proceedings of the 2nd Workshop of the International Precipitation Working Group IPWG, Monterey October 2004, EUMETSAT, ISBN 92-9110-070-6, ISSN 1727-432X, 231-247.

Rudolf, B., H. Hauschild, M. Reiß und U. Schneider (1992): Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie - Contributions to the Global Precipitation Climatology Centre. Meteorologische Zeitschrift N. F. 1 Nr. 1, 7-84.

Quellenangaben zu den aufgelisteten Extremereignissen
- EU-NatCatSERVICE der Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, Deutschland
- Roger Brugge, University of Reading, UK, http://www.met.rdg.ac.uk/~brugge/world.html
- Dartmouth Flood Observatory, New Hampshire, USA, http://www.dartmouth.edu/~floods
- Meldungen der deutschen Tagespresse aus dem Pressespiegel des DWD.

Weltweite Besonderheiten der Witterung

P. Hechler

Die Analysen führender Klimazentren ordnen das Jahr 2007 unter den zehn wärmsten der seit 1850 existierenden Beobachtungsreihe ein. Nach den Berechnungen des Hadley Centre, Großbritannien lag die mittlere globale Lufttemperatur 0,4 K über der mittleren Jahrestemperatur des Referenzzeitraums 1961-1990 von 14°C; 2007 ist somit das siebt wärmste Jahr. Der Januar 2007 markierte den wärmsten Januar seit Beobachtungsbeginn; die global gemittelte Januartemperatur lag für 2007 bei 12,7°C (vieljähriges Mittel: 12,1°C).
Seit Beginn des 20. Jahrhunderts ist die globale Jahresmitteltemperatur um 0,74 K angestiegen. Dieser Anstieg erfolgte jedoch nicht gleichmäßig. Die linear gemittelte Erwärmungsrate der letzten 50 Jahre (0,13 K pro Dekade) ist nahezu doppelt so hoch wie die der letzten 100 Jahre.

Für die meisten Landflächen der Erde wurden positive Temperaturabweichungen beobachtet. Eine Ausnahme bildete Südamerika mit negativen Temperaturanomalien. Die größten positiven Temperaturabweichungen betrafen die höheren Breiten der Nordhemisphäre mit großen Teilen Nordamerikas, Europas und Asiens. Die Abweichungen der Jahresmitteltemperaturen lagen 2-4 K über dem mittleren Wert für den Zeitraum 1961-1990. So war das Jahr 2007 bspw. das wärmste Jahr seit Beginn der hydrometeorologischen Messungen in der Russischen Förderation vor 150 Jahren.

Das Jahr 2007 begann mit Höchstwerten der Temperatur. In Teilen Europas gehörten Winter und Frühling zu den mildesten seit Aufzeichnungsbeginn mit Abweichungen von über 4 K zum vieljährigen Mittel für die Monate Januar und April (s.a. Abb. 1). Außergewöhnlich hohe Temperaturen traten von Anfang Januar bis Anfang März im größten Teil Westaustraliens auf. Hier lagen die Februartemperaturen mehr als 5 K über dem vieljährigen Mittel.
Zwei ungewöhnliche Hitzewellen traten im Juni und Juli in Südosteuropa auf. Mit Tagesmaxima über 40°C wurden an einigen Orten neue Extremwerte aufgestellt, wie zum Beispiel mit bis zu 45°C in Bulgarien. Dutzende Menschen starben und Waldbrände verwüsteten tausende Hektar Land. Eine heftige Hitzewelle traf die USA im August mit mehreren neuen Rekordwerten und über 50 Hitzetoten. Die Monate August und September waren auch in Teilen Japans außergewöhnlich warm. Mit 40,9°C wurde am 16. August ein neuer japanischer Rekordwert für die Tageshöchsttemperatur verzeichnet.
In der westaustralischen Stadt Perth wurden am 26. Dezember 44,2°C gemessen, der heißeste Dezembertag seit Aufzeichnungsbeginn 1897. Der bisherige Höchstwert von 42,3°C vom 31. Dezember 1968 wurde um fast 2 K überschritten.
Im Gegensatz dazu verzeichnete Australien den kältesten Juni seit Aufzeichnungsbeginn mit Abweichungen von -1,5 K zum vieljährigen Mittel. Südamerika registrierte einen ungewöhnlich kalten Winter (Juni-August) mit starken Winden, heftigen Schneestürmen und seltenem Schneefall in mehreren Regionen. Die Temperaturen sanken Anfang Juli auf bis zu -22°C in Argentinien und -18°C in Chile.

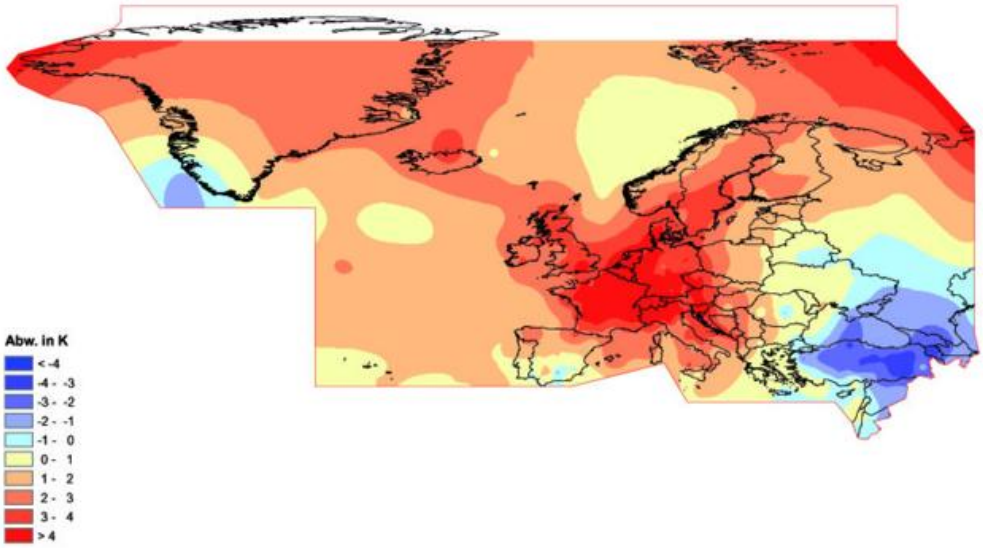


Abb. 1: Abweichung der Monatsmitteltemperatur vom Referenzwert 1961-1990 für Europa, April 2007

Ausgeprägte Dürren wurden in den USA, Australien und China registriert. Zusammen mit starken Santa-Ana-Winden führten diese u.a. im Oktober zu vernichtenden Bränden im südlichen Kalifornien, USA. Hunderttausende Menschen waren betroffen und mehr als 1500 Häuser fielen den Flammen zum Opfer. Vorläufigen Schätzungen zufolge brachte das Jahr 2007 die zweitheftigste ‚Waldbrandsaison' der USA mit über 85000 Busch- und Waldbränden, bei denen mehr als 37000 km² in Flammen standen. In Australien war die Dürre nicht ganz so heftig wie im Vorjahr; die Wasserressourcen blieben jedoch wegen anhaltender vieljähriger Dürrebedingungen sehr niedrig. Unterdurchschnittlicher Niederschlag in den dicht besiedelten und landwirtschaftlich genutzten Gebieten führte zu starken Ernteverlusten und Einbußen sowie zu fortgesetzten Einschränkungen in der Wasserversorgung der meisten Großstädte. Südchina registrierte schwere Dürrebedingungen von Ende September bis Mitte Dezember; Millionen von Menschen litten unter Einschränkungen der Wasserversorgung sowie unter Ernteverlusten.

Der globale Jahresniederschlag über Landflächen lag 2007 über dem vieljährigen Mittelwert 1961-1990. Regional betrachtet traten Niederschlagsdefizite im Südosten und Westen der USA, in Nordindien, an den weiter östlich gelegenen Küstenabschnitten Brasiliens, in südlichen und östlichen Teilen Australiens sowie in Teilen Ostasiens auf, während die zentralen Teile der USA und Teile Europas und Asiens überdurchschnittliche Niederschläge verzeichneten (s. Abb.2).
In vielen Ländern Afrikas traten im Jahr 2007 schwere Überflutungen auf. So wurde das Sambesi-Tal in Mozambique im Februar überflutet; 800 km² landwirtschaftlicher Anbauflächen standen unter Wasser. Der starke Südwestmonsun bescherte eine der niederschlagsreichsten Regenzeiten (Juli – September) mit ausgedehnten Überschwemmungen in West- und Zentralafrika sowie in Teilen des Horns von Afrika. Insgesamt waren ungefähr anderthalb Millionen Menschen betroffen und hunderttausende Wohnstätten wurden zerstört.
In Bolivien waren fast 200000 Menschen von Überflutungen im Januar/Februar betroffen; 700 km² landwirtschaftlicher Nutzflächen wurden überschwemmt. In Uruguay

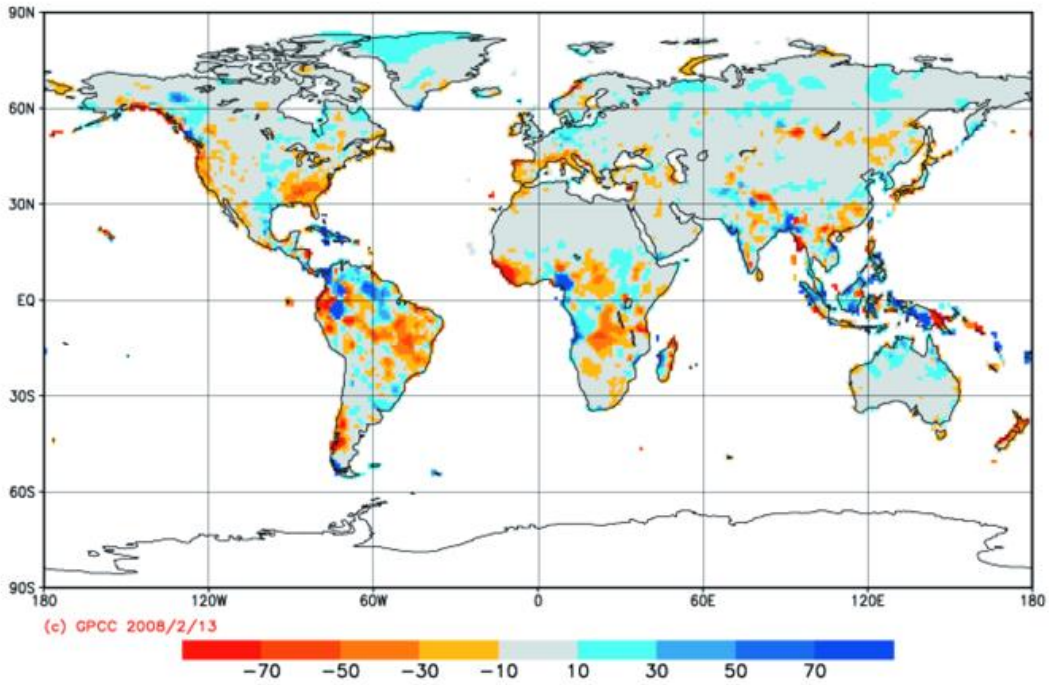


Abb. 2: Globale Verteilung der Niederschlagsabweichungen auf den Landflächen der Erde im Jahr 2007; Niederschlagsmesser-basierte Analysen im 1 Grad Raster als normierte Abweichungen in mm/Monat bezogen auf 1961-1990
(Quelle: Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (GPCC))

führten heftige Regenfälle Anfang Mai zu den schwersten Überflutungen seit 1959; mehr als 110000 Menschen waren betroffen und landwirtschaftliche Flächen sowie Gebäude wurden schwer beschädigt.
Anhaltende Regenfälle verwüsteten das chinesische Huai He Flusstal Ende Juni und im Juli; mehr als 29 Millionen Menschen waren betroffen. Es wird davon ausgegangen, dass dies die heftigste Überflutung in dieser Region seit 1954 war. Der Monsun führte in Teilen Südasiens zu den schwersten Überschwemmungen seit Jahren. Ungefähr 25 Millionen Menschen waren in der Region betroffen, besonders in Indien, Pakistan, Bangladesch und Nepal. Tausende verloren ihr Leben.
In England und Wales wurde die nasseste Mai-Juli Periode seit Aufzeichnungsbeginn 1766 registriert. In diesem Zeitraum fielen 415 mm Niederschlag (bisheriger Rekord: 349 mm im Jahr 1789). Schwere Überschwemmungen in dieser Region töteten 9 Menschen und verursachten Schäden in Höhe von mehr als 6 Milliarden US Dollar.

Ein schwerer Sturm (Kyrill) zog am 17./18. Januar mit heftigen Regenfällen und Windspitzen bis 170 km/h über das nördliche Europa hinweg. Mindestens 47 Menschen fielen dem Sturm zum Opfer und Zehntausende waren ohne Strom.
Im Nordwestpazifik wurden 2007 vierzehn Taifune registriert. Millionen von Menschen in Südostasien waren von den tropischen Wirbelstürmen betroffen, wobei die Taifune Pabuk, Krosa und Lekima sowie der Tropensturm Peipah zu den heftigsten zählten.
Während der atlantischen Hurrikansaison entwickelten sich 6 Hurrikane, was dem vieljährigen Mittel entspricht. Zum ersten Mal seit Aufzeichnungsbeginn 1886 erreichten innerhalb einer Saison zwei Hurrikane der Kategorie 5 das Land.
Im Februar brachte der tropische Zyklon Gamède einen neuen Niederschlags-Weltrekord: innerhalb von drei Tagen wurden auf der französischen Insel La Reunion 3929 mm Niederschlag registriert.

Am 15. November traf der tropische Wirbelsturm Sidr mit Windspitzen bis 240 km/h und Starkregen auf Bangladesch. Mehr als 8,7 Millionen Menschen waren von dem Zyklon der Kategorie 4 betroffen. Es gab 52000 Verletzte und mehr als 3000 Tote. Cirka 1,5 Millionen Behausungen wurden beschädigt oder zerstört.

Im Januar 2007 klang die kurze El Niño Phase des letzten Jahres rasch wieder ab und in der zweiten Jahreshälfte 2007 manifestierte sich eine La Niña Situation im zentralen und östlichen äquatorialen Pazifik. Die Entwicklung der La Niña Phase hat das Klima in vielen Regionen der Erde beeinflusst, sowohl im direkten Umfeld des äquatorialen Pazifiks als auch in weiter entfernten Bereichen des Indischen Ozeans, Afrikas, Asiens und Amerikas.

Den vollständigen deutschen Bericht können Sie im Internet unter

http://www.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwDesktop/?_nfpb=true&_pageLabel=_dwdwww_klima_umwelt_ueberwachung_global

nachlesen.

Bei der WMO unter:

http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/wcdmp/wcdmp_home_en.html

Anm.: Die Inhalte (verkürzte Wiedergabe) wurden vom Autor für die WMO-Veröffentlichung ‚WMO Statement on the Status of the global Climate 2007' zusammengestellt. Die Informationen entstammen den Zumeldungen verschiedener WMO-Mitgliedsländer sowie kooperierender Institutionen.

Die Winterstürme im Jahr 2007

R. Franke, C. Lefebvre, G. Rosenhagen

Der Winter 2006/07 war gekennzeichnet durch eine sehr kräftige atlantische Frontalzone, die mit Windgeschwindigkeiten von zum Teil 100 Knoten im 500 hPa-Niveau von der USA-Ostküste über die Britischen Inseln bis nach Osteuropa reichte. In ihr bildete sich zwischen dem Jahresende 2006 und dem Anfang der dritten Januardekade 2007 eine ganze Serie schwerer Sturmwirbel und Orkanzyklonen, die in West-, Mittel- und Osteuropa für große Schäden sorgten und auch zahlreiche Menschenleben forderten.

In der Nacht vom 30. zum 31. Dezember 2006 zog der Orkanwirbel KARLA über Südnorwegen hinweg ostwärts und erfasste dabei auch Norddeutschland, wobei im Binnenland orkanartige Böen und an der Nord- und Ostseeküste Orkanböen auftraten.

Am 11. und 12. Januar 2007 bestimmte das Orkantief FRANZ, das am 11.01. um 00 UTC dicht südlich von Island mit 950 hPa seinen tiefsten Kerndruck aufwies, das Wetter in ganz Deutschland, wobei im Küstenbereich und auch auf den Berggipfeln Orkanböen gemeldet wurden.

Am 13. und 14. Januar sorgte die Orkanzyklone HANNO, die nach Südschweden zog, mit Orkanböen in ganz Mitteleuropa für große Schäden.

Den Höhepunkt dieser Folge von Sturm- und Orkanwirbeln praktisch im 3-Tages-Takt, gab es jedoch mit dem Orkantief KYRILL. Am 16. Januar um 00 UTC bildete sich ein Wellentief von 1010 hPa an der USA-Ostküste zwischen New York und Boston. Zu dem Zeitraum war die nordamerikanische Frontalzone sehr stark ausgeprägt und wies extrem große Temperaturunterschiede im 500 hPa-Niveau auf. Während über Boston -13 °C beobachtet wurden, betrug die Temperatur über Labrador -48 °C. So entwickelte es sich durch Einbeziehung der hochreichenden Kaltluft aus dem ostkanadischen Raum schon innerhalb von 24 Stunden zu einem respektablen Tief von unter 985 hPa dicht östlich von Neufundland, das den Namen KYRILL erhielt. Entwicklungsgünstig auf der Vorderseite eines markanten kurzwelligen Höhentroges mit diffluentem Ausgang gelegen, überquerte der Wirbel unter starker Intensivierung rasch den Nordatlantik und befand sich am 18.01. um 00 UTC als schweres Sturmtief von 965 hPa nordwestlich von Irland. Innerhalb der nächsten 12 Stunden wurde KYRILL dann zum Orkantief, das über Dänemark hinweg ostwärts zog und am 18.01. um 18 UTC mit einem tiefsten Kerndruck von 958 hPa Südschweden erreichte.

Schon in den Vormittagsstunden des 18. Januar gab es in England und Irland durch die starke Zunahme des Luftdruckgradienten an der Südseite von KYRILL Orkanböen, und in den Mittagsstunden erreichten die ersten Orkanböen die Niederlande. Mit der Annäherung der Warmfront des Tiefs wurden in der Deutschen Bucht mittags dreistündige Druckfalltendenzen von 13 hPa gemessen, ein ungewöhnlich hoher Wert, wie er nur bei schweren Sturm- und Orkanlagen vorkommt. Im Bereich des

breiten Warmsektors, der ab Mittag über Deutschland lag, wurden sehr feuchte Subtropikluftmassen herangeführt, in denen die Temperaturen bis 16 Grad C anstiegen. So meldete Mannheim ein Maximum von 16,4 Grad C. Im Nachmittagsverlauf zog dann die Kaltfront des Tiefs von der Nordsee heran und sorgte für schwere Unwetter. Da in der oberen Troposphäre sehr trockene Luft über die Kaltfront hinweg vordrang, kam es entlang der Front zu sehr starker Labilisierung, was zur Ausbildung einer Gewitterlinie führte. Bei derart extremen Verhältnissen entwickelten sich schwere Gewitter, die aufgrund ihres Blitzreichtums und ihrer hohen Niederschlagsmengen sommerliche Ausmaße annahmen. So wurden in Berlin-Dahlem innerhalb von 24 Stunden 40,6 Liter pro Quadratmeter gemessen. Das ist die höchste jemals in einem Wintermonat registrierte Tagesmenge (siehe F. Schenk, „Berliner Wetterkarte“ vom 19. Januar 2007). Der Kaltfront folgte ein sehr intensiver Trog nach, in dem in ganz Deutschland verbreitet Orkanböen auftraten.

Der Orkanwirbel KYRILL richtete in Deutschland gewaltige Schäden an und es gab insgesamt 13 Todesopfer. Ganze Waldgebiete wurden verwüstet und der Verkehr auf den Straßen wurde durch umgestürzte Bäume stark in Mitleidenschaft gezogen. Der Eisenbahnverkehr kam sogar völlig zum Erliegen, was bisher noch nie vorgekommen ist. Allein diese Tatsache zeigt die enormen Dimensionen und die Zerstörungskraft von KYRILL, der als ein Ausnahmetief anzusehen ist, wie es nur alle 10 bis 20 Jahre einmal zu erwarten ist (siehe Deutscher Wetterdienst, „Der Orkan Kyrill“ und Andreas Friedrich, Thomas Kratzsch, Deutscher Wetterdienst, „Orkan „Kyrill“ über Deutschland“) .

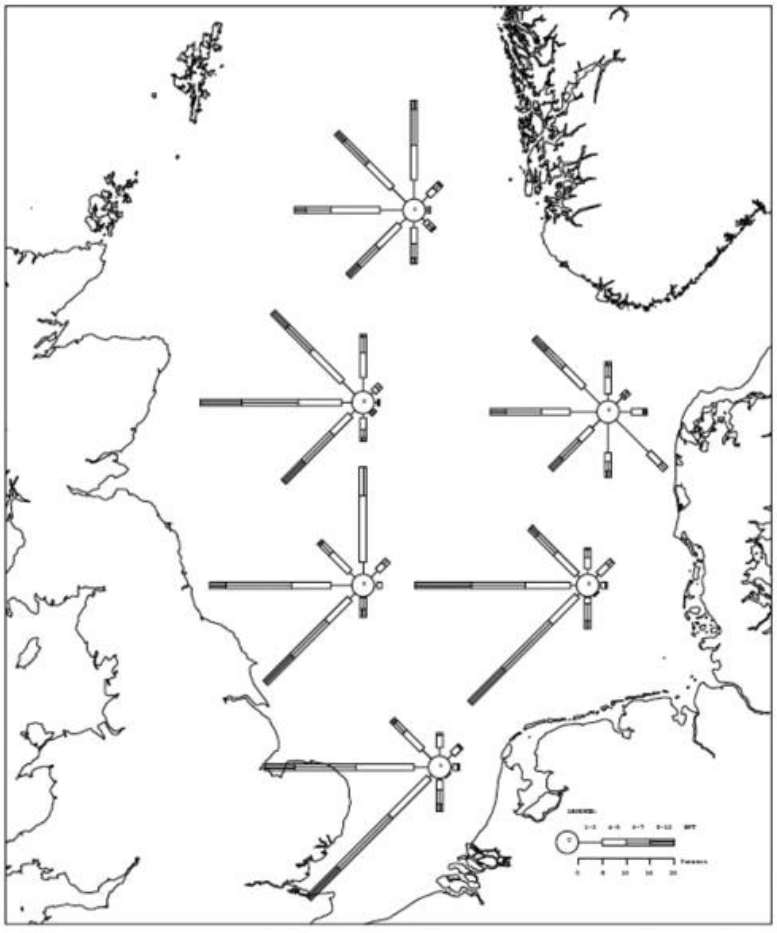


Abb. 1: Windverteilung über der Nordsee

Nach Abzug des Orkantiefs KYRILL endete die Serie von Sturm- und Orkantiefs am 22. Januar mit dem Sturmwirbel LANCELOT, der an der Küste von Nord- und Ostsee noch einmal orkanartige Böen brachte.

Das letzte Orkantief in diesem ereignisreichen Winterhalbjahr 2006/07 war ORKUN, das am 15. März in den subtropischen Gewässern der USA-Ostküste als Welle entstand und in der kräftigen Frontalzone rasch ostwärts zog. Am 18.03. um 00 UTC befand sich ORKUN als Orkanwirbel bei den Faröer-Inseln und vertiefte sich bei seiner langsamer werdenden Ostverlagerung noch weiter, so dass 6 Stunden später dicht östlich der Inselgruppe ein Kerndruck von 950 hPa festzustellen war. Am 18.03. um 12 UTC erreichte die Zyklone mit 950 hPa die Norwegenküste im Seegebiet Utsira-Nord, so dass das Orkanfeld an seiner Südseite vor allem die nördliche Nordsee traf mit Seegangshöhen von 10 bis 12 Metern. Deutschland geriet daher nur in den Randbereich dieses Orkantiefs und so wurden nur im Norden schwere Sturmböen und an der Nordseeküste einzelne Orkanböen verzeichnet. ORKUN bewegte sich dann in Richtung Mittelschweden, wo er sich bei geringer Nordverlagerung im Laufe des 20. März allmählich auffüllte.

Die Auswertung der Windbeobachtungen der freiwillig beobachtenden Schiffe (VOS) über der Nordsee zeigt in Abb. 1 das Vorherrschen der starken West- bis Südwestströmung von Januar 2007. In den südlicheren Seegebieten der Nordsee haben SW-Winde gewöhnlich einen Anteil um 20 %, im Januar 2007 lag dieser jedoch bei 45-50 % (vgl. Abb. 2).

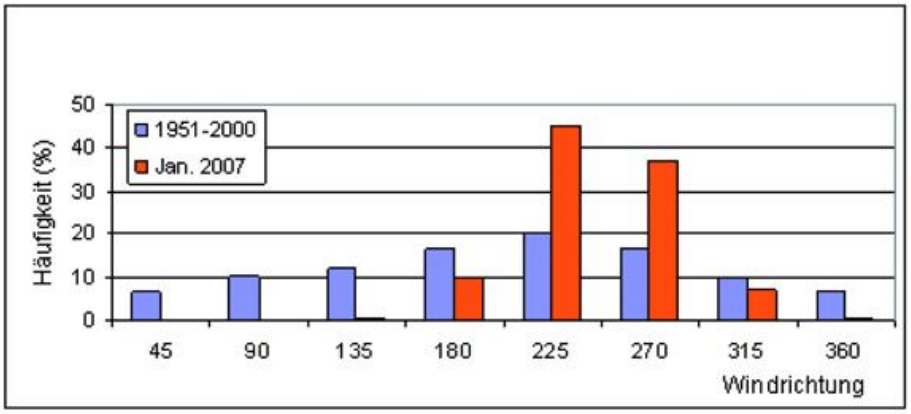


Abb. 2: Relative Häufigkeit der Windrichtung im Januar Seegebiet Dt. Bucht

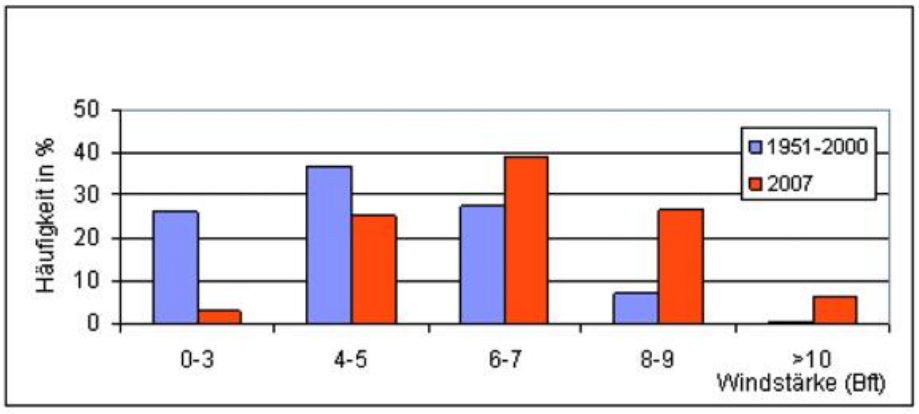


Abb. 3: Relative Häufigkeit der Windstärke im Januar Seegebiet Dt. Bucht

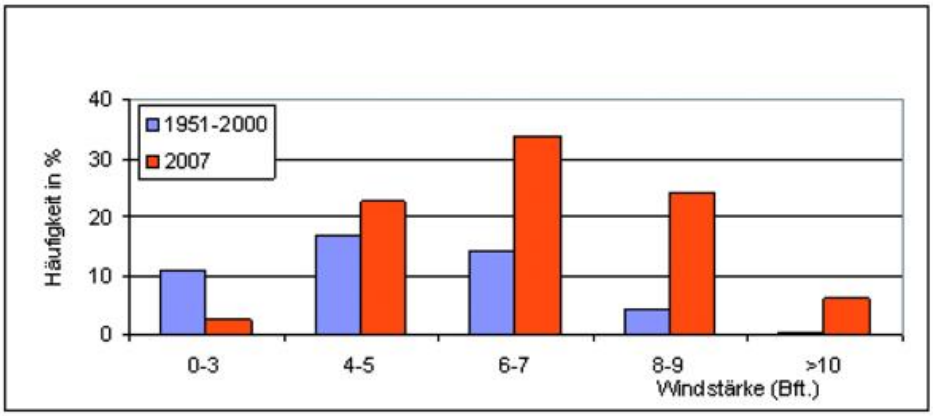


Abb. 4: Relative Häufigkeit von Winden aus SW-NW Seegebiet Dt. Bucht

Östliche Winde kamen in den ersten Wochen dieses Jahres so gut wie nicht vor. Abb. 3 ist das gehäufte Auftreten hoher Windstärken im Vergleich zum vieljährigen Mittel (Januar 1951-2000) zu entnehmen.

Der Anteil stürmischer SW- bis NW- Winde (ab Bft. 8) erreichte in der Dt. Bucht 30 % (Abb. 4), was eine Steigerung um das 6-fache im Vergleich zum Mittelwert von knapp 5 % bedeutet.

Eine Häufung sehr kräftiger Stürme bis Orkanstärke gab es auch schon 1990, von Ende Januar bis Ende März. Damals verursachten Winterstürme wie DARIA, OTTILIE, VIVIAN und WIEBKE, die mit vergleichbaren Windgeschwindigkeiten wie KYRILL über das Land zogen, nicht nur in Deutschland, sondern in weiten Teilen Europas hohe Schäden. Wie KYRILL gehören DARIA, VIVIAN und WIEBKE zu den 10 teuersten Stürmen Europas (Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, Geo Risks Research, NatCatSERVICE April, 2007).

Aber nicht nur das Jahr 1990 war äußerst stürmisch, auch die Folgejahre waren sehr windreich und die Wissenschaft fragte sich damals, ob sich darin bereits der Klimawandel abzeichne. Zur Jahrtausendwende ging dann aber das Windaufkommen deutlich zurück. Nach einer Reihe windschwacher Jahre zeichnete sich nun der Winter 2006/2007 wieder durch ein hohes Sturmaufkommen aus. Gleichzeitig war der Zeitraum von Herbst 2006 bis Frühling 2007 vor allen in Mitteleuropa der wärmste seit Beginn regelmäßiger Aufzeichnungen vor mehr als 100 Jahren. Da 2007 der 4. Sachstandsbericht des IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) den Klimawandel auf vielfältige Art beleuchtete und bewertete, wurde die Diskussion angefacht, inwieweit in Deutschland die sich auch hier abzeichnende Erwärmung zu einer Erhöhung des Windaufkommens führt.

Da repräsentative Windmessungen für einen längeren Zeitraum nicht verfügbar sind, wird für Aussagen über die Veränderung des Windfeldes auf den geostrophischen Wind zurückgegriffen. In Abb. 5 sind die Wintermittel (Dezember bis Februar) des geostrophischen Windes über der Deutschen Bucht im Zeitraum 1879/80 bis 2006/07 dargestellt. Sie wurden aus den auf Meeresniveau reduzierten Luftdruckwerten (3 pro Tag) von Emden, Hamburg und Sylt bzw. Fanø berechnet. Es zeigt sich eine deutliche Variabilität von Jahr zu Jahr, jedoch kein nennenswerter Trend. Insbesondere

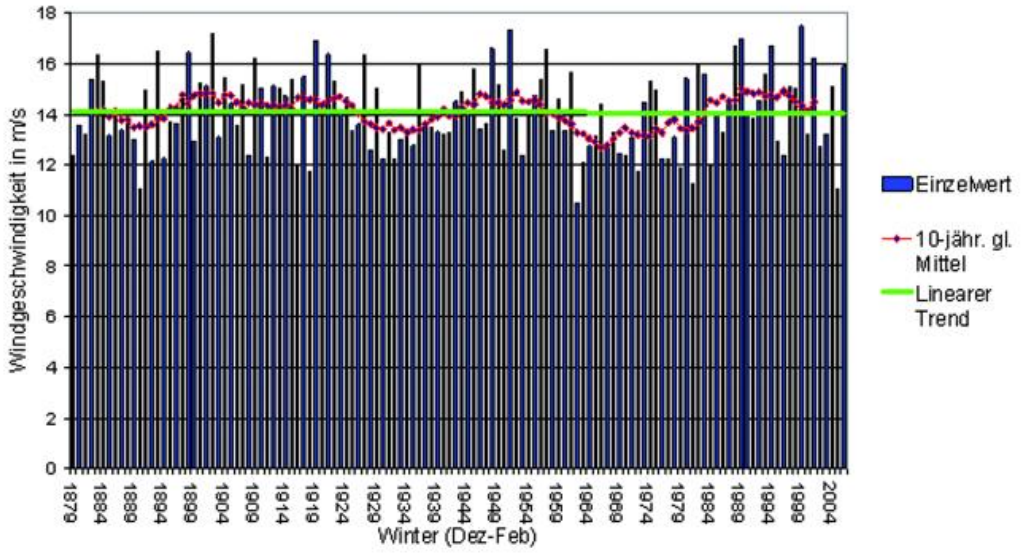


Abb. 5: Wintermittel des geostrophischen Windes für die Deutsche Bucht zwischen 1879/80 und 2006/07
(Einzelwerte und 10-jährig gleitendes Mittel und linearer Trend)

wird deutlich, dass zwischen 1880 und 1925 durchaus vergleichbar hohe mittlere Windgeschwindigkeiten herrschten wie in den windreichen 1990-er Jahren. Die Kurve des 10-jährigen gleitenden Mittels suggeriert eine etwa 40-jährige Schwingung. Diese ist jedoch weder erklärbar, noch statistisch belastbar.

Wird das Auftreten von Winterstürmen über der Nordsee mit der Anzahl von winterlichen (November bis einschließlich März) Tiefdruckgebieten mit einem niedrigen Kerndruck von 950 hPa und darunter über dem Nordatlantik verglichen (Abb. 6), so zeigt sich eine gute Übereinstimmung. In den windreichen 1990-erJahren wie auch im Winter 2006/2007 war die Häufigkeit sehr kräftiger atlantischer Tiefs erhöht.

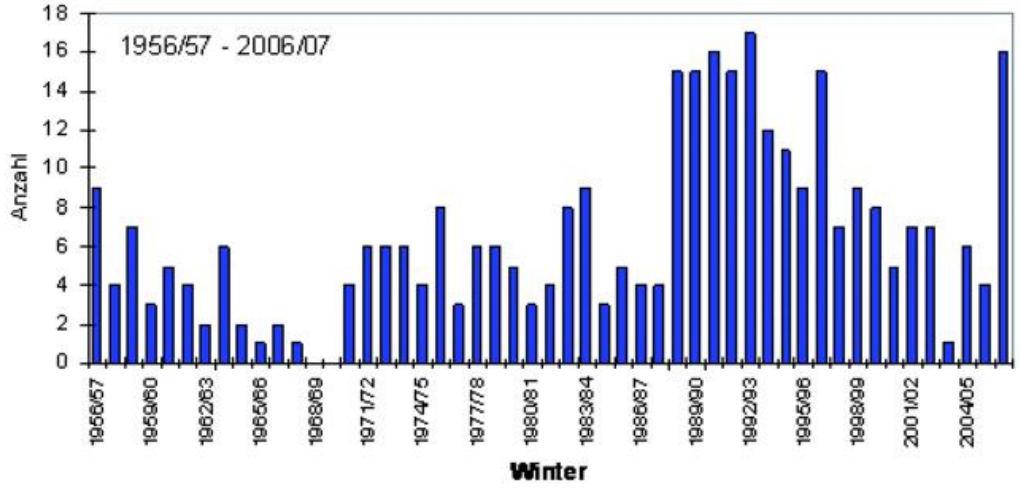


Abb. 6: Tiefdruckgebiete mit einem Kerndruck von 950 hPa und weniger über dem Nordatlantik

Extreme Sturmfluten an den deutschen Küsten

G. Rosenhagen

Zusammenfassung
Sturmfluten sind durch Sturm verstärkte Fluten. Sie stellen für die deutschen Küsten der Nord- und Ostsee seit je her eine bedrohliche Naturgefahr dar. Die Frage, ob die Sturmhäufigkeit in Zunahme begriffen ist, ist deshalb besonders für den Küstenschutz von größter Bedeutung. Eine Beantwortung mit dem vorliegenden Datenmaterial ist jedoch nicht ohne weiteres möglich. Statistisch gesicherte Aussagen lassen sich nur aus langen und homogenen Messreihen ableiten. Mit Instrumenten gemessene Winddaten liegen erst seit einigen Jahrzehnten vor. Und auch diese Messdaten sind durch verschiedenartige Einflüsse der Umgebung und der Instrumentierung beeinflusst. Ein Nachweis möglicher Änderungen des Windklimas ist deshalb nur mit indirekten Methoden möglich. Hierzu bieten sich Untersuchungen der Luftdruckverteilungen an. Diese belegen die ausgeprägte Variabilität des Sturmklimas auf Zeitskalen von wenigen Jahren bis einigen Jahrzehnten. Die statistische Analyse zeigt jedoch keinen deutlichen Trend bezüglich Häufigkeit und Stärke. Doch lässt sich nachweisen, dass auch das heutige Klima höhere Sturmfluten als bisher nicht ausschließt.

Stürme an den deutschen Küsten
Seit der zweiten Hälfte des 19.Jahrhunderts werden Tag für Tag die beobachteten und gemessenen Wettererscheinungen und –daten in Wetterkarten eingetragen, analysiert und archiviert. Trotzdem ist ein Nachweis möglicher Änderungen des Windklimas nur indirekt möglich. Früher wurden die Windgeschwindigkeiten geschätzt. Erst seit einigen Jahrzehnten liegen mit Instrumenten gemessene Winddaten vor. Zudem sind die Windmessreihen nicht ausreichend homogen, da Änderungen der Umgebung (Bebauung, Bewuchs u. ä.) oder Wechsel bei den Mess- und Beobachtungsverfahren sowie der Instrumentierung erhebliche und oft nicht nachvollziehbare Einflüsse auf die Messwerte ausüben.
Hier bietet sich die Abschätzung der Windverhältnisse über das Luftdruckfeld an. Aus der Druckverteilung können Rückschlüsse auf den Wind, der als Luftbewegung zum Ausgleich von Luftdruckunterschieden entsteht, gezogen werden. Das Verfahren der Luftdruckmessung hat sich im Gegensatz zur Windmessung seit Beginn der regelmäßigen Aufzeichnungen nicht geändert. Auch haben Veränderungen der Umgebung der Messstation keine Auswirkung auf den Luftdruck. Es existieren deshalb von vielen Orten lange homogene Zeitreihen des Luftdrucks, die Aussagen zur Veränderung des Windklimas ermöglichen.
Ein Beispiel für die Abschätzung des Windes aus Luftdruckwerten ist die Auszählung der Sturmtiefs mit einem Kerndruck von 950 hPa und weniger über dem Nordatlantik die beim Deutschen Wetterdienst seit 1956 lückenlos aus den täglichen Wetteranalysen durchgeführt wird. Die jährliche Anzahl dieser intensiven Tiefdruckgebiete über dem Nordatlantik lässt Rückschlüsse auf das Vorkommen von Stürmen an den deutschen Küsten zu. Die Zeitreihe (Abb. 6, S.78) zeigt eine markante Häufung in den neunziger Jahren; in den letzten Jahren trat jedoch eine deutliche Abnahme ein. Insgesamt wird ein positiver Trend suggeriert.

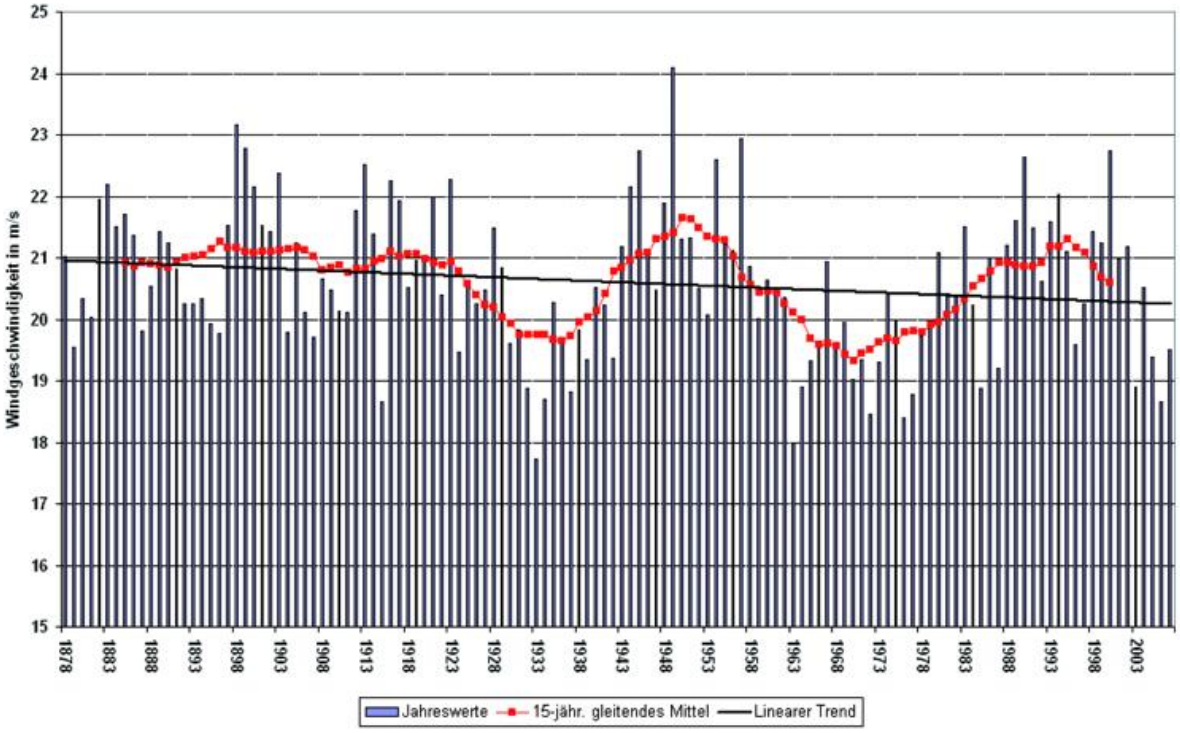


Abb. 1: Jahreswerte des 90%-Perzentils der Geschwindigkeit des geostrophischen Windes für die Deutsche Bucht zwischen 1879/80 und 2007/08

Dies stellt sich bei der Betrachtung längerer Reihen anders dar. Abbildung 1 zeigt das 90%-Perzentil der mehr als 120-jährigen Zeitserie des geostrophischen Windes für die Deutsche Bucht. Die Werte wurden aus den Luftdruckmessungen von drei Stationen berechnet die ein nahezu gleichseitiges Dreieck mit einer Seitenlänge von etwa 250 km, welches die Deutsche Bucht einschließt bilden. Der geostrophische Wind ist dem horizontalen Gradienten des Luftdrucks in Meereshöhe proportional und damit ebenso ein Maß für die atmosphärische Bewegung wie der reale Wind. Die Zeitreihe weist eine ausgeprägte Variabilität auf Zeitskalen von wenigen Jahren bis einigen Jahrzehnten. Dabei wechseln sich Zeiten erhöhter Aktivität mit ruhigeren ab. Auch hier sind die windreichen 90er Jahre deutlich erkennbar, reihen sich aber in die Maxima der Gesamtreihe unauffällig ein. Der lineare Trend weist leicht abnehmende Tendenz auf.
Auch andere Auswertungen, die sich speziell auf die hohen Windgeschwindigkeiten aus den für die Deutsche Bucht kritischen Windrichtungen West bis Nord konzentrieren, zeigen keinen signifikanten Trend bezüglich der Zunahme von Häufigkeit und Intensität der Stürme.

Sturmfluten an den deutschen Küsten

Nicht jeder Sturm verursacht eine Sturmflut. Wesentliche Voraussetzung für eine Sturmflut ist ein starker Windstau, der durch einen länger andauernden, kräftigen, auflandigen Wind verursacht wird. Der Wasserstand wird jedoch durch weitere Faktoren modifiziert. Diese haben an den deutschen Küsten von Nord- und Ostsee deutlich unterschiedliches Gewicht: Während an der Nordsee neben Fernwellen und Luftdruckeffekt vor allem die astronomische Tide die Höhe des Wasserstandes bestimmt,

dominieren an der Ostsee die Effekte von Vorfüllung und Seiche (der Schwapp- oder Badewanneneffekt).
An der Nordsee unterscheidet man je nach großräumiger Wetterlage zwei Sturmfluttypen: den Stautyp und den Zirkulartyp. Während beim Stautyp ausgedehnte Sturmtiefs durch die lange Andauer des auflandigen Windes und die große Wirklänge (Fetch) über See vorrangig die Wasserstandserhöhung verursachen, wird dies im Fall des Zirkulartyps beim Durchzug rasch ziehender, kleinräumiger Tiefdruckwirbel durch die großen Windgeschwindigkeiten bewirkt.
So ist die bekannte Hamburg – Sturmflut am 16./17. Februar 1962 dem Stautyp zuzurechnen. In Hamburg lag die mittlere Windstärke der nordwestlichen Winde damals über 45 Stunden bei Stärke 6 Beaufort und mehr. Seit 1825 hatte es keine vergleichbare Sturmflut gegeben. Die Deiche hielten dem lange andauernden Druck nicht Stand. Sich anschließende massive Verbesserungen der Küstenschutzbauten bewirkten, dass die schwere Sturmflut vom Zirkulartyp, die mit dem Capella - Orkan am 3. Januar 1976 einherging, bei noch höheren Pegelständen kaum Schäden verursachte.
Auch an der Ostsee kam es in der Vergangenheit zu folgenschweren Sturmfluten. Dabei ereignete sich die bisher bekannte schwerste Sturmflut am 13. November 1872 (siehe Abb. 2).
Die Diskussion über die Auswirkung des Klimawandels auf die Sturmfluten ist in vollem Gange. Auch wenn, wie oben dargelegt, aus den Messungen kein zunehmender Trend bezüglich Häufigkeit und Stärke außertropischer Winterstürme erkennbar ist, wird von Klima-Modellierern neben einem Anstieg des Meeresspiegels für die zweite Hälfte dieses Jahrhunderts eine Zunahme extremer Sturmereignisse für wahrscheinlich gehalten.

Doch schon das heutige Klima hat noch Potential zu stärkeren Stürmen, wie im vom BMBF geförderte Projekt MUSE (Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten), das von der Uni Siegen, dem BSH und dem DWD durchgeführt wurde, herausgefunden wurde. Hier wurden deterministische Simulationstechniken benutzt, um noch nicht eingetretene, aber physikalisch konsi-

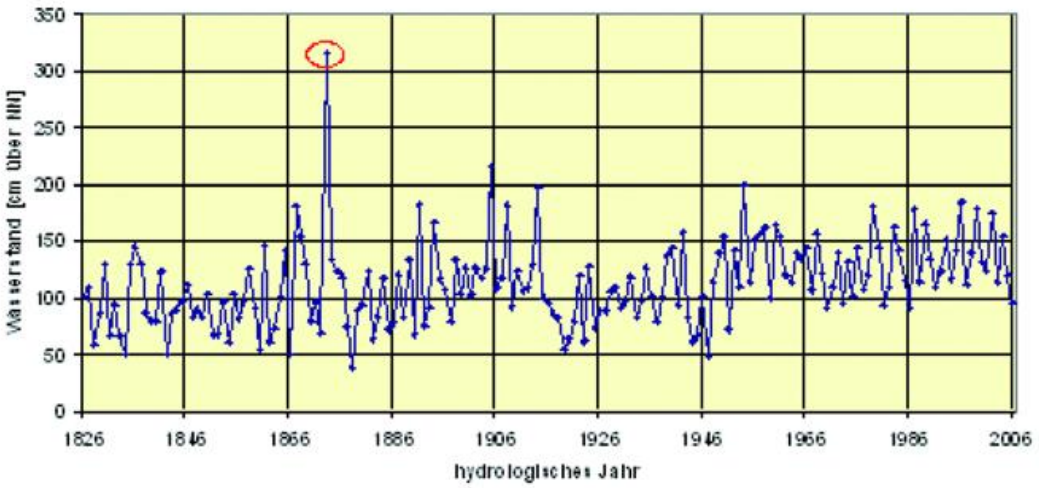


Abb. 2: Jährliche Höchststände des Pegels Travemünde zwischen 1826 und 2006 Quelle: Jensen, J.; Töppe, A.(1986) und Wasser und Schifffahrtsamt Lübeck

stente Sturmzyklonen und Sturmfluten über der Nordsee zu generieren. Es ergaben sich Sturmflutwasserstände, die die der Jahre 1962 und 1976 um etwa 1 bis 1, 5 m übertrafen. Die Eintrittswahrscheinlichkeiten hierfür sind mit weniger als 1:10 000 allerdings gering.
Ein entsprechendes Forschungsprojekt für die deutsche Ostseeküste wird Ende 2008 beendet werden.

Literatur

Luthard, H.; Hasse, L. (1983) The Relationship Between Pressure Field and Surface Wind in the German Bight Area at High Wind Speeds. North Sea Dynamics, Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg

Schmidt, H.; von Storch, H. (1993) German Bight Storms analysed. Nature, Vol. 365

Von Storch H. et al. (1993) Changing Statistics of Storms in the North Atlantic? Max-Planck.-Institut für Meteorologie, Report N. 116

Jensen, J.; Mudersbach, C.; Koziar, C. (2004) Simulation von extremen Sturmflutwetterlagen in der Nordsee und deren statistische Analyse. Proceedings Workshop Klimaänderung und Küstenschutz, Hamburg, S. 159-169

Jensen, Jürgen et al. (2005) Abschlussbericht des KFKI Forschungsvorhabens MUSE Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten, KFKI Projekt Nr. 78

Jensen, J.; Töppe, A.(1986): Zusammenstellung und Auswertungen von Originalaufzeichnungen des Pegels Travemünde/Ostsee ab 1826. DGM, Jahrgang 30, H. 4.

Klimatologische Routenberatung: Begutachtung und Optimierung von Transportrouten für die Seeschifffahrt ozeanweit

C. Baugirdis

Einleitung



Im Zeitalter der Globalisierung kommt dem weltweiten Frachtverkehr mehr und mehr Bedeutung zu. Dies gilt nicht nur für Transporte auf dem Luft- oder Landweg, sondern auch bei solchen über die Meere.
Um nur einige Beispiele zu nennen: Tankschiffe befördern Rohstoffe von den Gewinnungsgebieten zu den Standorten, an denen sie benötigt bzw. weiterverarbeitet werden. Von der Stecknadel bis zu Maschinenteilen: Alles, was in einen Container passt, wird darin auf speziellen Frachtschiffen über die Ozeane rund um die Welt befördert. Aber auch Dinge, die so dimensioniert sind, dass sie nicht in solch eine genormte Stahlkonstruktion passen – z.B. Containerbrücken – werden heutzutage in speziellen Schleppverbänden über die Ozeane verschifft. Der Erfolg solcher Unternehmungen ist naturgemäß stark von Wetter, Wind und Seegang auf der jeweiligen gewählten Fahrtroute abhängig.

Routing von Schiffen ozeanweit

Dem Deutschen Wetterdienst obliegt gemäß dem DWD-Gesetz vom 10.9.1998 auch die meteorologische Sicherung der Seefahrt. Um dieser Verpflichtung nachzukommen, werden am Standort Hamburg unter anderem auf Anforderung ozeanweite Routenberatungen für in See gehende Schiffe erstellt.
Ist die Route des Schiffes bereits festgelegt, bietet die „klassische Routenberatung“ für den Zeitrahmen von 1 bis 10 Tagen (Kurz- bis Mittelfristvorhersage) dem Kapitän die Möglichkeit, sich vorab und auch während der Reise über die zu erwartenden Verhältnisse von Wetter, Wind und Seegang auf der Route informieren zu lassen. Wenn nötig, werden ihm dann auch Ausweichvorschläge zur Umschiffung spezieller „Schlechtwettergebiete“ genannt.
In zunehmendem Maße treten Reedereien und Charterer aber auch schon während der Planungsphase spezieller Unternehmungen an den Deutschen Wetterdienst heran. Dann geht es darum, mögliche Transportrouten aus klimatologischer Sicht zu begutachten und auszuwählen bzw. sie zu optimieren.
Ziel einer solchen „klimatologischen Routenberatung“ ist meist in erster Linie die Maximierung der Wirtschaftlichkeit einer Unternehmung. Die dabei relevanten Größen wie möglichst geringer Treibstoffverbrauch und eine möglichst kurze Laufzeit des Transports müssen dabei gegen verschiedene andere Aspekte abgewogen werden:

- maximale Sicherheit: die Route sollte so gewählt werden, dass Schäden durch Wetter, Wind und Seegang an Schiff und Ladung möglichst ausgeschlossen werden können bzw. ihre Auftretenswahrscheinlichkeit minimiert ist.
- besondere Randbedingungen, die für den Transport gelten, müssen möglichst gut erfüllt werden.

Der Deutsche Wetterdienst erstellt solche Planungsgutachten auf der Basis von maritim-klimatologischen Datenreihen.

Die Daten: Gewinnung, Archivierung und Verarbeitung

Zur Beurteilung geplanter Schifffahrtsrouten werden nur Daten benutzt, die auch auf den Weltmeeren gewonnen werden. Dies sind:

- Messwerte von driftenden oder verankerten Bojen
- Messwerte, gewonnen auf Forschungs- und Ölplattformen
- Messwerte von Feuerschiffen und Feuerschiff-Ersatzsystemen
- Wettermeldungen von VOS (Voluntary Observing Ships, fahrende Handelsschiffe)

Besondere Bedeutung kommen bei klimatologischen Routenbegutachtungen den VOS - Wettermeldungen zu. Sie werden von geschulten Beobachtern an Bord von fahrenden Handelsschiffen nach international verbindlichen Standards erhoben. Unmittelbar nach der Beobachtung werden Sie in das globale Datenübermittlungssystem eingesteuert und dann über das GCC (Global Collecting Centre for Observations from Ships), das eine international abgestimmte Qualitätsprüfung vornimmt, dem Globalen Zentrum für Schiffswettermeldungen des DWD am Standort Hamburg zugeführt, das die Daten weitergehend prüft und archiviert. Hier existiert mittlerweile ein Schiffsdatenarchiv, das ozeanweite Beobachtungen von ca. 1880 bis in die heutige Zeit hinein vorhält.

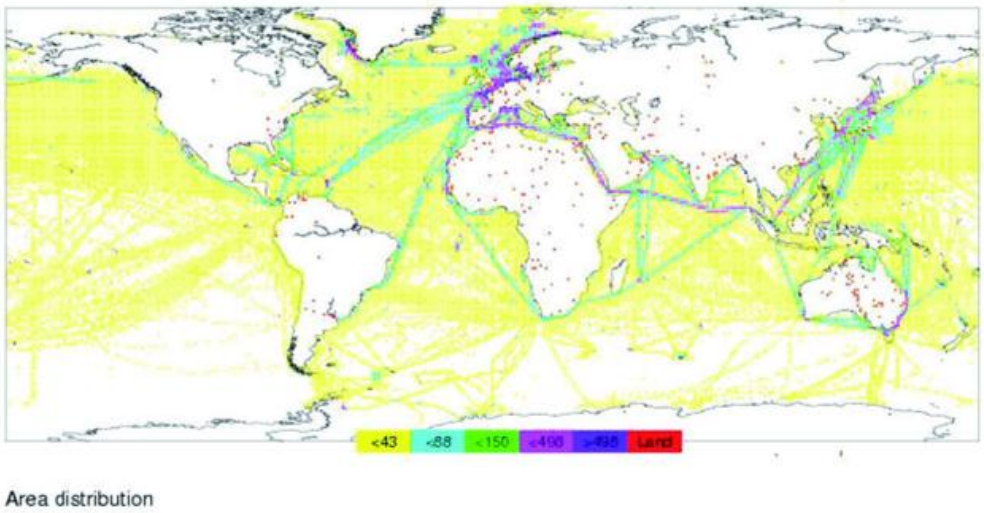


Abb.1: Verteilung der VOS - Wettermeldungen im Jahr 2005

In Abb. 1 ist die räumliche und quantitative Verteilung von VOS-Daten im Jahr 2005 dargestellt. Ähnliches gilt auch für frühere Jahre. Wie man gut erkennen kann, werden durch die von VOS-Schiffen gewonnenen Daten vor allem die Ozeane der Nordhalbkugel gut abgedeckt. Die Hauptschifffahrtsrouten sind dabei besonders gut belegt. Dies ist nicht verwunderlich, bedenkt man den Umstand, dass es sich bei Voluntary Observing Ships ja um Schiffe der internationalen Handelsflotte handelt. Naturgemäß gibt es in den Bereichen der „roaring forties" der Südhalbkugel kaum Schiffsmeldungen. Lediglich die Routen, die bei der Versorgung der Forschungsstationen in der Antarktis befahren werden, werden von den Meldungen abgebildet.

Für klimatologische Zwecke werden Daten aus einem vieljährigen Zeitraum ausgewertet. So ist im Allgemeinen sichergestellt, dass selbst bei der Begutachtung von Schiffsrouten, die nicht auf den Hauptschifffahrtswegen liegen, eine genügend große Datenmenge vorhanden ist, um statistisch belastbare Aussagen treffen zu können.

Routinemäßig findet nach eingehender Qualitätsprüfung die Bestimmung verschiedener statistischer Kenngrößen wie Mittelwerte, Streuungen sowie mehrdimensionale Häufigkeitsverteilungen statt. Dies erfolgt in einem 5 x 5° - Feld–Raster ozeanweit für unterschiedliche Parameter wie z.B. Windrichtung und –geschwindigkeit, kennzeichnende Wellenhöhe des Seegangs u.a. . Die Auswertungen werden in der MARDAB – einer **Mar**itimen **Da**ten**b**ank- vorgehalten und können zur Bearbeitung maritim-klimatologischer Planungsgutachten herangezogen werden.

Für bestimmte Seegebiete werden in größeren Zeitabständen Statistiken von schifffahrtsrelevanten Parametern erarbeitet und anschließend graphisch dargestellt. Diese Statistiken und Grafiken fließen in die Seehandbücher und Spezialkartenwerke (z.B. „Monatskarten für den Indischen Ozean") ein, die vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie herausgegeben werden. Auch diese Veröffentlichungen bilden eine Arbeitsgrundlage für die klimatologische Routenbegutachtung.

Im Einzelfall werden diese Veröffentlichungen sowie die MARDAB–Eintragungen auch noch durch spezielle Auswertungen, z.B. für individuell festzulegende Seegebiete oder Streckenabschnitte, ergänzt.

Klimatologisches Routing: wichtige Parameter und Besonderheiten

Um eine Aussage über die Nutzbarkeit einer speziellen Schiffsroute für ein geplantes Unternehmen machen zu können, werden je nach individuellem Auftrag unterschiedliche meteorologische und ozeanographische Parameter in die Begutachtung einbezogen. Am häufigsten kommen dabei folgende Größen in Betracht:

- vorherrschende Windrichtung
- Häufigkeit von Schwachwind, Starkwind oder Sturm/Orkan
- Beeinflussung des Schifffahrtsweges durch tropische Wirbelstürme
- kennzeichnende Wellenhöhe und Periode des Seegangs
- Dünungslaufrichtung
- Gefahr des Auftretens signifikanter regionaler Seegangselemente
- Richtung und Stärke der Oberflächenströmung sowie deren Beständigkeit

Alle diese Parameter müssen natürlich immer in Abhängigkeit vom jeweiligen Kurs des Schiffes bewertet werden.

Jedes Wasserfahrzeug reagiert unterschiedlich auf die verschiedenen Zustände von Wind und Seegang, die im Verlauf einer Fahrt angetroffen werden. Bei Windstärken von 8 Beaufort und kennzeichnenden Wellenhöhen von ca. 6 bis 7 Metern wird ein Bulk-Carrier oder ein Containerschiff zwar auch schon zu kämpfen haben und sicherlich zumindest Einbußen in der Geschwindigkeit hinnehmen müssen, wirklich gefährdet wird es dadurch aber normalerweise nicht sein. Solche Bedingungen könnten aber für einen Schleppzug, der zum Beispiel eine Containerbrücke oder einen Schwimmkran über den freien Ozean befördert, eine existentielle Bedrohung darstellen.
In vielen Fällen sind deshalb bei der Auswertung zusätzlich noch gewisse Rahmenbedingungen zu berücksichtigen, die der Schiffseigner / Charterer vorgibt. Dies ist vor allem bei langsam fahrenden Schlepp-Verbänden erforderlich.

Solche Sicherheitsauflagen können z.B. eine Vorgabe über die maximal zulässige Krängung des Verbandes oder nicht zu überschreitende Wellenhöhen oder maximalen Winddruck auf die (vielleicht besonders hohen) Aufbauten des Schleppzuges sein.
Die Forderung nach Erreichbarkeit von Landschutz in einer vorgegebenen Entfernung im Fall von Schlechtwetter ist auch eine Bedingung, die von vornherein bereits zumindest Teilabschnitte einer Routenführung ausschließen kann.

Die Begutachtung von Wind, Seegang und Strömung, die auf der Route zu erwarten sind, muss deshalb für jeden Fall ganz individuell vorgenommen werden. Vor allem die weltweiten Windsysteme, die jahreszeitlich und regional sehr unterschiedlich ausgeprägt sein können, (Monsun, extrem starke Land–Seewind-Zirkulationen) müssen für jedes einzelne Gutachten speziell betrachtet werden. Dazu kann es in Ausnahmefällen auch erforderlich sein, für bestimmte Streckenabschnitte vom monatlichen Mittelungszeitraum, der „normalerweise“ benutzt wird, abzugehen und zusätzlich noch die Verhältnisse bei kürzeren Mittelungsintervallen zu betrachten.

Anwendungen: Beispiele von Klimaroutenberatungen aus letzter Zeit

Mittlerweile werden auch langsam fahrende, sehr seegangsempfindliche Schleppverbände auf Reisen geschickt, deren geplante Route nicht nur dicht unter Land, sondern über weite Strecken über den freien Ozean verläuft. Solche Reisen können über mehrere Monate gehen. In solchen Fällen ist gerade die Berücksichtigung der sich zum Teil stark verändernden Windsysteme und der damit gekoppelte Wechsel in den Dünungsbedingungen ein wesentlicher und meteorologisch sehr interessanter Aspekt der Arbeit. So einen Spezialfall stellte die Auswahl der günstigsten Route für die Verschiffung einer Containerbrücke von Jakarta/Indonesien nach Sydney/Australien (westlich oder östlich um Australien) in der Zeit von Mai bis Juli dar. (Abb. 2)

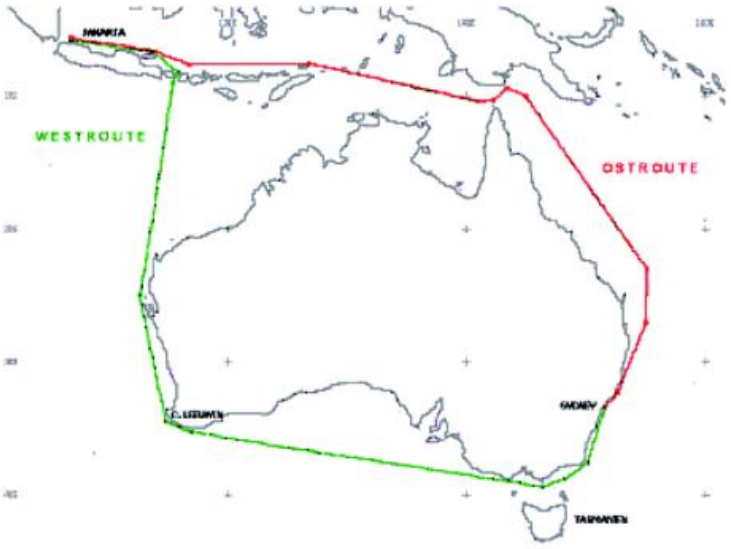


Abb. 2: Alternative Routenverläufe für die Reise Jakarta - Sydney

Bei transatlantischen Routen sind vor allem die Wintermonate für klimatologische Routenberatungen interessant, denn die Vermeidung bzw. Umgehung von Schlechtwetterphasen ist eines der wesentlichen Ziele solcher Begutachtungen. So wurde zum Beispiel für einen größeren Transportverband ein Gutachten über die klimatologischen Bedingungen im Januar und Februar auf der Strecke von Norfolk/Virginia – Gibraltar – Port Said – Bahrain /VAE erstellt.

In Zeiten knapper und teurer werdender Treibstoffe wird die Suche nach Alternativen immer interessanter. Vorschläge für solche Antriebe gab es bereits in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts. Hier ist es besonders der Einsatz des Windes als Schiffsantrieb, der wieder zunehmend ins Visier der Wirtschaft kommt. Dabei werden die verschiedensten Ansätze verfolgt: Vom Einsatz von Flettner–Rotoren über Drachenkonstruktionen (SkySails) bis hin zu aufwändigen, elektrisch betriebenen Segeln (Dyna-Rigg). Gerade in diesem Bereich ist die Kenntnis der durchschnittlichen Windverhältnisse auf den verschiedenen Routen sehr wichtig. So wurden im Zuge von Planungen Betrachtungen über die durchschnittlichen Windverhältnisse auf drei Hauptschifffahrtsrouten nach Nordamerika, Südamerika und Japan angestellt. Bei der Route Europa – Japan wurde besonderer Wert darauf gelegt, die jahreszeitlich und regional unterschiedlich ausgeprägten Windsysteme (Monsun) in den statistischen Auswertungen gebührend zu berücksichtigen. Dieses ist zwar keine klimatologische Routenberatung im klassischen Sinne, aber ein sehr interessanter Spezialfall, der die Bedeutung des Klimas für den internationalen Frachtverkehr verdeutlicht.

Nicht nur die Wirtschaft, sondern auch Privatpersonen nehmen die Dienste der klimatologischen Routenberatung in Anspruch, wenn es zum Beispiel darum geht, sich für die eine oder andere Route für die Urlaubsreise mit der eigenen Segelyacht zu entscheiden. So wurde u. a. ein Gutachten erstellt, in dem es um die Festlegung der seglerisch besten Route von Bergen/Norwegen nach La Coruña / Spanien im Juli ging. Besonders betrachtet wurde die Frage, ob der Seeweg durch den North Channel und die Irische und Keltische See dem Weg durch die Seegebiete westlich und südwestlich Irlands vorzuziehen sei.

Zusammenfassung

Im Zeitalter der Globalisierung nimmt der weltweite Frachtverkehr immer mehr zu. Dies gilt nicht nur für Transporte auf dem Luft- oder Landwege, sondern auch für solche über die Meere.
Der Deutsche Wetterdienst erhielt vom Gesetzgeber die Aufgabe, die meteorologische Sicherung der Seefahrt zu gewährleisten. Dies geschieht unter anderem durch die Erstellung von Routenberatungen für die Schifffahrt, sowohl auf der Grundlage aktueller Kurz- und Mittelfristvorhersagen (operationelles Routing) als auch auf der Basis von langen maritimen Datenreihen (klimatologische Routenberatung).
Ziel von klimatologischen Routenberatungen ist es, für einen Seetransport unter Berücksichtigung spezieller Rahmenbedingungen und besonderer Gefahren auf dem Seeweg die wirtschaftlichste Route zu finden. Eine solche Einschätzung ist immer auf den individuellen Einzelfall zugeschnitten und kann normalerweise nicht verallgemeinert werden.
In heutiger Zeit, in der Treibstoffe immer knapper und teurer werden, gewinnt diese Aufgabe auch aus volkswirtschaftlicher Sicht immer mehr an Bedeutung.

Hinweise auf ausführlichere Informationen:

http://metportal.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwDesktop/?_nfpb=true&_pageLabel=_dwdwww_spezielle_nutzer_schiffffahrt_service

http://metportal.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwDesktop/?_nfpb=true&_pageLabel=_dwdwww_klima_umwelt_datenzentren_gcc

Die Gradtagzahlen des Jahres 2007 und ihre Abweichungen zum Zeitraum 1981-2000

P.-H. Voß

Gradtagzahlen bzw. Gradtage werden zur überschlägigen Berechnung des Heizenergieverbrauchs sowie zur Witterungsbereinigung im Rahmen der Energieeinsparverordnung herangezogen und stellen somit eine wichtige heiztechnische Kenngröße dar. In der Abteilung Klima- und Umweltberatung des Deutschen Wetterdienstes wurde deshalb ein statistisches Modell entwickelt, das die mittleren monatlichen Gradtagzahlen (nach VDI-Richtlinie 2067) bzw. Gradtage (VDI-Richtlinie 3807) in Abhängigkeit von verschiedenen Einflussfaktoren, wie z.B. der Höhe über dem Meeresspiegel, der geographischen Lage, der Bebauungsdichte (Wärmeinseleffekt) sowie der Nähe zum Meer berechnet. Mit Hilfe digitaler Geländeinformationen (Höhen- und Landnutzungswerte im 1-km-Raster) werden schließlich flächendeckende Karten monatlicher bzw. jährlicher Gradtagzahlen für Deutschland erstellt. Die Jahressummen der Gradtagzahlen (Jahresgradtage) werden durch Addition der Monatsgradtage berechnet. Die Karten werden monatlich und stets im A3-Format erstellt. Die Karten sind in diesem Bericht deutlich verkleinert abgebildet.

Berechnungsschema der monatlichen Gradtagzahlen (Monatsgradtage) für Deutschland:

1) Monatsgradtage als Summe über tägliche Gradtage:

$GT_m = \sum GT$

für $GT = (TR - TM)$ für $TM < TG$ (Heiztag) und $GT = 0$ für $TG < TM$

mit GT_m: mittlere / aktuelle Monatsgradtage [K•d]
GT: Gradtag [K•d]
TR = 20° C (Raumtemperatur)
TG = 15° C
TM = Tagesmittel der Lufttemperatur
Heiztag: Tag mit Tagesmitteltemperatur unter 15 Grad

2) Statistisches Modell

Der Regressionsansatz zur Berechnung der monatlichen Gradtagzahlen (mittlere bzw. aktuelle Monatswerte) im 1-km-Raster wird in Abhängigkeit folgender Größen ermittelt:

Geländehöhe in Meter über NN
Geographische Breite in Grad
Geographische Länge in Grad
Bebauungsdichte in Prozent
Indikator für Meeresnähe

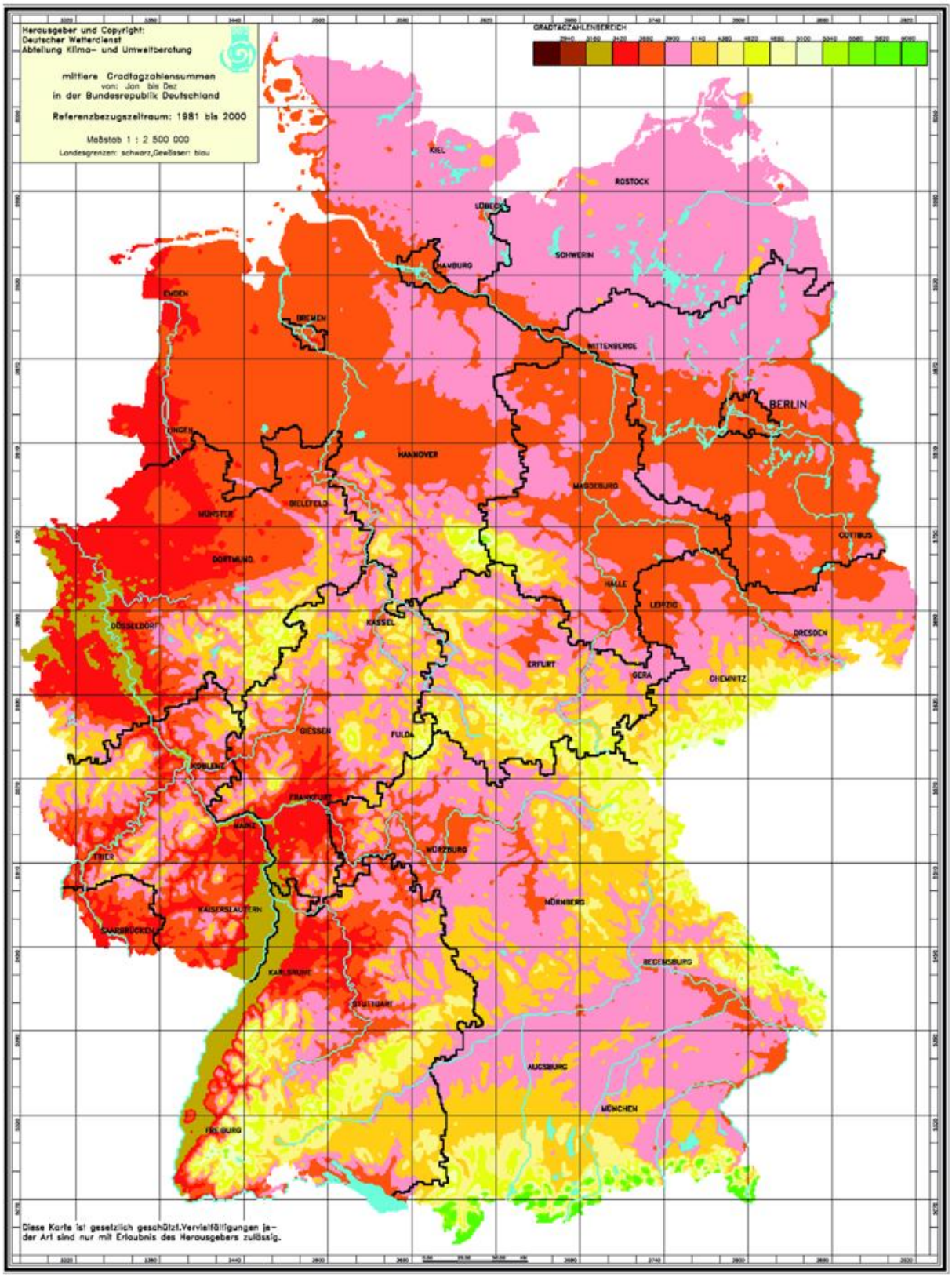


Abb.1: Mittlere Jahresgradtage in K•d (Referenzzeitraum 1981 - 2000)

Die Datengrundlage für die Deutschlandkarte der mittleren jährlichen Gradtagzahlen (Jahresgradtage) des 20-jährigen Referenzzeitraums 1981 - 2000 (Abb.1) sind die Tagesmittelwerte der Lufttemperatur von ca. 370 DWD-Messstationen. Je höher die Gradtagzahlen ausfallen, desto höher sind die mittleren Differenzen zwischen Raumtemperatur (20° C) und Tagesmitteltemperatur an Heiztagen (mit TM < 15° C). Die Karte zeigt anschaulich, wo mehr geheizt werden muss und wo weniger: Rote bis braune Bereiche entsprechen einem geringen, gelbe bis grüne Bereiche einem hohen Heizbedarf.

So finden sich erwartungsgemäß hohe Gradtagzahlen im Bereich der Mittelgebirge und Alpen, niedrige Gradtagzahlen in Tallagen, insbesondere im Rheintal und seinen Seitentälern. Des Weiteren erstreckt sich ein breiter Streifen niedriger Gradtagzahlen vom Niederrhein nach Norden bis hin an die Ostfriesischen Inseln. Der orange Bereich, der sich noch in der unteren Hälfte der Gradtagzahlen-Skala befindet, setzt sich dann in Teilen in südöstlicher Richtung bis an die Grenze von Polen fort. Nach Norden hin wächst die Gradtagzahl um eine Klasse an.

Abb. 2 zeigt die Deutschlandkarte der Gradtage für das Jahr 2007 im 1-km-Raster. Sie basiert auf der Auswertung der Daten von ca. 400 Messstationen des DWD. Vergleicht man die Ergebnisse dieser Karte mit denen der Karte des Referenzzeitraums (Abb. 1), so erkennt man extrem niedrige Gradtage aber zugleich ähnliche Strukturen der Verteilung. Dies ergibt sich überwiegend durch die Abhängigkeit der Tagesmitteltemperaturen (an Heiztagen) und damit der Gradtagzahlen von den Höhenverläufen der Gebirge und Täler. Jedoch fällt ein grundlegender farblicher Unterschied zwischen den beiden Karten auf, denen die gleiche Skala zugrunde liegt: An der Farbverschiebung um zum Teil deutlich mehr als zwei Klassen, entsprechend einer Abnahme um 480 K•d zum Wärmeren hin, erkennt man deutschlandweit geringere Gradtagzahlen gegenüber dem Mittelwert des Referenzzeitraums. Diese niedrigen Werte lassen sich durch das extrem milde erste Halbjahr 2007 (siehe „Die Witterung in Deutschland 2007“, S. 24) begründen. Wobei in Norddeutschland in Meeresnähe die deutlich größeren und im Süden Deutschlands die ersichtlich geringeren Abnahmen zum Referenzzeitraum auftreten. Die niedrigen Gradtage für das Jahr 2007 entsprechen in ihrer Größenordnung eher Werten, wie sie - aufgrund des prognostizierten Klimawandels im Mittel - für die Mitte des laufenden Jahrhunderts zu erwarten wären.

Besser noch als im nur visuellen Vergleich der Karten 1 und 2 wird die landesweite Abnahme der Gradtagzahlen des Jahres 2007 gegenüber den Mittelwerten des Referenzzeitraums 1981 - 2000 in Abb. 3 verdeutlicht. Sie visualisiert die relativen Abweichungen des Jahres 2007 zum Referenzzeitraum in Promille.

Auch hier treten die größten relativen Abweichungen des Jahres 2007 vom Referenzzeitraum mit unter 16 % an der Nordseeküste Niedersachsens und Schleswig-Holsteins wie auch auf der Insel Fehmarn auf. Das übrige Schleswig-Holstein und Niedersachsen, die Altmark sowie das westliche Mecklenburg-Vorpommern und das Münsterland weisen großenteils Abweichungen zwischen 13 % und 14 % auf. Auch das östliche Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg, das nördliche Sachsen sowie das Rheintal südlich der Kölner Bucht über das Rhein-Main-Gebiet hinweg bis etwa nach Karlsruhe weisen noch große Abweichungen von 12 % bis 13 % auf. Von den

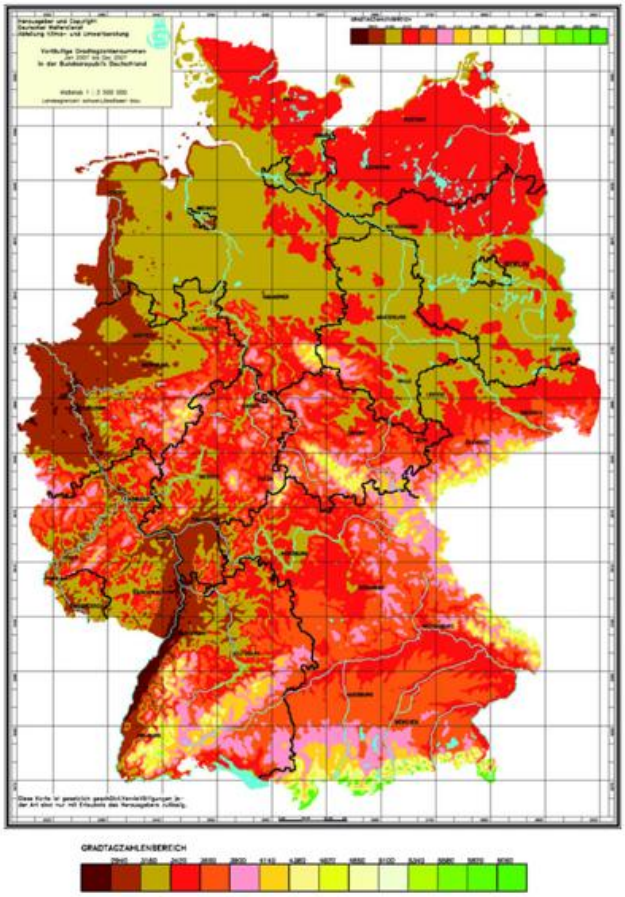


Abb.2: Jahresgradtage 2007 in K•d

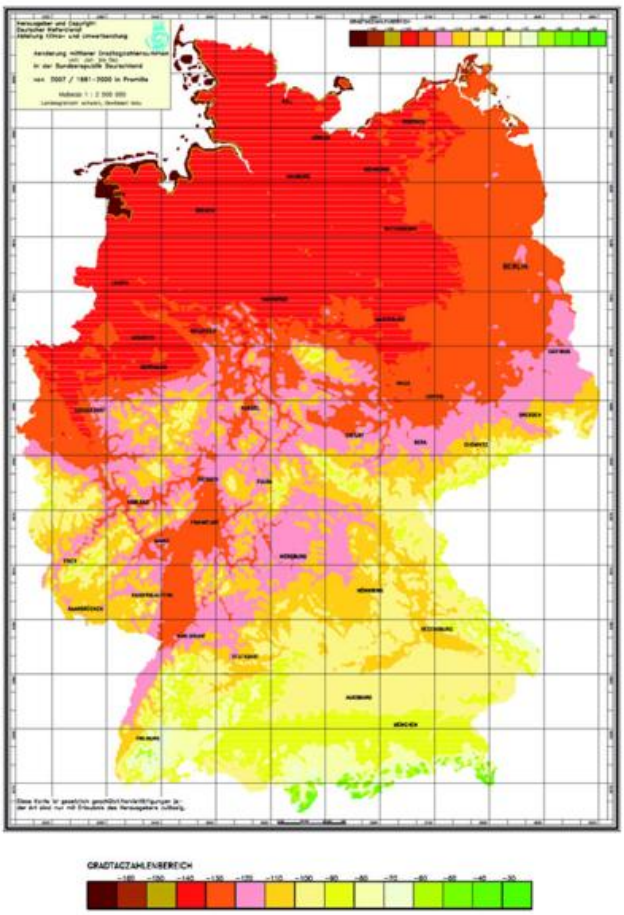


Abb.3: Relative Abweichung der Gradtagzahlen 2007 zum Referenzzeitraum 1981 - 2000 in ‰

nördlichen Mittelgebirgen mit Differenzen von etwa 9 % bis 12 % nehmen die Differenzen in Richtung Süden mit dem allmählichen Geländeanstieg zum Alpenrand hin auf etwa 6 % ab. In den Hochlagen der Alpen sinken die Abweichungen betragsmäßig bis unter 3 %.

Damit ist 2007 nicht nur im Vergleich zum Referenzzeitraum sondern auch im Vergleich zu den Jahren 2001 bis 2006 das Jahr mit dem geringsten Bedarf an Heizenergie.

Die Niedrigwassersituation des Jahres 2006 in den deutschen Stromgebieten

**J. U. Belz, P. Bissolli, A. Klämt, S. Rademacher,
K. Richter, B. Rudolf, H.-J. Theis**

Vorbemerkung

Der Beitrag war ursprünglich zur Veröffentlichung im Klimastatusbericht 2006 vorgesehen, konnte aber wegen technischer Probleme dort nicht erscheinen. Wegen der Bedeutung des Themas ist er nun in den Klimastatusbericht 2007 aufgenommen worden, obwohl er sich nicht auf Ereignisse im Jahr 2007 bezieht.

Einleitung

Sehr gegensätzliche hydrologische und meteorologische Gegebenheiten führten zu einem bemerkenswerten Abflussjahr 2006. Zunächst sorgten kräftige winterliche Schneefälle für die Ausbildung einer hohen Schneedecke in mittleren und hohen Lagen, die bis Mitte März Bestand hatte. An die rasche Schneeschmelze mit z.T. extremem Frühjahrshochwasser im März und April schloss sich eine bis in den Herbst hinein andauernde Niedrigwasserperiode an. Dabei waren in den meisten Bundeswasserstraßen mittlere Wasserstände bzw. Abflüsse in der überwiegenden Zeit des Jahres unterschritten. Ausmaß und Ursachen dieser Niedrigwassersituation in den deutschen Stromgebieten wurden in einer Kooperation der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) mit dem Deutschen Wetterdienst (DWD) untersucht und hydroklimatologisch eingeordnet.

Meteorologische Ursachen

Die Jahresmitteltemperatur lag im Gebietsmittel von Deutschland mit 9,5 °C um ca. 1,3 Grad über dem Mittel der klimatologischen Referenzperiode 1961-90. Damit war 2006 in Deutschland das fünftwärmste Jahr seit Beginn der Temperaturmessreihen. Insgesamt fielen im Jahr 2006 rund 95 % des vieljährigen Niederschlagsdurchschnitts. Der Niederschlag war in der Jahressumme also nur leicht unterdurchschnittlich. Innerhalb des Jahres 2006 gab es aber längere Zeiträume, die deutlich zu trocken waren.

Bereits das hydrologische Winterhalbjahr 2006 (Nov. 2005 - April 2006) war in Deutschland mit Ausnahme von Dezember und März erheblich zu trocken. Die Winterniederschläge wurden verbreitet in einer hohen Schneedecke akkumuliert, die im letzten Märzdrittel in Verbindung mit ergiebigen Regenfällen rasch abschmolz und abfloss. Hieraus resultierten regional bedeutende Hochwasserextreme, insbesondere im Elbegebiet. Ungeachtet dessen wurden in den westlichen Landesteilen Deutschlands im Winterhalbjahr 2006 bei Niederschlag und klimatischer Wasserbilanz (KWB) die größten Defizite gegenüber den Mittelwerten der Referenzperiode 1961/1990 verzeichnet. Dort waren dann die sonst im vieljährigen Mittel stets niederschlagsreichen Höhenlagen, speziell Allgäu, Hochschwarzwald und Westerwald, von der Trockenheit betroffen; das Niederschlagsdefizit des Winterhalbjahres lag dort örtlich über 300 Liter pro m^2.

Mit Beginn des hydrologischen Sommerhalbjahres (Mai - Oktober 2006) lagen zunächst im Mai die monatlichen Niederschläge im überwiegenden Teil Deutschlands über den Referenzwerten der Bezugsperiode 1961/1990, in einigen Regionen z.B. der Lausitz, dem Nördlichen Oberrheintiefland und in Bayern südlich der Donau war es jedoch schon im Mai mit weniger als 80 % des durchschnittlichen Niederschlages zu trocken. Pünktlich zu Beginn der Fußball-WM stellte sich dann warme und überwiegend trockene Witterung ein, die mit nur geringen Unterbrechungen bis Ende Juli anhielt. Die auslösende Wetterlage war ein Hochdruckkeil, der sich zu Beginn des Monats Juni über dem Atlantik gebildet hatte und sich dann allmählich nach West- und Mitteleuropa ausdehnte. Somit entstand über weiten Teilen Europas eine ausgedehnte Hochdrucklage, folglich auch sonniges Wetter, kaum Niederschläge und eine Erwärmung der Luftmasse mit Höchsttemperaturen bis zu 33°C. Bis zum Anfang des Monats August verstärkte sich deutschlandweit das Niederschlagsdefizit erheblich, regional wurden weniger als 25 % des Üblichen registriert.

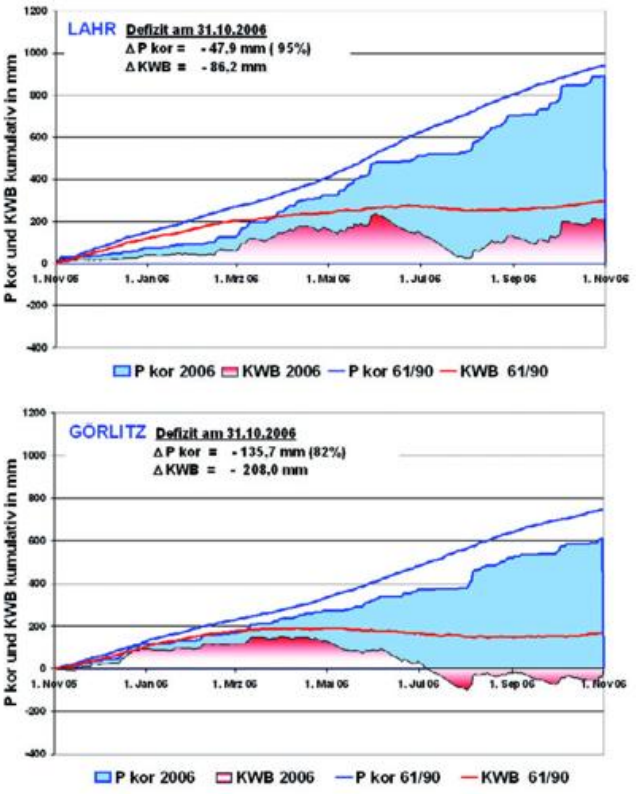


Abb. 1: Kumulativer Verlauf des Niederschlages (P kor) und der Klimatischen Wasserbilanz (KWB), Nov. 05 – Sept. 06, im Vergleich zu den Mittelwerten 1961/1990, Stationen Lahr und Görlitz

Abb. 1 verdeutlicht diese Entwicklung, die sich im Wasserkreislauf bis Ende Juli 2006 - gemessen am vieljährigen Durchschnitt - in Form wachsender Defizite der Niederschlagssummen und der KWB auswirkte. Am stärksten war die Trockenperiode im Süden und Südwesten Deutschlands (vgl. Abb. 1 / Beispielstation Lahr) ausgeprägt. Ein weiterer Schwerpunkt war im äußersten Osten in der Lausitz (vgl. Abb. 1 / Beispielstation Görlitz) zu verzeichnen, wo die KWB im Jahr 2006 ab Juli durchgehend bis November negative Werte aufweist.

Die wieder niederschlagsreichere, kühlere Witterung im August glich die bis dahin erreichten Defizite des Niederschlages und der KWB nur wenig aus; im überdurchschnittlich warmen, sonnenscheinreichen Herbst kam es zur erneuten Verstärkung der Defizite: Die Niederschlagssumme für den Herbst 2006 betrug weniger als 80% des vieljährigen Mittels, so dass auch hier die KWB unterdurchschnittlich ausfiel.

Abb. 2 zeigt eine Übersicht der nach der objektiven Wetterlagenklassifikation des DWD täglich erfassten Wetterlagen sowohl im Jahr 2006 als auch im vieljährigen Vergleich. Deutlich wird, dass in den besagten Monaten eine Wetterlagenklasse ganz besonders häufig auftrat, nämlich die Klasse SWAAF. Sie ist charakterisiert durch

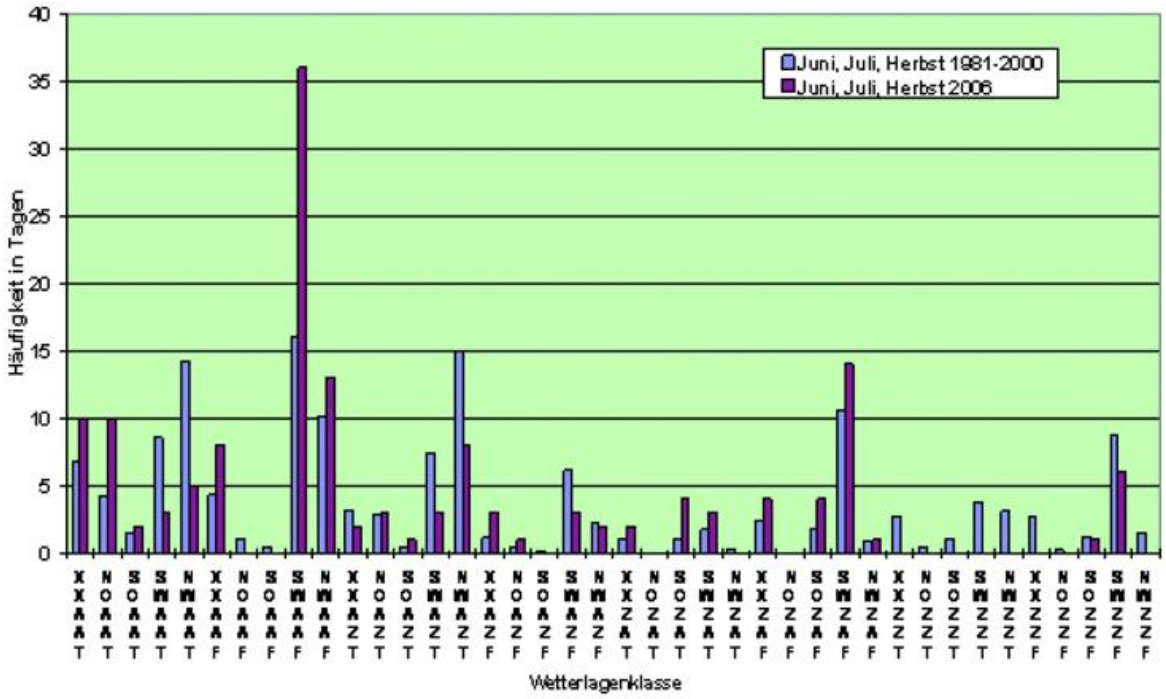


Abb. 2: Häufigkeitsverteilung der objektiven Wetterlagenklassen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) als Summe über die Monate Juni, Juli, September, Oktober, November 2006 im Vergleich zum vieljährigen Mittel 1981-2000. (Bedeutung der Abkürzungen der Wetterlagenklassen: erste beide Buchstaben: Anströmrichtung (NO= Nordost, SO=Südost, SW=Südwest, NW=Nordwest, XX= keine einheitliche Richtung); dritter bzw. vierter Buchstabe: antizyklonal (A, Hochdruck) oder zyklonal (Z, Tiefdruck) im 500 hPa-Druckniveau (ca. 5,5 km Höhe) bzw. in Bodennähe ; fünfter Buchstabe: Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre: T= trockener als im Mittel, F= feuchter als im Mittel).

eine hauptsächlich südwestliche Anströmrichtung über Deutschland, eine überwiegend antizyklonale Zirkulation (Hochdruck) sowohl in Bodennähe als auch in der höheren Atmosphäre und eine hohe absolute Luftfeuchte. Dies beschreibt eine warme und feuchte Luftmasse, die sich über Deutschland unter Absinken weiter erwärmt und durch Verdunstung noch weitere Feuchtigkeit aufnehmen kann, während eine Hebung der Luftmasse und damit Niederschläge unterbunden werden. Diese Wetterlage ist in vielen Fällen prädestiniert als Ursache einer Niedrigwassersituation.

Ursächlich für die im Jahr 2006 aufgetretenen niederschlags- und verdunstungsklimatischen Besonderheiten, die zur lang andauernden Niedrigwasserperiode führten, war somit das gehäufte Auftreten von Hochdrucklagen und Lagen mit südwestlicher Strömung ab dem Monat Juni (mit Ausnahme des August).

Die Niedrigwasser-Situation 2006 in den großen Fließgewässern

Die Defizite in den winterlichen Niederschlagssummen sowie die damit teilweise verbundene Tatsache, dass die ausgleichende Wirkung vorhandener Grundwasservorräte regional unterschiedlich in höchstens mäßigem Umfang zum Tragen kommen konnte, führten gleich zu Beginn des Jahres 2006 in den großen Fließgewässern zu Niedrigwasser. Anders als z.B. im Niedrigwasserjahr 2003 lagen die Abflüsse aller großer Flüsse im Winter und teilweise bis in den März hinein nur im Bereich des vieljährigen mittleren Niedrigwasserabflusses (MNQ), wie in Abb. 3 am Beispiel des Pe-

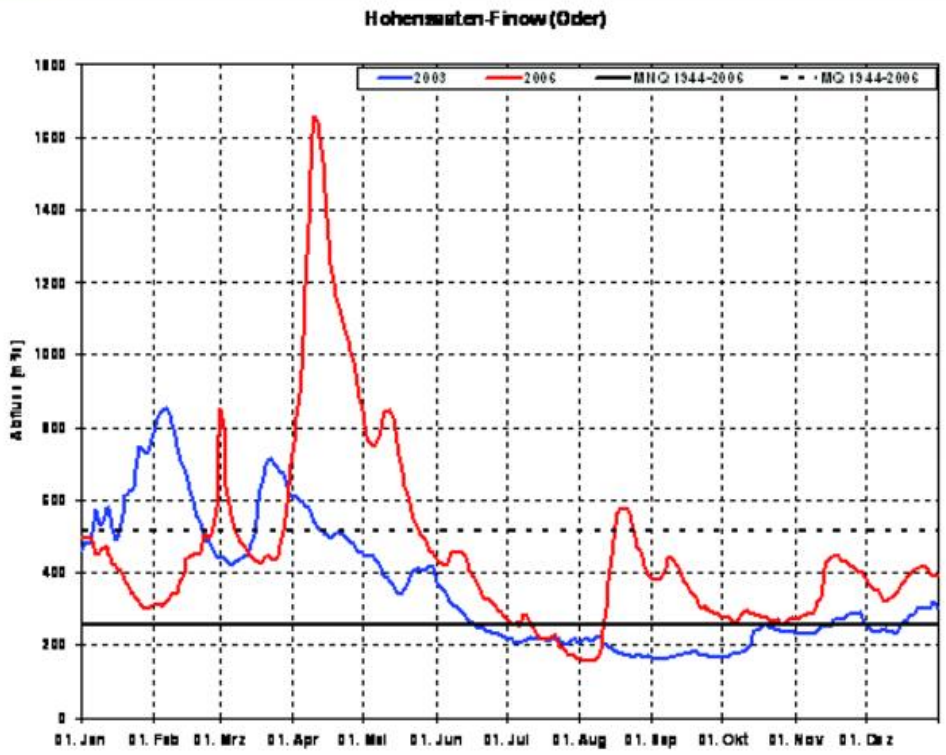


Abb.3: Tägliche Abflüsse 2006 am Pegel Hohensaaten-Finow (Oder) vor dem Hintergrund des Niedrigwasserjahres 2003 sowie der jeweiligen MQ und MNQ des Zeitraumes 1944-2006

gels Hohensaaten-Finow (Oder) gut zu erkennen ist. An Oder, Rhein und Donau wurden die mittleren Niedrigwasserabflüsse (mMNQ) der Monate Januar und Februar sogar deutlich unterschritten (Beispiel Hofkirchen und Köln, Abb. 4). Vorübergehende Entspannung brachte hier das eher nasse Frühjahr und die im März einsetzende Schneeschmelze, welche in fast allen großen Flussgebieten Deutschlands zu teils bedeutenden Hochwassern führte. Bis Ende Mai / Anfang Juni lagen die Abflüsse dadurch über dem vieljährigen Mittel (MQ) und weit über denen von 2003, die im Vergleichszeitraum bereits unter MNQ abgesunken waren.

Die oben angesichts geringer Sommerniederschläge und hoher Temperaturen beschriebenen Defizite in den Niederschlagssummen und in der KWB insbesondere in den Einzugsgebieten von Rhein, Donau und Oder spiegelten sich deutlich im Abflussverhalten der Flüsse wider: Es wurde im Juli ein extrem schnelles Absinken der Wasserstände deutschlandweit registriert.

Besonders auffällig ist in Abb. 4 der in Rhein und Donau im Jahr 2006 im Vergleich zum vieljährigen Durchschnitt um etwa einen Monat früher einsetzende Abflussrückgang. Verursacht durch das vorzeitige Abschmelzen des Schnees in den Alpen wurde hier bereits im Juli das niedrige Niveau erreicht, welches sich sonst erst in den für diese Flüsse typischen Niedrigwassermonaten Oktober und November einstellt. Zwar lagen diese Abflüsse immer noch über dem vieljährigen MNQ, was insofern noch nicht dramatisch erscheint; betrachtet man aber die mMNQ von Juni und Juli, wird die extreme Situation deutlich: Sowohl an der Donau (Pegel Hofkirchen) als auch am Rhein (Pegel Köln) wurden diese mMNQ im Jahre 2006 weit unterschritten.

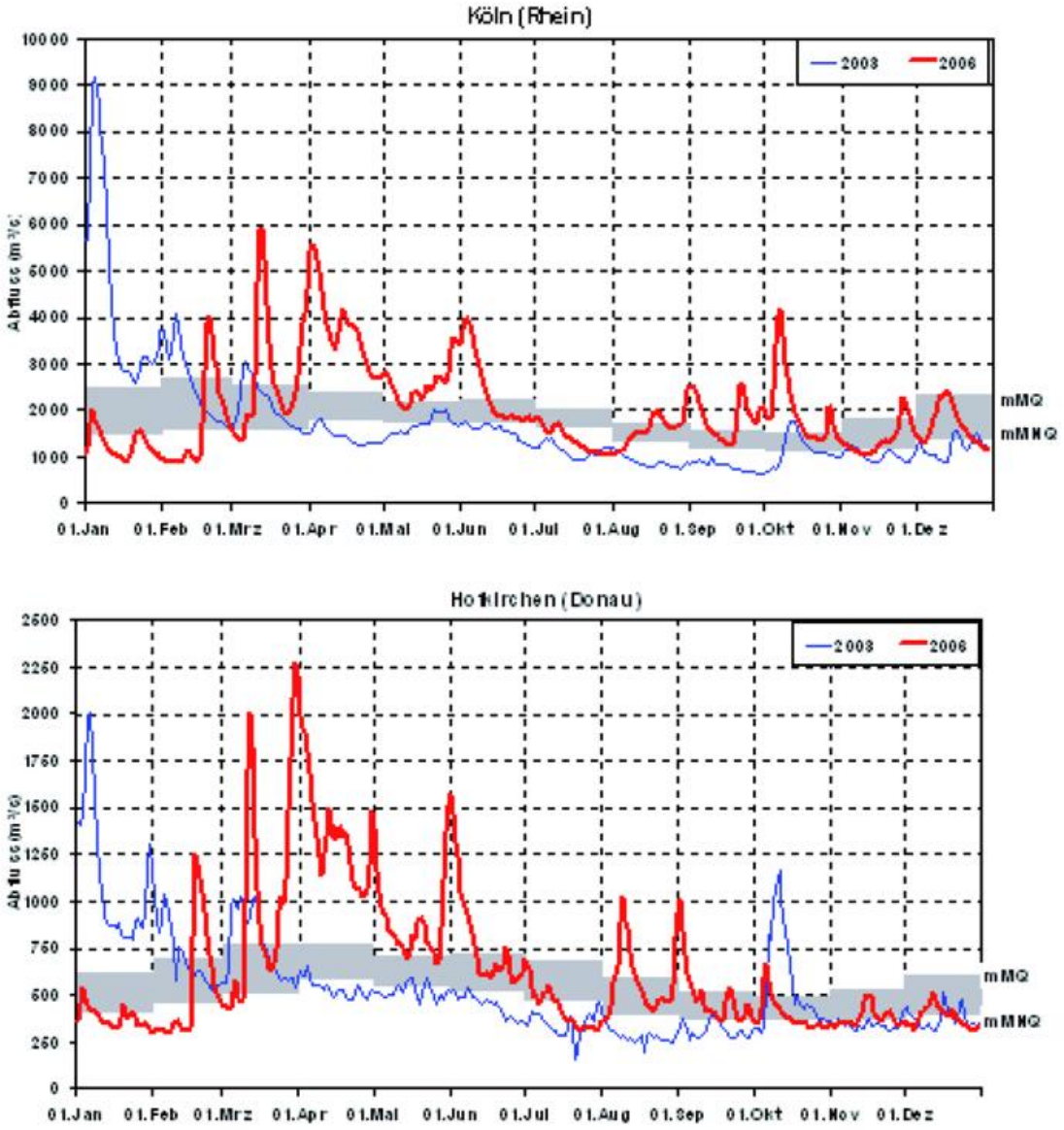


Abb. 4: Tägliche Abflüsse 2006 an den Pegeln Köln (Rhein) und Hofkirchen (Donau) vor dem Hintergrund des Niedrigwasserjahres 2003 sowie der jeweiligen einzel monatsbezogenen mMQ (obere Grenze des gegrauten Bereichs) und mMNQ (untere Grenze des gegrauten Bereichs) des Zeitraumes 1944-2006

Anders als 2003 sorgte dann aber der in weiten Teilen Deutschlands zu kühle und recht niederschlagsreiche August für eine Entspannung der Abflusssituation vor allem in Rhein und Donau, aber auch in Elbe und Oder. So wurde durch den zeitweisen Anstieg der Abflüsse auf MQ und sogar darüber eine weitere Verschärfung der Niedrigwassersituation in den Folgemonaten verhindert. Zwar kam es durch den wärmsten Herbst in Deutschland seit Beginn des 20. Jahrhunderts, der zudem sehr trocken ausfiel und damit durch eine stark defizitäre klimatische Wasserbilanz geprägt war, erneut zu einem starken Abflussrückgang. Wasserstände und Abflüsse verharrten allerdings zumindest in Rhein und Donau noch auf einem Niveau, das nur knapp unter dem für diese Jahreszeit üblichen lag.

Zur Einordnung des Niedrigwassers im Jahr 2006

Die Einordnung von Extremereignissen erfolgt in der Regel anhand von Vergleichsdaten aus der Vergangenheit. Zuletzt war im Jahr 2003 in Deutschland eine Konstellation mit extrem niedrigen Wasserständen und Abflüssen aufgetreten. Eine zu statistischen Vergleichen notwendige einheitliche Datenbasis gemeinsam für repräsentative Pegel in allen deutschen Stromgebieten ist ab 1944 gegeben. Daher wurden die Abflussdaten des Jahres 2006 mit den Messdaten des Jahres 2003 verglichen sowie vor dem Hintergrund von Vergleichsdaten der Periode 1944-2006 hydrologisch bewertet.

Die Tabelle 1 zeigt einen Vergleich der niedrigwasserbezogenen Abflusssituation der Jahre 2003 und 2006 anhand der Kenngröße NM7Q[I]. Es wird deutlich, dass die Niedrigwasserabflüsse 2006 im Allgemeinen von dem Niveau eines Extremjahres der Größenordnung des Jahres 2003 noch weit, z.T. sogar sehr weit entfernt waren, wenngleich sich die gemessenen Werte bereits deutlich unter dem vieljährigen Abflussmittel (MQ) befanden. Ersichtlich wird, dass die gemessenen NM7Q-Werte 2006 die vieljährig ermittelten MNQ an Elbe, Oder und Weser unterschritten haben, nicht jedoch an Donau, Rhein und Ems. In dieser Hinsicht bestand gewissermaßen ein West-Ost-Gefälle. Die Ergebnisse der Wahrscheinlichkeitsanalyse für NM7Q weisen mit Wiederkehrintervallen T[II] von maximal 2-5 Jahren (in der Regel aber nur bis zu 2 Jahren) aus, dass es sich 2006 - mit Ausnahme der Oder - um keine außergewöhnlichen Niedrigwasser-Extreme handelte. Diese Niedrigwassersituationen treten trotz des gegebenen niedrigen Niveaus der Abflüsse statistisch gesehen in den Bundeswasserstraßen der deutschen Stromgebiete nicht sehr selten auf.

Einen Sonderfall stellte in 2006 allerdings die Oder dar, wo sogar ein ausnehmend seltenes Niedrigwasserextrem registriert wurde: Der beobachtete NM7Q-Wert von 157 m³/s am Pegel Hohensaaten-Finow wurde in der Untersuchungsperiode ab 1944 fast nie erreicht und unterschritten; er hat nur ein äußerst geringes Wiederkehrintervall von T=50 Jahren. Wie die Ganglinie in Abb. 3 zeigt, handelte es sich hier um ein verhältnismäßig kurzfristiges, in diesem Fall auf die erste Augustwoche beschränktes Einzelereignis. Der Vergleich der Ganglinie 2006 mit der extremen Niedrigwasser-Situationen in 2003 zeigt in der Grafik, dass der Abfluss im Vergleichsjahr 2003 deutlich länger auf sehr niedrigem Niveau unter MNQ lag, wenngleich die Ganglinie in 2003 nicht derartig tief absackte wie in der kurzen Zeitspanne Ende Juli/Anfang August 2006.

Die Resultate der Trendanalyse der NM7Q-Jahreswerte für die Periode 1944-2006 (vgl. Tab. 1) zeigen in der Tendenz fast immer einen Anstieg, d.h. in früheren Jahren traten extremere, abflussärmere Niedrigwassersituationen als in neuerer Zeit auf. Es ist in diesen Fällen bis zur Gegenwart eine Verringerung der Niedrigwassergefährdung zu belegen. Über ungesicherte Tendenzen hinaus zeigen die Pegel Dresden (Elbe) und Versen (Ems) für NM7Q signifikante Anstiegstrends.

[I] der niedrigste mittlere Abfluss während sieben aufeinanderfolgender Tage in einem Bezugszeitraum – eine zuverlässige, gegenüber verzerrenden Singularitäten (z.B. kurzfristige Störeinflüsse oder Messfehler) unempfindliche *Niedrigwasserkenngröße*

[II] Das *Wiederkehrintervall* gibt im Niedrigwasser-Fall an, alle wieviel Jahre ein Ereignis im Mittel erreicht oder unterschritten wird

Tab. 1: Die Niedrigwasserkenngröße NM7Q des Jahres 2006 an ausgewählten Pegeln an Bundeswasserstraßen im Vergleich
Trend: Trendsignifikanz jeweils parallel untersucht mit Mann-Kendall- und t-Test (a=0,05).
\+ statistisch ungesicherte Anstiegstendenz+s signifikanter ansteigender Trend
\- statistisch ungesichert fallende Tendenz -s signifikanter fallender Trend

Pegel	MQ 1944-2006 [m³/s]	MNQ 1944-2006 [m³/s]	NM7Q [m³/s]			
			2003 [m³/s]	2006 [m³/s]	T (Bezug 1944-2006)[III]	Trend (Periode 1944-2006)
Hofkirchen (Donau)	641	315	*259*	326	2	+
Maxau (Rhein)	1260	618	*415*	676	1-2	+
Köln (Rhein)	2120	959	*659*	1070	1-2	+
Dresden (Elbe)	323	111	*93,7*	117	2	+s
Neu Darchau (Elbe)	703	283	*174*	239	2-5	+
Hohensaaten-Finow (Oder)	515	258	*163*	157	50	-
Intschede (Weser)	324	124	*99,2*	122	2	+
Versen (Ems)	80,4	16,5	*19,7*	19,6	2	+s

Insgesamt zeigt sich also die Niedrigwassersituation 2006 nur im Odergebiet als echtes Extremereignis. Ansonsten kam es aufgrund der abmildernden Wirkung des kühlfeuchten Monats August kaum zu außergewöhnlichen Abflusskonstellationen in den großen Flüssen. Größere Einschränkungen für die Binnenschifffahrt blieben daher weitgehend aus. Vielmehr erhöhte sich nach Angaben des Statistischen Bundesamtes die Güterbeförderungsmenge in der Binnenschifffahrt im Jahr 2006 auf 243,1 Mio. Tonnen. Das war die höchste Transportmenge seit 1991. Ohne für den Schiffsverkehr ausreichend hohe Wasserstände hätte dieses Faktum nicht zustande kommen können. Eine ausführliche Analyse des Niedrigwassers im Jahr 2006 liefern BELZ et al. (2007).

Die aktuellen Ergebnisse der Klimaforschung, bspw. im Rahmen des KLIWA-Projektes (vgl. im Internet: www.kliwa.de), prognostizieren als Folge des Klimawandels in Deutschland eine Erhöhung der Temperaturen (und damit auch der Verdunstung) und Veränderungen des Niederschlagsregimes (z.B. geringere Pufferung von Winterniederschlägen in Form von Schnee, Rückgang der Sommerniederschläge). Dieses könnte eine Zunahme der Anzahl und des Ausmaßes von Niedrigwassersituationen an den deutschen Stromgebieten zur Folge haben. Daher besteht weiterer dringender Forschungsbedarf in der Diagnose und Prognose des Klimawandels in Deutschland und seiner Auswirkungen auf die Schifffahrt und den Transport auf den Bundeswasserstrassen.

Literatur

Belz, J.U., Bissolli, P., Klämt, A., Rademacher, S., Richter, K., Rudolf, B. und Theis, H.-J. (2007): Die Niedrigwassersituation des Jahres 2006 der deutschen Bundeswasserstraßen. BfG-Bericht, Koblenz.

[III] Methode logNormal3/Momente

Das Bioklima in Deutschland im Jahr 2007

A. Grätz

Unter Bioklima wird im Folgenden der Einfluss des Klimas auf den Menschen verstanden, der sich über seinen Wärmehaushalt sehr gut beschreiben lässt. Um weder zu stark auszukühlen noch aufzuheizen müssen sich Wärmegewinn und Wärmeabgabe die Waage halten. Die dabei zu erbringende Anpassungsleistung lässt sich mit Wärmehaushaltsmodellen, die sowohl die relevanten Umgebungsvariablen Lufttemperatur, Feuchte, Windgeschwindigkeit und Strahlung als auch die Personen bezogenen Daten Bekleidung, Aktivität oder auch Größe, Gewicht, Alter und Geschlecht berücksichtigen, berechnen.
Im Deutschen Wetterdienst ist das Klima-Michel-Modell gebräuchlich. Das berechnete thermische Empfinden wird mit Hilfe der Gefühlten Temperatur beschrieben.

Gefühlte Temperatur
Die Gefühlte Temperatur [°C] entspricht der Temperatur einer Normumgebung (schattig, windschwach), in der der Organismus den gleichen Aufwand betreiben muss, um seinen Wärmehaushalt zu regulieren, wie unter den tatsächlich vorgefundenen Bedingungen. Gefühlte Temperaturen zwischen 0 und 20°C bedeuten Behaglichkeit, Gefühlte Temperaturen kleiner als 0°C erzeugen ein Kalt- größer als 20°C ein Warmgefühl.
Um vergleichbare Ergebnisse zu erzielen, beziehen sich die Berechnungen auf eine Standardperson - den Klima-Michel: männlich, Alter 35 Jahre, Größe 1.75m, Gewicht 75kg. Er geht mit konstanter Geschwindigkeit in der Ebene (4km/h). Seine Bekleidung variiert er so, dass er nach Möglichkeit Behaglichkeit empfindet.

In Tabelle 1 sind Gefühlte Temperaturen, thermisches Empfinden und die dazugehörigen Belastungsstufen gegenüber gestellt.

Tab. 1: Beziehung zwischen Gefühlter Temperatur, Thermischem Empfinden und Belastungsstufen

Gefühlte Temperatur [°C]	Thermisches Empfinden	Belastungsstufe
unter -39	sehr kalt	extreme Belastung
-39 bis -26	kalt	starke Belastung
-26 bis -13	kühl	mäßige Belastung
-13 bis 0	leicht kühl	schwache Belastung
0 bis 20	behaglich	keine Belastung
20 bis 26	leicht warm	schwache Belastung
26 bis 32	warm	mäßige Belastung
32 bis 38	heiß	starke Belastung
über 38	sehr heiß	extreme Belastung

Da sich kalte Bedingungen durch geeignete Verhaltensweisen oftmals auf ein erträgliches Maß reduzieren lassen, bei Wärmebelastung aber die Anpassungsmöglichkeiten begrenzt sind und damit eher eine Befindensbeeinträchtigung oder gar Gefährdung eintreten kann, wurde für die inhaltliche Darstellung die warme Seite der thermischen Komponente des Bioklimas ausgewählt.

Grundlage für die Erfassung des Bioklimas 2007 waren die stündlichen Mess- und Beobachtungsdaten von 125 Wetterstationen, die mit dem Klima-Michel-Modell analysiert wurden. Anschließend wurden die Tage ausgezählt, an denen die Gefühlte Temperatur den Wert von 32 °C (starke Wärmebelastung) zwischen 5 und 17 UTC während mindestens drei Terminen erreicht oder überschritten hatte. Mit Hilfe eines statistischen Modells, das die geographischen Koordinaten, die Höhe über NN sowie die Entfernung zum Meer berücksichtigt, wurden die Ergebnisse in den Raum übertragen.

Abb. 1 zeigt im 1-km-Raster, wie häufig in Deutschland im Jahr 2007 starke Wärmebelastung auftrat. Es zeigt sich, dass in den Hochlagen der Mittelgebirge die Gefühlte Temperatur fast nie 32 °C überschritten hatte. Das belegen auch die Stationsauswertungen z. B. vom Kahlen Asten, Brocken oder auch von der Wasserkuppe, wo kein einziger Tag mit starker Wärmebelastung beobachtet worden war. Auch an der Nord- und Ostseeküste war starke Wärmebelastung kein Thema. Zum Landesinneren hin nahm mit zunehmender Entfernung vom Meer die Häufigkeit der stark wärmebelasteten Tage zu - im Osten deutlich rascher als im Westen. So traten im Berliner Raum mit etwa 25 mehr als doppelt so viele Tage auf wie in Osnabrück, trotz derselben geographischen Breite und der gleichen Höhenlage. Berlin sowie das südliche Brandenburg und die Elbniederung bildeten eine von drei großen wärmebelasteten Regionen Deutschlands. Dabei kommen insbesondere der Einfluss der Kontinentalität sowie die relativ niedrige Höhenlage zum Tragen. Die beiden anderen ausgeprägten Belastungsregionen lagen im Süden Deutschlands. Hier befanden sich auch die Stationen, an denen mit etwa 40 Tagen starke Wärmebelastung am häufigsten auftrat. Das war zum einen Karlsruhe, das in dem für seine Wärme bekannten Oberrheingraben liegt. Zum anderen waren es Regensburg und Mühldorf/Inn im Südosten Deutschlands, wo sich im Bereich der Donauniederung und ihren Seitentälern die dritte häufig stark wärmebelastete Region herausgebildet hatte.

Im Flächenmittel sah sich der Mensch 2007 in Deutschland an 15 Tagen starker Wärmebelastung ausgesetzt.

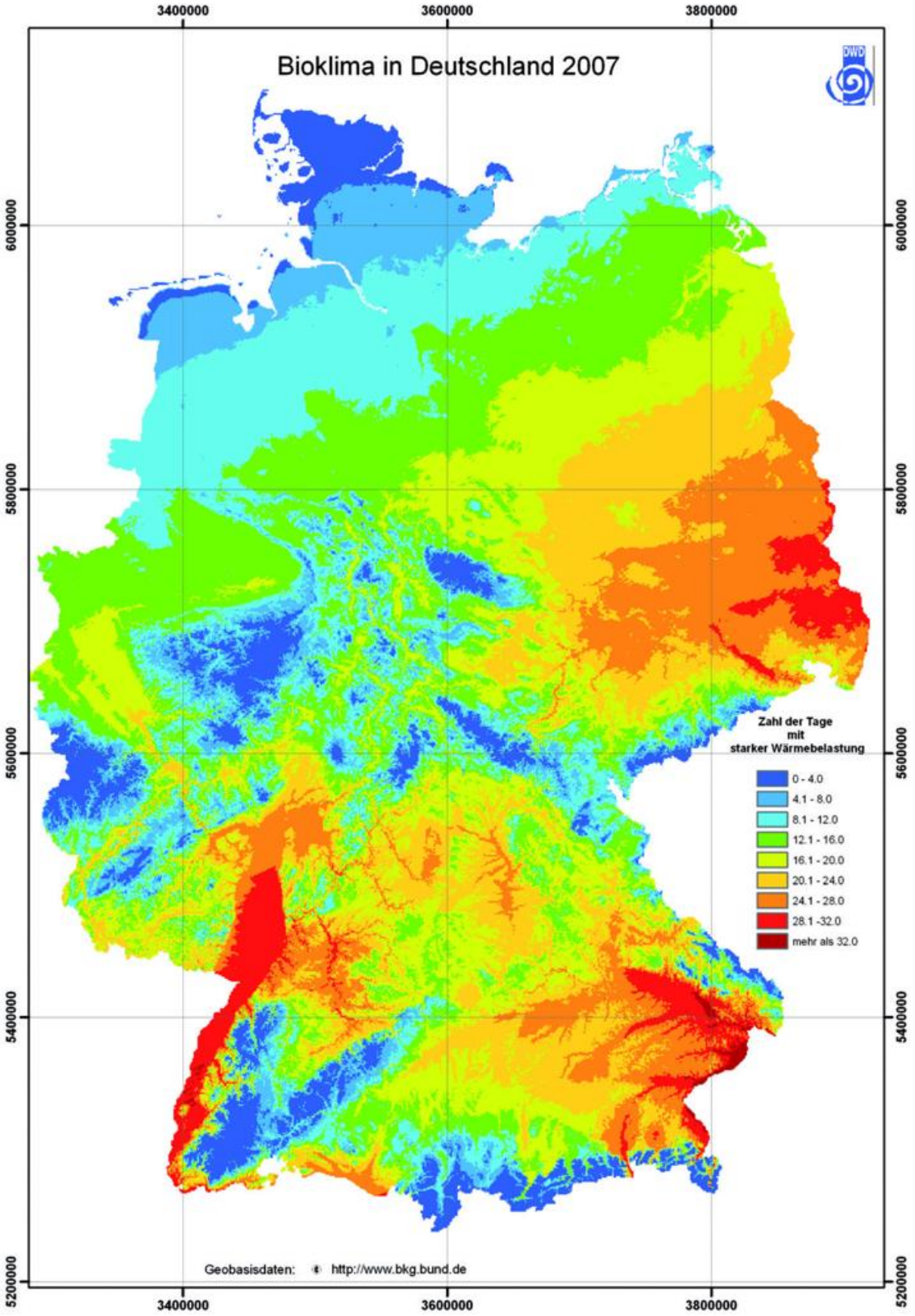


Abb.1: Zahl der Tage mit starker Wärmebelastung im Jahr 2007

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

AWST	automatische Wetterstation
AOT40	Kenngröße für pflanzenschädigende Ozonkonzentration
BfG	Bundesanstalt für Gewässerkunde
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrologie
BW	Bundeswehr
CLIMAT	Meldung klimatologischer Monatswerte einer Landstation
DWD	Deutscher Wetterdienst
GAW	Global Atmosphere Watch (Messnetz z. Überwachung d. Chemie d. Atm.)
GCC	Global Collecting Centre
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GTS	Global Telecommunication System
GUS	Gemeinschaft unabhängiger Staaten (der ehemaligen Sowjetunion)
KWB	Klimatische Wasserbilanz
MARDAD	Marine Datenbank
MNQ	mittlerer Niedrigwasserabfluss
MQ	Abflusskenngröße
MOHp	Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg
NAO	nordatlantische Oszillation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NDACC	Network for the Detection of Atmospheric Composition Change
nFK	nutzbare Feldkapazität
NM7Q	Niedrigwasser-Abflusskenngröße
OBS	Observatorium
PILOT	Höhenwindmessung von einer ortsfesten Landstation
SYNOP	Bodenwettermeldung von einer ortsfesten Landstation
TEMP	Aerologische Meldung
UTC	Universal Time Coordinated (Weltzeit)
VAE	Vereinigte Arabische Emirate
VDI	Verein Deutscher Ingenieure
VOS	Wetterbeobachtungen meldendes Schiff (Voluntary Observing Ship)
w.e.	water equivalent (Wasseräquivalent)
WM	Weltmeisterschaft
WMO	World Meteorological Organisation
WST	Wetterstation
WZN	Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie

Autorenverzeichnis

Name	Anschrift	E-Mail
Baugirdis, Cornelia	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 76 20359 Hamburg	Cornelia.Baugirdis@dwd.de
Bissolli, Peter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Peter.Bissolli@dwd.de
Claude, Hans	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	Hans.Claude@dwd.de
Escher-Vetter, Heidi	Kommission für Glaziologie Bayerische Akademie der Wissenschaften Alfons-Goppel-Str. 11 80539 München	Heidi.Escher@kfg.badw.de
Fuchs, Tobias	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Tobias.Fuchs@dwd.de
Gilge, Stefan	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	Stefan.Gilge@dwd.de
Grätz, Angelika	Deutscher Wetterdienst Stefan-Meier-Straße 4 79104 Freiburg	Angelika.Graetz@dwd.de
Hechler, Peer	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Peer.Hechler@dwd.de
Köhler, Ulf	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	Ulf.Koehler@dwd.de
Lefebvre, Christiana	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 76 20359 Hamburg	Christiana.Lefebvre@dwd.de

Löpmeier, Franz-Josef	Deutscher Wetterdienst Bundesallee 50 38116 Braunschweig	Franz-Josef.Loepmeier@dwd.de
Müller-Westermeier, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Gerhard.Mueller-Westermeier@dwd.de
Nitsche, Helga	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Helga.Nitsche@dwd.de
Riecke, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 76 20359 Hamburg	Wolfgang.Riecke@dwd.de
Rudolf, Bruno	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Bruno.Rudolf@dwd.de
Rosenhagen, Gudrun	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 76 20359 Hamburg	Gudrun.Rosenhagen@dwd.de
Steinbrecht, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	Wolfgang.Steinbrecht@dwd.de
Trampf, Walter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Walter.Trampf@dwd.de
Voß, Peter-Hinrich	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Peter-Hinrich.Voss@dwd.de
Zimmerman, Kirsten	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Kirsten.Zimmermann@dwd.de

Index

A
Abfluss 8
Apfelblüte 53
Atmosphäre 36
freie 36

B
Behaglichkeit 100
Belastungsstufe 100
Benetzungszeit 55
Bioklima 100
Bodenfeuchte 48
Bodentemperatur 55

D
Dürre 48

E
Eistag 29
Extremniederschläge 67
Extremwerte 47

F
Feuchte 41
Feuchteklassen 45
Frontalzone 73
Frühjahr 67

G
Gewitter 74
Gletscher 5
Globalstrahlung 10, 27
Gradtage 88
Gradtagzahlen 88

H
Herbst 68
Hochwasser 67
Höhenwind 37

K
Klima-Michel 100
Kyrill 52

M
Meeresspiegel 21
Meeresspiegelanstieg 21
Mitteltemperatur 23
Monatsmitteltemperaturen 23

N
Niederschlag 93
Niederschlagsanomalien 67
Niederschlagshöhe 27
Niedrigwasser 95
Niedrigwassersituation 93

O
Orkantief 35
Ostwindzirkulation 37
Ozon 15
Ozonschicht 59

P
Pegel 96
Phasen 51
phänologische 51

R
Referenzzeitraum 39
Routenberatung 82
Routing 82

S
Schnee 11
Schneedecke 93
Schneefall 68
Schneeglöckchen 52
Schneehöhe 68
Seeschifffahrt 34
Sommer 67
Sommertage 32
Sonnenscheindauer 25, 27
Starkniederschläge 67
Stratosphäre 37
Stürme 32
Sturmflut 33, 80

T
Tagesmitteltemperatur 24
Temperatur 100
Gefühlte 100
Temperaturabweichung 31
Thermopluviogramm 23
Tornados 32
Trockenheit 49
Trockenschäden 51
Trockenstress 51
Troposphäre 39

U

Überschwemmungen 67
UV-Index 60

V

Vegetationsruhe 49, 51
Vegetationszeit 56
Verdunstung 55

W

Wärmehaushalt 100
Wasserbilanz 94
Wasserführung 11
Wasserstress 48
Wassertemperatur 34
Wetterlage 41
Wetterlagenklasse 41
Wetterlagenklassifikation 41
Wind 79
geostrophisch 79
Windmaxima 38
Windverhältnisse 34
Winter 67
Wintersturm 33
Winterungen 51
Witterungsverlauf 29

Z

Zirkulation 37
Zyklonalität 41

Deutscher Wetterdienst

Klimastatusbericht 2008



Stadtklima

Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings

Erfassung und Prüfung historischer Klimadaten

Herausgeber und Verlag
Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach

Postfach 10 04 65
63004 Offenbach

Redaktion:

Gerhard Müller-Westermeier
e-mail: gerhard.mueller-westermeier@dwd.de

Patricia Willing
e-mail: patricia.willing@dwd.de

Der Klimastatusbericht im Internet:
www.ksb.dwd.de

ISSN 1437 - 7691
ISSN 1616 - 5063 (Internet)
ISBN 978-3-88148-441-1

Urheberrecht
Alle Rechte an den hier präsentierten Informationen liegen, soweit nicht anders vermerkt, beim DWD.
Die Nutzung der nachfolgenden Informationen bzw. Teilen davon ist nur unter Nennung des Quellenhinweises „Deutscher Wetterdienst“ gestattet.
Eine kommerzielle Nutzung ohne ausdrückliche Genehmigung ist untersagt.

Zum Titelbild
Skyline von Frankfurt als Beispiel einer dicht bebauten Innenstadt.

Vorwort



Sehr geehrte Damen und Herren,

ich freue mich Ihnen in diesem Jahr wieder einen Klimastatusbericht in alter Form mit einem besonderen Schwerpunkt vorlegen zu können. In sechs speziellen Beiträgen wird das Thema „Klimawandel und urbaner Raum“ behandelt und die Änderungen und Anpassungsoptionen für unseren Lebensraum aufgezeigt, denen wir uns in der Zukunft möglicherweise stellen müssen.

Klimatologisch ist das Jahr 2008 sicher vielen von Ihnen im Gegensatz zu den Vorjahren als eher unspektakulär in Erinnerung geblieben; trotzdem steht 2008 in Deutschland an 9. Stelle der wärmsten Jahre seit Beginn der regelmäßigen flächendeckenden Wetteraufzeichnungen 1901. Dazu haben besonders der Winter 2007/2008 und das nachfolgende Frühjahr beigetragen.

Neben den Standardbeiträgen der „Gelben Seiten“ und dem genannten Spezialthema werden außerdem in einzelnen Artikeln die Entwicklung klimarelevanter Spurengase, das Projekt KLIDADIGI zur Sicherung und Digitalisierung klimatischer Archivdaten, die Qualitätskontrolle historischer Klimadaten, sowie das Gradtagzahlensystem des Deutschen Wetterdienstes beschrieben.

Ich wünsche Ihnen viel Vergnügen bei der Durchsicht des diesjährigen Bandes und möchte Sie, liebe Leserinnen und Leser, wieder ermuntern uns mitzuteilen, welche Themen für Sie von besonderem Interesse sind, damit wir diese und Ihre weiteren Anregungen bei zukünftigen Ausgaben berücksichtigen können.

Ihr



Klaus-Jürgen Schreiber

Leiter der Abteilung Klimaüberwachung

Inhaltsverzeichnis

Zum Klima im urbanen Raum 6
W. Kuttler

Verwendung von Klimaprojektionsdaten für die Stadtklimasimulation 13
T. Deutschländer, M. Koßmann, T. Steigerwald, J. Namyslo

Zukünftige Wärmebelastung in Ballungsräumen – Stadtklimasimulationen 18
B. Früh, M. Roos und U. Sievers

Stadtplanung und Klimawandel - Eine Kooperation mit der Stadtentwicklungs- 24
verwaltung von Berlin
U. Behrens, A. Grätz

Niederschläge im urbanen Raum 33
G. Malitz , B. Rudolf

Klimatologische Größen zur technischen Planung am Beispiel der TRY 39
(Testrefernzjahre) U. Wienert

Extremwertkarte 48

Die Witterung in Deutschland 2008 49
G. Müller-Westermeier, W. Riecke

Das Klima in den deutschen Küstengebieten 2008 67
C. Lefebvre

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre 72
K. Zimmermann, H. Nitsche

Die agrarmeteorologische Situation im Jahr 2008 78
W. Trampf, H. Hassemer - Schwarz, F. - J. Löpmeier

Entwicklung der Ozonschicht 90
H. Claude, W.Steinbrecht, U.Köhler

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa 91
T. Fuchs

Weltweite Besonderheiten der Witterung 99
P. Hechler

Rettung historischer Klimadaten in Deutschland: das KLIDADIGI-Projekt des DWD 103
H. Mächel, A. Kapala, J. Behrendt und C. Simmer

Qualitätskontrolle historischer Klimadaten 119
J. Behrendt, K. Zimmermann

Entwicklung klimarelevanter Spurengase 126
C. Plass-Dülmer, S. Gilge, H. Claude, W. Fricke, U. Köhler, W. Steinbrecht

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen 136

Autorenverzeichnis 138

Index 142

Zum Klima im urbanen Raum

W. Kuttler

1. Einleitung

Die Stadtklimatologie hat insbesondere als angewandte Wissenschaft erheblich an Bedeutung gewonnen. Das liegt daran, dass die Verantwortlichen für die Stadt- und Umweltplanung fachbezogene Antworten auf die klimatischen und lufthygienischen Änderungen im urbanen Bereich auch unter dem Aspekt des globalen Klimawandels erwarten.

Urbane Räume werden weltweit durch klimatische und lufthygienische Verhältnisse geprägt, die im Wesentlichen durch die Art der Bebauungsstruktur und Oberflächenversiegelung sowie durch die Freisetzung von Abwärme und Luftverunreinigungen verursacht werden. Da das Klima der Siedlungsräume jedoch in das jeweils vorherrschende Großklima eingebettet ist, pausen sich – allerdings in weit geringerem Maße als die genannten lokalen Faktoren - auch makroskalige Einflüsse auf das Stadtklima durch. Diese führen in Abhängigkeit von der geographischen und topographischen Lage der Stadtgebiete zu verschiedenen Stadtklimatypen (WIENERT, KUTTLER 2005), auf die unter Verweis auf die genannte Literatur nicht weiter eingegangen wird. Vielmehr orientiert sich der nachfolgende stadtklimatologische Überblick an Beispielen aus mitteleuropäischen Großstädten. Ergänzt wird dieser durch die Beschreibung human-biometeorologischer Bewertungsmöglichkeiten, mit deren Hilfe die Stärke photoaktinischer, thermischer und lufthygienischer Belastungen für die Stadtbevölkerung angegeben werden kann. Ein abschließendes Kapitel widmet sich dem Problem der Auswirkungen des globalen Klimawandels auf urbane Räume und nennt Maßnahmen, die auf lokaler Ebene gegen den Temperaturanstieg ergriffen werden können.

2. Stadtklimatologische Charakteristika

Die genannten Faktoren beeinflussen die qualitative Zusammensetzung der Stadtatmosphäre, den Strahlungs-, Feuchte- und Wärmehaushalt der Oberflächen und der städtischen Grenzschicht, den Luftaustausch zwischen Stadt und Umland sowie die Niederschlagsverhältnisse. Gemeinsam lassen sie das Erscheinungsbild des jeweiligen Stadtklimatyps entstehen. Auf ausgewählte Charakteristika wird nachfolgend eingegangen.

Zum bekanntesten Faktum des Stadtklimas zählt die **städtische Wärmeinsel** (engl. *Urban Heat Island*, UHI), die als positive horizontale Temperaturdifferenz ($\Delta T_{S-U} > 0$ K) zwischen Stadt und Umland von verschiedenen Einflussgrößen abhängig ist (Tab. 1).

Je nach Betrachtungsweise und Berücksichtigung der Oberflächen- bzw. Lufttemperatur lassen sich verschiedene **UHI-Typen** unterscheiden. So sind Wärmeinseln der Oberflächen von denen der Stadtatmosphäre (meist 2 m Höhe oder höher) zu unterscheiden.

Tab.1 Meteorologische und strukturelle Einflussfaktoren (EF) auf die städtische Wärmeinsel (UHI)

Einflussfaktoren	Vorzeichen der Korrelationskoeffizienten zwischen UHI und EF
Wolkenbedeckungsgrad	–
Windgeschwindigkeit	–
Anthropogene Wärmeemission	+
Atmosphärische Gegenstrahlung („Dunstglocke“)	+
Bowen-Verhältnis[1]	+
Einwohnerzahl	+
Himmelssichtfaktor (engl. Sky View Factor, SVF[2])	–
Verhältnis Höhe Straßenrandbebauung/Straßenbreite	+
Oberflächenversiegelung	+
Grün- und Wasserflächenanteil/Gesamtfläche	–

[1] Bo = Q_H/Q_E (mit Q_H: fühlbarer Wärmestrom; Q_E: latenter Wärmestrom)

[2] SVF: Verhältnis von unbeeinflusster zu der am Standort vorherrschenden Himmelssicht

Maximale UHI-Werte der Stadtatmosphäre von bis zu 10 K können durchaus in mitteleuropäischen Großstädten, überwiegend in der ersten Nachthälfte während austauscharmer sommerlicher Strahlungswetterlagen, beobachtet werden.

Eng gekoppelt an die überwiegend nächtlich auftretende städtische Überwärmung kann sich bei niedriger übergeordneter Windgeschwindigkeit oder fehlendem Wind über entsprechende Luftleitbahnen eine stadteinwärts gerichtete konvergente bodennahe Luftströmung entwickeln (Flurwind, auch **UHI-Zirkulation** genannt; HIDALGO et al. 2008). Ein derartiges Windsystem ist hinsichtlich seiner Persistenz zwar fragil, kann aber durchaus planungsrelevant sein, wenn es z. B. durch den Transport von kalter Umlandluft dazu beiträgt, die klimatisch-lufthygienische Situation in den Innenstädten durch Abkühlung und Erhöhung der Luftqualität zu verbessern.

Voraussetzung für die **Belüftungseffektivität** sind allerdings neben einer gut ausgebildeten Wärmeinsel rauigkeitsarme Ventilationsbahnen, die die Kaltluftquellgebiete des Umlandes mit dem städtischen Wirkgebiet auf möglichst kurzem Wege verbinden (DÜTEMEYER, 2000).

Die **Luftfeuchtigkeit** (Dampfdruck) weist in Städten in der Regel niedrigere Jahresmittelwerte als das jeweilige Umland auf. Allerdings können sich diese Verhältnisse insbesondere während austauscharmer Wetterlagen im Sommer umkehren, da in der Umlandgrenzschicht wegen der stärkeren Abkühlung die Taupunkttemperatur abends früher und nächtlich häufiger unterschritten wird. Man spricht dann von einem Urban Moisture Excess (UME; $\Delta e_{S-U} > 0$ hPa), der sich durchaus während eines Drittels der Jahresstunden einstellen kann (KUTTLER et al. 2007).

Die urbane **Luftqualität** wird im Wesentlichen durch Emissionen aus niedrig gelegenen Quellen (Kfz-Verkehr, Hausbrand) beeinflusst. Neben typischen gasförmigen Luftverunreinigungen NO, CO, NO_2, VOC sowie O_3 spielen bei der Beurteilung der Luftgüte insbesondere Feinstäube (≤ PM_{10}; PM_{10}: Feinstaub mit Partikeldurchmesser ≤ 10 µm) in der aktuellen Forschung eine besondere Rolle. Die Feinstaubkonzentrationen sind nicht nur von der Flächennutzung (WEBER 2008; COSTABILE et al. 2008), sondern auch von meteorologischen Austauschparametern (WEBER et al. 2006) abhängig. Langzeittrendanalysen der vergangenen zwei Jahrzehnte verschiedener gasförmiger Luftqualitätsindikatoren zeigen zum Beispiel für nordrhein-westfälische Messstationen eine deutliche Abnahme der NO- und CO-Konzentrationen, jedoch stagnierende bzw. leicht ansteigende Werte für O_3 und NO_2 (MELKONYAN, KUTTLER 2009). Als Grund wird beispielsweise die Primäremission von NO_2 durch Oxidationskatalysatoren von Dieselfahrzeugen angesehen. Die ansteigenden Zulassungszahlen dieses Fahrzeugtyps während der vergangenen Jahre verschärfen dieses Problem. Da NO_2 ein wichtiges Vorläufergas für die Entstehung von O_3 ist, dürften sich auch dessen Konzentrationen weiter erhöhen.

Nach wie vor fehlen für die Städte in Deutschland belastbare Daten, um CO_2-Bilanzen erstellen zu können. Grundlagen hierfür stellen neben der Berechnung von CO_2-Emissionen aus entsprechenden Quellen die möglichst präzise Ermittlung der horizontalen, aber auch vertikalen Verteilung von CO_2 in Stadtgebieten sowie die direkte Messung von CO_2-Flüssen über verschiedenen urbanen Oberflächen dar (KORDOWSKI, KUTTLER 2008). Untersuchungen zur horizontalen Verteilung von CO_2 in urbanen Räumen wurden mit Hilfe mobiler und stationärer Messungen zum Beispiel in der Stadt Essen durchgeführt und zeigen signifikante flächennutzungsabhängige Konzentrationsunterschiede während austauscharmer Wetterlagen (HENNIGER, KUTTLER, 2007).

Auch wirken sich Relief und Topographie von Städten in Tallagen über Kaltluftflüsse deutlich auf die Verteilung von CO_2 in der bodennahen städtischen Grenzschicht aus (PTAK 2009).

Günstige Auswirkungen auf die klimatischen und lufthygienischen Verhältnisse in Städten weisen innerstädtische Wasser- und Grünflächen (ROPERTZ 2008) auf. Letztere sind nicht nur als ebenerdig angelegte Parks – selbst bei geringer Flächengröße (< 10 ha) – klima- und luftqualitätsverbessernd wirksam (BONGARDT 2007), sondern können auch als Dach- und Fassadenbegrünung (KÖHLER 2008) sowie Straßenbegleitgrün einen klimaoptimierenden und Staub reduzierenden Einfluss ausüben. Für die Staubfilterung spielen dabei Art und Dichte der Vegetation eine maßgebliche Rolle (LITSCHKE, KUTTLER 2008).

Beispiele zur Verbesserung der Luft- und Klimaqualität in Städten nennt BARLAG (1997). MAYER et al. (1994) zeigen Möglichkeiten auf, die thermischen Wirkungsfaktoren durch stadtplanerische Maßnahmen zu verbessern.

3. Stadtklimatische Bewertungs- und Darstellungsverfahren

Um die Ergebnisse stadtklimatischer Messungen ihrer Bedeutung für die Stadtbewohner nach möglichst objektiv einschätzen zu können, müssen diese Daten bewertet werden. Das geschieht für die human-biometeorologischen Wirkungskomplexe durch die Verwendung entsprechender Indizes. So zum Beispiel für

- den photoaktinischen Wirkungskomplex durch den UV-Index (STAIGER et al.1997),
- den thermischen Wirkungskomplex durch Angaben des PMV (*Predicted Mean Vote*; JENDRITZKY et al. 1990), der PET (Physiologically Equivalent Temperature; MAYER 2006), der pt (perceived temperature;) oder den UTCI (Universal Thermal Climate Index; JENDRITZKY et al. 2007) sowie
- den lufthygienischen Wirkungskomplex durch die Kurzzeit- und Langzeitindizes für Luftqualität DAQx (Daily Air Quality Index) respektive LAQx (Longtime Air Quality Index) (MAYER et al. 2008)

Anwendungsbezogene Hinweise zur Berücksichtigung von Klima und Lufthygiene sowie deren Bewertung für stadtplanerische Belange sowie die Darstellung stadtklimatischer Sachverhalte sind zum Beispiel in verschiedenen VDI-Richtlinien zur Umweltmeteorologie enthalten (zum Beispiel VDI RL 3787, Blätter 1, 2, 5, 9).

Bei der Verwendung von Mess- und Bewertungsdaten für die Praxis hat sich das Konzept der „Synthetischen Klimafunktionskarte“ bewährt (VDI 3785, Blatt 1; 2008). Hierbei handelt es sich um kartographisch aufbereitete flächenbezogene Darstellungen klimatischer und lufthygienischer Sachverhalte, die vielfach die Basis für Planungshinweiskarten bilden, in denen Maßnahmenempfehlungen für den Anwender enthalten sind (KUTTLER, BARLAG 2002).

4. Stadtklima und globaler Klimawandel

Die Auswirkungen des für Mitteleuropa prognostizierten Klimawandels zeigen sich nicht nur in einer Veränderung der thermischen, hygrischen und lufthygienischen Verhältnisse (IPCC 2007), sondern beeinflussen auch das Spektrum der Großwetterlagen. Dabei kann nach verschiedenen numerischen Modellsimulationen davon ausgegangen werden, dass es zu einem häufigeren Auftreten austauscharmer Wetterlagen mit mächtigeren Inversionen als bisher kommen wird (GROSS, 1996; JACOB, WINNER, 2009). Hieraus dürfte für die Städte nicht nur eine Zunahme von UHI-Ereignissen resultieren, sondern bei sonnenscheinreicher, warmer Witterung auch ein Anstieg der Ozonkonzentrationen in der Außenluft erfolgen (LIN et al. 2001; KUTTLER, STRAßBURGER 1999).

Ein prognostizierter Temperaturanstieg im Ruhrgebiet von 3 K bis zum Jahre 2100 dürfte zum Beispiel zu einer deutlich höheren Wärmebelastung der Stadtbewohner führen. Denn die Anzahl an Sommertagen ($T_{max} \geq 25$ °C) von derzeit 22 wird sich auf 76 verdreifachen (KUTTLER, WEBER 2009). Eine höhere Wärmebelastung führt nicht nur zu einem Anstieg der Morbiditäts-, sondern auch der Mortalitätsrate (SOUCH, GRIMMOND 2004). Die besonders in Deutschland und Frankreich im Som-

mer 2003 herrschende Hitzewelle hat das deutlich vor Augen geführt (JENDRITZKY 2007). Ein vermehrter Einsatz von Klimaanlagen zur Gebäudekühlung reduziert zwar die Innenraumüberwärmung, führt jedoch zu einem erheblichen Anstieg des Energieverbrauchs (KUTTLER 2009) mit entsprechender Freisetzung von CO_2 (GENCHU et al. 2003) und darüber hinaus zu einer Erhöhung der Außenlufttemperaturen, wodurch der Wärmeinseleffekt verstärkt wird.

5. Urbane Maßnahmen gegen den globalen Klimawandel

Da Städte wesentliche Netto-CO_2-Quellen sind (GRIMMOND et al. 2004; VOGT et al. 2006), sollten in erster Linie hier Maßnahmen gegen den Klimawandel ansetzen. Neben dem Einsparen von Energie und der damit einhergehenden Vermeidung von CO_2-Emissionen als unmittelbar bestehende Möglichkeit sind mittel- und langfristige Gegenmaßnahmen auf Stadtquartiers- und Objektebene einzuleiten.

Klimagerecht geplante urbane Räume der Zukunft sollten deshalb

- eine kompakte, dennoch aber belüftungswirksame Bebauungsstruktur aufweisen,
- helle Straßen- und Dachflächen zur Erhöhung der Oberflächenalbedo besitzen,
- über eine gute Wärmedämmung der Gebäude sowie über ausreichende Verschattungsmöglichkeiten verfügen,
- durch optimale Anbindung an den Personennahverkehr den Gebrauch privater Kraftfahrzeuge weitgehend überflüssig machen,
- keine ausufernde randstädtische Bebauung zulassen („urban sprawl"), wodurch Kaltluftregenerationsgebiete im Umland gesichert werden,
- durch Schrumpfungsprozesse freiwerdende Flächen zur Entsiegelung und großzügigen Neubeplanung nutzen (OSWALT, RIENIETS 2006),
- die „blau/grüne" Infrastruktur verbessern, indem in begrüntes Straßenbegleitgrün, Fassaden- und Dachbegrünung sowie in die Schaffung von Wasserflächen investiert wird,
- über eine Vegetation verfügen, die möglichst immergrün ist sowie ein hohes Staubsammelpotential bei gleichzeitig geringer Emission biogener Kohlenwasserstoffe aufweist (BENJAMIN, WINERT 1998; NARUMI et al. 2009) sowie
- eine effiziente Nutzung regenerativer Energien zur Substitution des Verbrauchs fossiler Energien anstreben (KUTTLER, WEBER 2009).

6. Ausblick

Die Stadtklimatologie wird bei der Lösung immissionsklimatischer Probleme, die durch den globalen Klimawandel hervorgerufen werden, eine immer größere Rolle spielen. Dabei gilt es, klimatische und lufthygienische Belastungsräume zu lokalisieren und zu typisieren sowie Gegenmaßnahmen für unterschiedliche Klimaszenarien vorzuschlagen. Derzeit werden beispielsweise Handbücher zur Stadtklimatologie von administrativen Institutionen der kommunalen, Landes- und Bundesebene erstellt, die diesem bedeutenden Aspekt des Klimas urbaner Räume gewidmet sind.

Literatur

Barlag, A.-B. (1997): Möglichkeiten der Einflussnahme auf das Stadtklima. VDI-Berichte 1330, S. 127-146.

Benjamin, M.T., Winer, A.M. (1998): Estimating the ozone-forming potential of urban trees and shrubs. - Atmos. Environ. 32, p. 53-68.

Bongardt, B. (2006): Stadtklimatische Bedeutung kleiner Parkanlagen- dargestellt am Beispiel des Dortmunder Westparks. - Essener Ökologische Schriften, Band 24, Westarp-Wissenschaften, 227 S.

Costabile, F., Birmili, W., Klose, S., Tuch, T., Wehner, B., Wiedensohler, A., Franck, U., König, K., Sonntag, A. (2008): Spatio - temporal variability and principal components of the particle number size distribution in an urban atmosphere. Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, 8(5): p. 18155-18217.

Dütemeyer, D. (2000): Urban-Orographische Bodenwindsysteme in der städtischen Peripherie Kölns. Essener Ökologische Schriften Band12, Hohenwarsleben: Westarp-Wissenschaften.

Genchu, Y., Kikegawa, Y., Kondo, H., Yoshikado, H. (2003): Development of a numerical simulation system toward comprehensive assessments of urban warming countermeasures including their impacts upon the urban buildings' energy-demands. Appl. - Energy 76, p. 449-466.

Grimmond, C.S.B., Salmond, J., Oke, T.R., Offerle, B., B.A. Lemonsu (2004): Flux and turbulence measurements at a densely built-up site in Marseille: Heat, mass (water and carbon dioxide), and momentum. - J Geophys Research, 109(D24101 doi:10.1029/2004JD004936).

Gross, G., 1996: Stadtklima und Globale Erwärmung. - Geowissenschaften 14(6), S. 245-248.

Henninger, S., Kuttler, W. (2007): Methodology for mobile measurements of carbon dioxide within the urban canopy layer. - ClimateResearch,Vol.34,p.161-167.

Hidalgo, J., Pigeon, G., Masson, V. (2008): Urban breeze circulation during the CAPITOUL experiment: oberservational data analysis approach.- Meteorol Atmos Phys 102, p. 223-241.

Intergovernmental Panel on Climate Change (2007): Climate Change 2007: The physical Science Basis. Summary for Policymakers. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Paris. www.jpcc.ch.

Jacob, D.J., D.A., Winner (2009): Effect of climate change on air quality. - Atmos. Environ. 43, 51-63.

Jendritzky, G., Menz, G., Schirmer, H., Schmidt-Kessen, W. (1990): Methodik der räumlichen Bewertung der thermischen Komponente im Bioklima des Menschen (Fortgeschriebenes Klima-Michel-Modell). – Beitr. d. Akad. f. Raumforschung u.Landesplanung 114, S. 7-69.

Jendritzky, G. (2007): Folgen des Klimawandels für die Gesundheit. - In: Endlicher, W., Gerstengarbe, F.-W. (Hrsg): Der Klimawandel. Einblicke, Rückblicke und Ausblicke. Berlin, Potsdam, S. 108-118.

Jendritzky, G., Havenith, G., Weihs, P., Batchvarova, E., DeDear, R. (2007): The Universal Thermal Climate Index UTCI. Goaland state of COST Action 730. I.B. Mekjavic, S.N. Kounalakis, N.A.S. Taylor, eds. Proceedings of the 12th International Conference on Environmental Ergonomics. August 19-24, 2007, Piran Slovenia. Ljubljana, Biomed., p. 509-512.

Köhler, M. (2008): Green facades—a view back and some visions. - Urban Ecosystems. DOI 10.1007/s11252-008-0063-x.

Kordowski, K., Kuttler, W. (2008): Quantifying the flux of carbon dioxide over an urban park area by means of eddy-covariance measurements 18th Conference on Atmospheric BioGeosciences Orlando, Florida, 28.04.-02.05.08.

Kuttler, W. (2009): Klimatologie. UTB 3099.Schöningh Paderborn. 260 S.

Kuttler, W., Weber, S. (2009): Urban Climate and Global Climate Change – a case study of the 'Ruhr area', Germany. - In: H. Mayer, A. Matzarakis (eds.): 5th Japanese-German Meeting on Urban Climatology, Ber. Meteor. Inst. Univ. Freiburg Nr. 18, 73-78, 313-319.

Kuttler, W., Weber, S., Schonnefeld, J., Hesselschwerdt, A. (2007): Urban/rural atmospheric water vapour pressure differences and urban moisture excess in Krefeld, Germany. - In: International Journal of Climatology, 27 (14), pp. 2005-2015.

Kuttler, W., Barlag, A.-B. (2002): Mehr als städtische Wärmeinseln. = Essener Unikate - Berichte aus Forschung und Lehre, 19, Vitalität einer Region I, S. 84-97.

Kuttler, W., Straßburger, A. (1999): Air pollution measurements in urban parks. - In: Atmospheric Environment, Vol. 33, Nos. 24-25; p. 4101-4108.

Lin, C.Y.C., Jacob, D.J., Fiore, A.M. (2001): Trends in exceedances of the ozone air quality standard in the continental United States, 1980-1998. Atmos. - Environ. 35, p. 3217-3228.

Litschke, T., Kuttler, W. (2008): On the reduction of urban particle concentration by vegetation - a review. - Meteorologische Zeitschrift, Vol. 17, No. 3, p. 229-240.

Mayer, H. (2006): Indizes zur human-biometeorologischen Bewertung der thermischen und lufthygienischen Komponente des Klimas. – Gefahrstoffe-Reinh. Luft. 66, 4, S. 165-174.

Mayer, H., Beckröge, W., Matzarakis, A. (1994): Bestimmung von stadtklimarelevanten Luftleitbahnen. - UVP-Report, 5 , S. 265-268.

Mayer, H., Holst, J., Schindler, D., Ahrens, D. (2008): Evolution of the air pollution in SW Germany evaluated by the long-term air quality index LAQx.- Atmospheric Environment, Vol. 42, Issue 20, p. 5071-5078.

Melkonyan, A., Kuttler, W. (2009): Analysis of predominantly non-meteorological influences on air pollution in North Rhine-Westphalia, Germany. In: H. Mayer, A. Matzarakis (eds.): 5th Japanese-German Meeting on Urban Climatology, Ber. Meteor. Inst. Univ. Freiburg Nr. 18. 73-78.

Narumi, D., Kondo, A., Shimoda, Y. (2009): The effect of increase in urban temperature on the the concentration of photochemical oxidants.-In. Atmospheric Environment. DOI: 10.1016/j.atmosenv.2009.01.028

Oswalt, P., Rieniets, T. (2006): Atlas of Shrinking Cities. Hatje Cantz Verlag, Ostfildern.

Ptak, D. (2009): Bodennahe CO_2 -Konzentrationen in zwei Städten unterschiedlicher Topographie. Dissertation am Fachbereich Biologie und Geographie, Univ. Duisburg-Essen.

Ropertz, A. (2008): Transport atmosphärischer Spurenstoffe in eine innerstädtische Grünfläche - Eine Analyse mittels optischer Fernmessverfahren. - Essener Ökologische Schriften, Bd. 26, Westarp-Wissenschaften, 235 S.

Souch, C., Grimmond, S. (2004): Applied Climatology: heat waves. Phys. Geography 28, p. 599-606.

Staiger, H., Schubert, U., Vogel, G. (1997): Solarer UV-Index.-Ann. Meteorol. 33, S. 126-132.

United Nations (2008): Department of Economic and Social Affairs. Population Division. www.unpopulation.org.

VDI (1997): Richtlinie 3787, Bl. 1: Umweltmeteorologie – Klima- und Lufthygiene für Städte und Regionen. Berlin: Beuth Verlag.

VDI (1998): Richtlinie 3787, Bl. 2: Umweltmeteorologie. Methoden zur human-biometeorologischen Bewertung von Klima und Lufthygiene für die Stadt- und Regionalplanung. Teil I: Klima. Berlin: Beuth Verlag.

VDI (2002): Richtlinie 3787, Bl. 9: Umweltmeteorologie. Berücksichtigung von Klima und Lufthygiene in räumlichen Planungen. Berlin: Beuth Verlag.

VDI (2003): Richtlinie 3787, Bl. 5: Umweltmeteorologie – Lokale Kaltluft. Berlin: Beuth Verlag.

VDI 3785, P.1 (2008): Environmental meteorology. Methods and presentation of investigations relevant for planning urban climate. December 2008.

Weber, S., Kuttler, W., Weber, K. (2006): Meteorologische Beeinflussung von Partikelzahl- und Massenkonzentrationen (PM10, PM2,5, PM1) in einer Straßenschlucht. - Gefahrstoffe - Reinhaltung der Luft, 66, (11/12), S. 489-494.

Weber, S., Weber, K. (2008): Coupling of Urban Street Canyon and Backyard Particle Mass and Number Concentrations. - Meteorologische Zeitschrift, Vol. 17, No. 3, p. 251-261.

Wienert, U., Kuttler, W. (2005): The dependence of the urban heat island intensity on latitude - A statistical approach. - Meteorologische Zeitschrift, Vol. 14, No. 5, p. 677-686.

Verwendung von Klimaprojektionsdaten für die Stadtklimasimulation

T. Deutschländer, M. Koßmann, T. Steigerwald, J. Namyslo

Das Projekt ZWEK

Im Rahmen des Projektes ZWEK (**Z**usammenstellung von **W**irkmodell-**E**ingangsdatensätzen für die **K**limafolgenabschätzung) nutzt der Deutsche Wetterdienst seit ca. zwei Jahren die Projektionsdaten verschiedener regionaler Klimamodelle für Deutschland[1] zur Ergänzung seiner traditionellen Produkte und Beratungsleistungen im Bereich Klima und Umwelt. Neben der Diagnose des aktuellen Klimas und seiner Folgen ist hierdurch nun auch eine Einschätzung zukünftiger Verhältnisse möglich. Dabei erlaubt die Erzeugung einer Bandbreite von Ergebnissen durch die Betrachtung mehrerer Modellsimulationen selbst eine vorsichtige Bewertung der Zuverlässigkeit der erzielten Resultate. Damit werden Politik und Wirtschaft objektive Entscheidungen zur Anpassung an den Klimawandel erleichtert.
Zu den wichtigsten Werkzeugen bei der Produkterstellung zählen die kleinskaligen Wirkmodelle des Deutschen Wetterdienstes, mit deren Hilfe die klimatischen Auswirkungen auf feinere Skalenbereiche bis hin zur lokalen Ebene herunter berechnet werden können. Für die Abschätzung zukünftig zu erwartender Bedingungen werden sie mit den Projektionsdaten der regionalen Klimamodelle angetrieben. Derzeitiger Forschungsschwerpunkt ist dabei – neben den Bereichen Agrar- und Medizinmeteorologie – die Stadtklimatologie. Hier untersucht der Deutsche Wetterdienst in Kooperation mit den Städten Frankfurt am Main (FRÜH et al. 2009) und Berlin (BEHRENS und GRÄTZ 2009) räumlich detailliert die Auswirkungen des anthropogenen Klimawandels auf urbane Regionen.

Die Stadtklimamodelle des Deutschen Wetterdienstes

Zur Simulation des städtischen Klimas stehen dem Deutschen Wetterdienst die sich im Verfahrensansatz voneinander unterscheidenden Modelle MUKLIMO_3 (SIEVERS 1995) und UBIKLIM (z.B. FRIEDRICH et al. 2001) zur Verfügung. Das mikroskalige urbane Klimamodell MUKLIMO_3 ist ein thermodynamisches Simulationsmodell zur numerischen Berechnung der räumlichen Verteilung von Lufttemperatur, relativer Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit sowie verschiedener Strahlungsflüsse. Beim UBIKLIM handelt es sich um ein Stadtbioklimamodell, welches die unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen zwischen einzelnen städtischen Strukturen mittels physikalisch-empirischer Beziehungsgleichungen bestimmt. Die Analysegrößen entsprechen dabei im Wesentlichen denen des MUKLIMO_3. Durch die anschließende Auswertung mit dem Klima-Michel-Modell lassen sich mit dem UBIKLIM hochauflösende Bioklimakarten mit einer Rasterweite von ca. 10 m bis 25 m erstellen (vgl. hierzu auch BEHRENS und GRÄTZ 2009).

---

[1] Das ZWEK-Ensemble umfasst derzeit Simulationsergebnisse der beiden numerischen Modelle REMO (Jacob und Podzun, 1997) und CLM (Böhm et al., 2006) sowie der beiden statistischen Verfahren WETTREG (Enke et al., 2005) und STAR (Orlowsky et al., 2007)

Per se lassen sich mit beiden Modellen lediglich die lokalklimatischen Verhältnisse an einem windschwachen, wolkenarmen Strahlungstag, d.h. für so genannte autochthone Wetterlagen bestimmen. Die Einschränkung auf diese ganz besonderen Witterungssituationen hat zur Folge, dass sich aus den unmittelbaren Modellergebnissen keine absoluten Aussagen ableiten lassen. Ist daher z.B. die (mittlere) Anzahl der Tage mit Wärmebelastung in einem Jahr von Interesse, so ist eine Koppelung mit dem großräumigen Regionalklima notwendig. Das Modell MUKLIMO_3 benötigt zudem das vertikale Profil der Prognosevariablen über einer im Wesentlichen strömungsneutralen Freifläche als Anfangszustand für die dreidimensionalen Simulationsrechnungen. Für den Einsatz beider Modelle werden daher praktisch immer die von Landnutzung und lokalen orographischen Gegebenheiten möglichst gering beeinflussten Verhältnisse in einem für die Gesamtregion repräsentativen Referenzgebiet als Hintergrundinformation benötigt.
Die tatsächliche Vorgehensweise bei der Verknüpfung von Lokal- und Regionalklima unterscheidet sich dabei trotz grundsätzlich ähnlicher Voraussetzungen leicht voneinander: Bei UBIKLIM werden die kleinräumigen Unterschiede im Bioklima mittels einer statistischen Beziehung zu dem auch als Hintergrundbelastung bezeichneten regionalen Bioklima in Relation gesetzt. Aus der Kenntnis der Hintergrundinformation lassen sich die interessierenden Absolutwerte dann leicht bestimmen. Für den gegenwärtigen Klimazustand, dem so genannten Ist-Klima, liegen diese Informationen deutschlandweit bereits in hoher räumlicher Auflösung vor (JENDRITZKY et al., 2003).
Der bei der Anwendung von MUKLIMO_3 verfolgte Ansatz ist dagegen etwas direkter. Hier werden die Absolutzahlen über die Häufigkeit der relevanten Strahlungswetterlagen ermittelt. Dabei gilt es natürlich, sämtliche Tage mit einem innerstädtischen Wärmebelastungspotenzial zu berücksichtigen. Dieses kann auch Tage umfassen, an denen es im Umland noch zu keiner Überschreitung der kritischen Schwellen kommt – im Stadtgebiet jedoch schon.

Auswahl der Referenzdaten aus den regionalen Klimamodellen

Bei der Auswahl geeigneter Referenzdaten für die Simulation des zukünftig zu erwartenden Stadtklimas auf der Basis regionaler Klimaprojektionen gilt es, die von der Funktionsweise der Modelle MUKLIMO_3 und UBIKLIM herrührenden Anforderungen an deren Umgebungsbedingungen (s.o.) so weit wie möglich zu erfüllen. Je nach Klimamodelltyp müssen daher Gitterzellen (numerische Modelle) oder Stationsstandorte (statistische Modelle) mit einer geringen Rauigkeit sowie einem geringem Versiegelungsgrad als Antrieb verwendet werden. Auch der lokale orographische Einfluss im Datenursprungsgebiet sollte möglichst gering sein.

Die notwendige Datenaggregation bei der Auswertung von Klimaprojektionsdaten erschwert die Selektion zusätzlich[2]. Dadurch müssen stets mehrere Gitterzellen und Stationsstandorte mit den entsprechenden Eigenschaften in der Umgebung des untersuchten Stadtgebietes gefunden werden.

[2] Von den Betreibern regionaler Klimamodelle wird im Allgemeinen empfohlen, Klimaprojektionsergebnisse nicht auf der Grundlage einer einzelnen Gitterzelle oder Station auszuwerten. Bei Gitterpunkten sollte stattdessen mindestens ein 3x3-Filter verwendet werden, welcher einer räumlichen Glättung der Originaldaten entspricht. Stationswerte sollten für mehrere, bezüglich ihrer klimatologischen Eigenschaften ähnliche Standorte gemeinsam analysiert werden. Prinzipiell sollten Auswertungen von Klimaprojektionen also regionsbezogen vorgenommen werden.

Die Analyse erfolgt dann zunächst individuell auf Basis der einzelnen Gitterpunkts- oder Stationsdaten. Die tatsächliche Aggregation wird erst mit den Ergebnissen der Simulationsrechnungen der Stadtklimamodelle, also ganz am Ende der Arbeitsprozesskette, durchgeführt.

Abbildung 1 zeigt die Auswahl der Gitterpunkte und Stationsstandorte, wie sie für die beiden Städte Frankfurt am Main (unten) und Berlin (oben) im Rahmen der aktuellen Projektkooperationen des Deutschen Wetterdienstes getroffen wurde. Dargestellt sind jeweils die Gebiete, aus denen die verwendeten REMO-Daten (JACOB 2005) stammen (transparente schwarze Flächen) sowie die Selektion der in den beiden statistischen Modellen berücksichtigten Stationsstandorte (rote Dreiecke). Zu Zwecken der Vergleichbarkeit soll allgemein nur mit Standorten gearbeitet werden, für die Simulationsergebnisse von beiden statistischen Modellen vorliegen. Die Ursprungsgebiete der CLM-Daten sind in der Abbildung 1 noch nicht verzeichnet, da die Stadtklimasimulationen auf der Grundlage dieses Klimamodells bislang nicht erfolgreich abgeschlossen werden konnten. Dieses gilt z.T. auch für die Simulationen auf der Basis der statistischen Modelle. In allen drei Fällen sind noch einzelne Detailprobleme zu lösen.

Die Wahl geeigneter Referenzdaten gestaltete sich für die Stadt Frankfurt am Main auf Grund des relativ stark strukturierten Geländes in der Region schwieriger als für die Stadt Berlin mit ihrem orographisch vergleichsweise gering gegliederten Umland. Während im Großraum Berlin nur Höhenunterschiede von etwa 100 m vorkommen, überragen die höchsten Erhebungen des Taunusrückens im Nordwesten von Frankfurt das Stadtgebiet um deutlich mehr als 700 m. Aber auch der sich im Südosten der Region anschließende Odenwald weist Höhen von über 600 m auf. Somit ist ausschließlich das Rhein-Main-Tiefland, insbesondere die sich südlich des Mains von Mainz-Kastel bis Aschaffenburg erstreckende Untermainebene, als repräsentativ für das Stadtgebiet anzusehen. Als Referenzstandort wäre daher allen voran die Station Frankfurt-Flughafen zu verwenden gewesen. Da diese Station jedoch in beiden statistischen Verfahren nicht berücksichtigt ist, wurden stattdessen Kahl am Main und Geisenheim ausgewählt. Das gewählte REMO-Gebiet befindet sich dagegen genau im angestrebten Bereich südlich der Stadtgrenze. Hinsichtlich der Modellhöhe stimmen die Eigenschaften dieser vier Gitterzellen sehr gut mit denen der nördlich davon gelegenen Gitterzellen – also dem Stadtgebiet – überein. Bezüglich der Modellrauigkeit liegen die Werte hingegen deutlich unter denen der Gitterzellen im Stadtbereich. Die oben genannten Anforderungen an die grundsätzlichen Eigenschaften der Regionalmodellgitterzellen sind demnach im Wesentlichen gut erfüllt.

Die Rauigkeiten des Modells REMO in der Region um Berlin variieren im Vergleich zum Großraum Rhein-Main (bedingt durch die in diesen Modellparameter mit eingehende Orographie) räumlich nur wenig. Entsprechend war es hier möglich, zwei Gebiete mit jeweils sogar 3x3 Gitterzellen auszuwählen (das für Frankfurt am Main ausgewählte Gebiet umfasst dagegen nur 2x2 REMO-Gitterzellen). Dies ermöglicht es, die Ergebnisse der zunächst unabhängig voneinander durchgeführten Simulationen auf Basis der beiden individuellen Gebiete im Nord- und Südwesten der Stadt zu Qualitätskontrollzwecken miteinander zu vergleichen. Ebenso erlaubt die Anzahl der für die Region als repräsentativ anzusehenden Stationsstandorte – neben der erforderlichen Datenaggregation – eine nachträgliche Abschätzung der Robustheit der er-

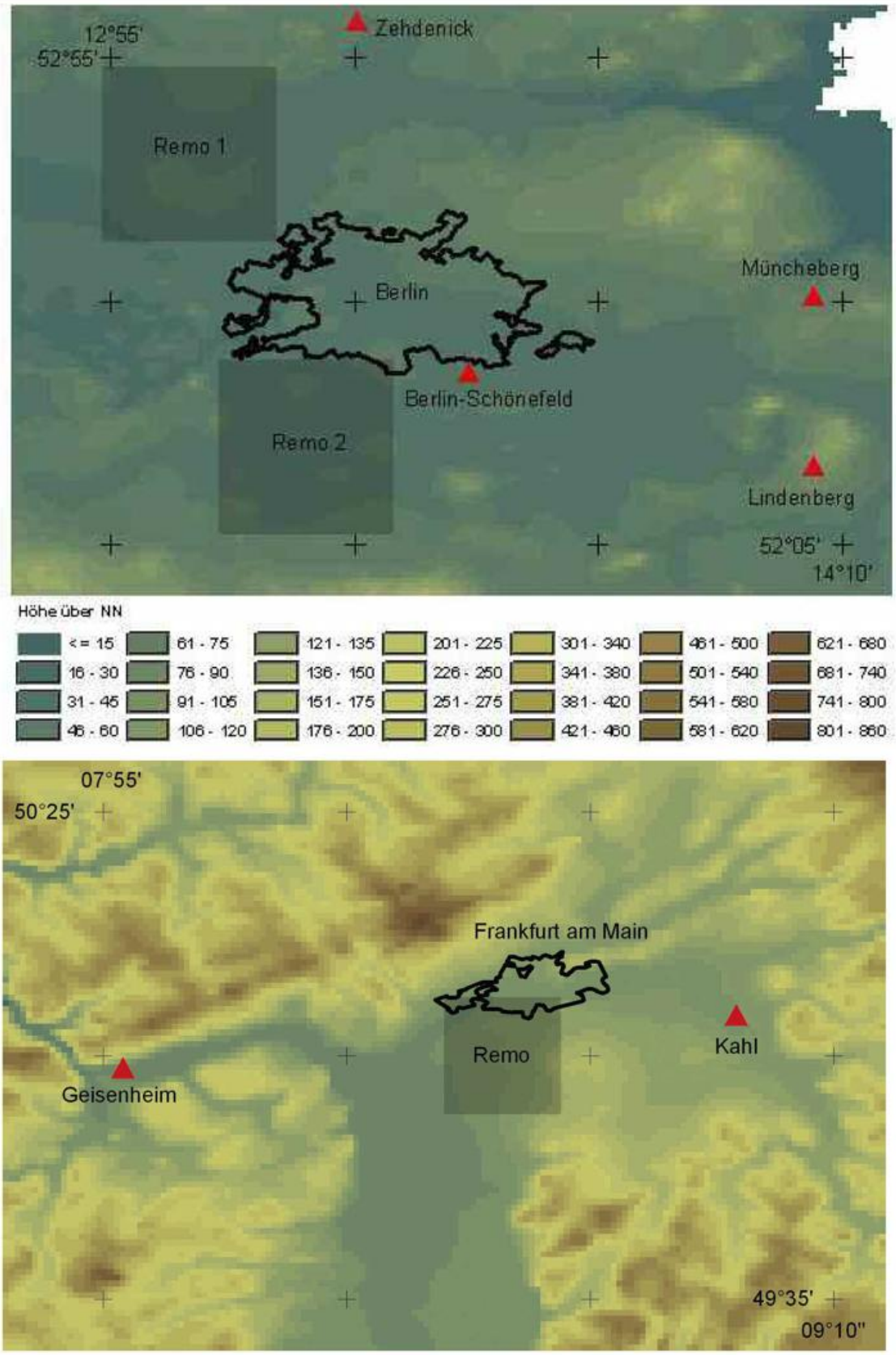


Abb. 1: Auswahl der Gitterpunkte (transparente schwarze Flächen) und Stationsstandorte (rote Dreiecke) der numerischen (hier nur REMO) bzw. statistischen regionalen Klimamodelle, deren Projektionszeitreihen als Referenzdaten für die im Rahmen des DWD-Projektes ZWEK durchgeführten Stadtklimasimulationen verwendet werden. Zusätzlich sind die regionalen orographischen Verhältnisse im Bereich der derzeit untersuchten Städte Berlin (oben) sowie Frankfurt am Main (unten) dargestellt.

zielten Resultate. Dabei spiegelt die Station Berlin-Schönefeld am Südostrand von Berlin die (weitgehend unbeeinflussten) regionalen Verhältnisse der Stadtumgebung als „Hintergrundklimatologie“ a priori sicher am besten wider.
Erste Simulationsergebnisse auf Basis der ausgewählten Klimaprojektionsdaten des Modells REMO werden in FRÜH ET AL. 2009 (für Frankfurt am Main) und BEHRENS und GRÄTZ 2009 (für Berlin) vorgestellt.

Literatur

BEHRENS, U. und GRÄTZ, A., 2009: Stadtplanung und Klimawandel – Eine Kooperation mit der Senatsverwaltung von Berlin. Gleicher Band.

BÖHM, U., M. KÜCKEN, W. AHRENS, A. BLOCK, D. HAUFFE, K. KEULER, B. ROCKEL, and A. WILL, 2006: CLM – the climate version of LM: Brief description and long-term applications. COSMO Newsletter, 6.

ENKE, W., T. DEUTSCHLÄNDER, F. SCHNEIDER, and W. KÜCHLER, 2005: Results of five regional climate studies applying a weather pattern based downscaling method to ECHAM4 climate simulations. Meteorol. Zeitschrift, 14, 247-257.

FRIEDRICH, M., A. GRÄTZ und G. JENDRITZKY, 2001: Further development of the urban bioclimate model UBIKLIM, taking local wind systems into account. Meteorol. Zeitschrift, 10, 267-272.

FRÜH, B., M. ROOS und U. SIEVERS, 2009: Zukünftige Wärmebelastung in Ballungsräumen – Stadtklimasimulationen. Gleicher Band.

JACOB, D. und R. PODZUN, 1997: Sensitivity Studies with the Regional Climate Model REMO. Meteorol. Atmos. Phys., 63, 119 - 129.

JACOB, D., 2005: REMO Climate of the 20th century run No. 006210, 1950-2000 und A1B scenario run No. 006211, 2001-2100. UBA Project, 0.088 degree resolution, 1h Data. CERA-Datenbank: http://cera-www.dkrz.de/WDCC/ui/BrowseExperiments.jsp?proj=REMO-UBA (Februar 2009).

JENDRITZKY, G., A. GRÄTZ, G. LASCHEWSKI und G. SCHEID, 2003: Das Bioklima in Deutschland. Bioklimakarte mit Begleittext und Informationen zur Wohnortwahl. 3. vollständig überarbeitete Auflage. Flöttmann Verlag, Gütersloh, 21 S.

ORLOWSKY, B., F.-W. GERSTENGARBE und P.C. WERNER, 2007: A resampling scheme for regional climate simulations and its performance compares to a dynamical RCM. Theor. Appl. Climatol. online published, DOI: 10.1007/s00704-007-0352-y.

SIEVERS, U., 1995: Verallgemeinerung der Stromfunktionsmethode auf 3 Dimensionen. Meteorol. Zeitschrift, N.F. 3, 3 - 15.

Zukünftige Wärmebelastung in Ballungsräumen – Stadtklimasimulationen

B. Früh, M. Roos und U. Sievers

Städte im Klimawandel

Das Klima einer Stadt unterscheidet sich deutlich vom Klima des Umlandes (KUTTLER 2009). Zudem lassen regionale Klimamodelle für die nächsten Jahrzehnten Klimaänderungen erwarten, die sich in den städtischen Ballungsräumen deutlich belastender auswirken als im Umland. Dies ist für die Menschen von elementarem Interesse, da bereits heute mehr als die Hälfte der Weltbevölkerung in Städten lebt. Um die Städte als Orte hoher Lebensqualität zu erhalten, muss daher auch für die Zukunft ein verträgliches Stadtklima geschaffen werden beziehungsweise erhalten bleiben.

Für deutsche Städte sind infolge des Klimawandels vor allem zunehmende Wärmebelastungen zu erwarten. Deren Auswirkungen auf das Leben in der Stadt beschäftigen Stadtplaner und Umweltbehörden schon heute (siehe auch BEHRENS und GRÄTZ 2009). Allerdings können nachhaltige planerische Entscheidungen nur dann getroffen werden, wenn die zu erwartenden Klimaänderungen für die unterschiedlichen Stadtstrukturen bekannt sind.

Am Beispiel der Stadt Frankfurt am Main seien einige Zahlen genannt, die den Trend des Temperaturanstiegs in der Vergangenheit verdeutlichen: In den letzten 30 Jahren (1979 – 2008) wurde in Frankfurt (Flughafen) ein Jahresmittelwert der Lufttemperatur von 10,5 °C registriert. Dieser Wert liegt bereits um 0,8 K über dem vieljährigen Temperaturmittel der Klimaperiode 1961 bis 1990. Damit verbunden ist ein deutlicher Anstieg der mittleren jährlichen Anzahl der Sommertage von 41,8 auf 50,7. Dabei sind Sommertage die Tage, an denen die Lufttemperatur mindestens 25 °C erreicht. Auch die Heißen Tage - mit einem Temperaturmaximum von mindestens 30 °C - sind im jüngeren Vergleichszeitraum um 43 % auf insgesamt 12,7 Tage pro Jahr angestiegen.

Um sich frühzeitig auf den erwarteten Klimawandel einzustellen, haben das Umweltamt der Stadt Frankfurt am Main und der Deutsche Wetterdienst (DWD) vereinbart, auf der Grundlage regionaler Klimaszenarien gemeinsam Planungsunterlagen für das Stadtgebiet zu erarbeiten. Basis für die Untersuchungen bildet das Stadtklimamodell MUKLIMO_3 des DWD, das die vergangenen und die zukünftigen klimatischen Bedingungen in der Stadt simulieren kann.

Das Modell MUKLIMO_3

Zur Beurteilung der Wärmebelastung in städtischen Regionen wird beim Deutschen Wetterdienst neben dem urbanen Bioklimamodell UBIKLIM (BEHRENS und GRÄTZ 2009) auch das mikroskalige Stadtklimamodell MUKLIMO_3 (mikroskaliges urbanes Klimamodell, 3-dimensionale Version) der Abteilung Klima- und Umweltberatung angewendet. Die Grundlagen dieses Modells sind sehr ausführlich in SIEVERS und

ZDUNKOWSKI (1986) und SIEVERS (1995) beschrieben. Eine wesentliche Eigenschaft von MUKLIMO_3 ist die Möglichkeit, Siedlungen als unaufgelöste Bebauung zu behandeln. Dabei werden unterschiedliche Bebauungsstrukturen durch charakteristische Parameter beschrieben, wie den Flächenanteil der Gebäude im Vergleich zur Gesamtfläche der Gitterzelle, die Wandfläche der Gebäude im Verhältnis zur Gebäudegrundfläche und die mittlere Gebäudehöhe. Als Konsequenz für die Modellgleichungen ergeben sich eine Volumenreduktion des atmosphärischen Anteils der Gitterzellen, der Austausch von Wärme und Impuls an den Wänden und Dächern, eine Druckstörung durch die Gebäude sowie Änderungen des turbulenten Austauschs durch gebäudeinduzierte Störungen des Geschwindigkeitsfeldes.

Da MUKLIMO_3 idealisierte atmosphärische Tagesgänge für einen räumlich eng begrenzten Ausschnitt der Atmosphäre simuliert, benötigt das Modell Anfangs- und Randbedingungen. Dazu wird aus vorgegebenen Werten der Lufttemperatur, der relativen Feuchte sowie der Windrichtung und -geschwindigkeit mit Hilfe eines eindimensionalen Vorschaltmodells ein atmosphärisches Profil berechnet, welches zu Beginn der dreidimensionalen Simulation auf das gesamte Modellgebiet aufgeprägt wird. Im weiteren Simulationsverlauf dienen die eindimensionalen Profile dem dreidimensionalen Modell lediglich als Randwerte. Das anfängliche Profil kann sowohl an die Werte einer gemessenen als auch einer simulierten Zeitreihe angepasst werden. Erstere Möglichkeit dient der Modellevaluierung. Die zweite kann zur Abschätzung der Auswirkung zukünftiger Klimaänderungen herangezogen werden.

Das Pilotprojekt Frankfurt am Main

Zur Überprüfung und Anwendung dieses Verfahrens wurde ein Pilotprojekt für die Region um die Stadt Frankfurt am Main initiiert. Die ersten Ergebnisse dieses Pilotprojektes liegen inzwischen vor. Diese beruhen auf einer vorläufigen Landnutzung mit unaufgelöster Bebauung, wie sie in Abbildung 1 dargestellt ist. Die noch geringe Qualität der Landnutzungsdaten wird insbesondere in dem durchbrochenen Flussverlauf des Mains deutlich. Simulationen mit einer detailgetreuen Digitalisierung dieser Region werden die vorliegenden Ergebnisse verbessern.

Auf Grund der vorherrschenden Orographie bietet sich an, das Modellgebiet für die Simulation um 30° gegen Nord zu drehen. Die horizontale Auflösung des Modellgebietes beträgt 100 m im Innenstadtbereich und vergröbert sich zum Rand auf 500 m. Die Ausdehnung in x-Richtung beläuft sich auf 25 km und in y-Richtung auf 17 km. Dazu werden in x- Richtung 136 und in y-Richtung 120 Gitterzellen benötigt. Zur Berechnung eines typischen Tagesganges im Sommer simuliert das Modell die 24 Stunden vom 16. Juli 09 MESZ bis 17. Juli 09 MESZ.

Evaluierung

Zur Evaluierung der MUKLIMO_3 Simulationen hinsichtlich der Häufigkeit von Sommertagen werden Beobachtungen der Lufttemperatur, der Luftfeuchte sowie der Windrichtung und -geschwindigkeit der Flugwetterwarte Frankfurt am Main für den Zeitraum 1971 – 2000 als Antrieb für MUKLIMO_3 verwendet. Aus den resultieren-

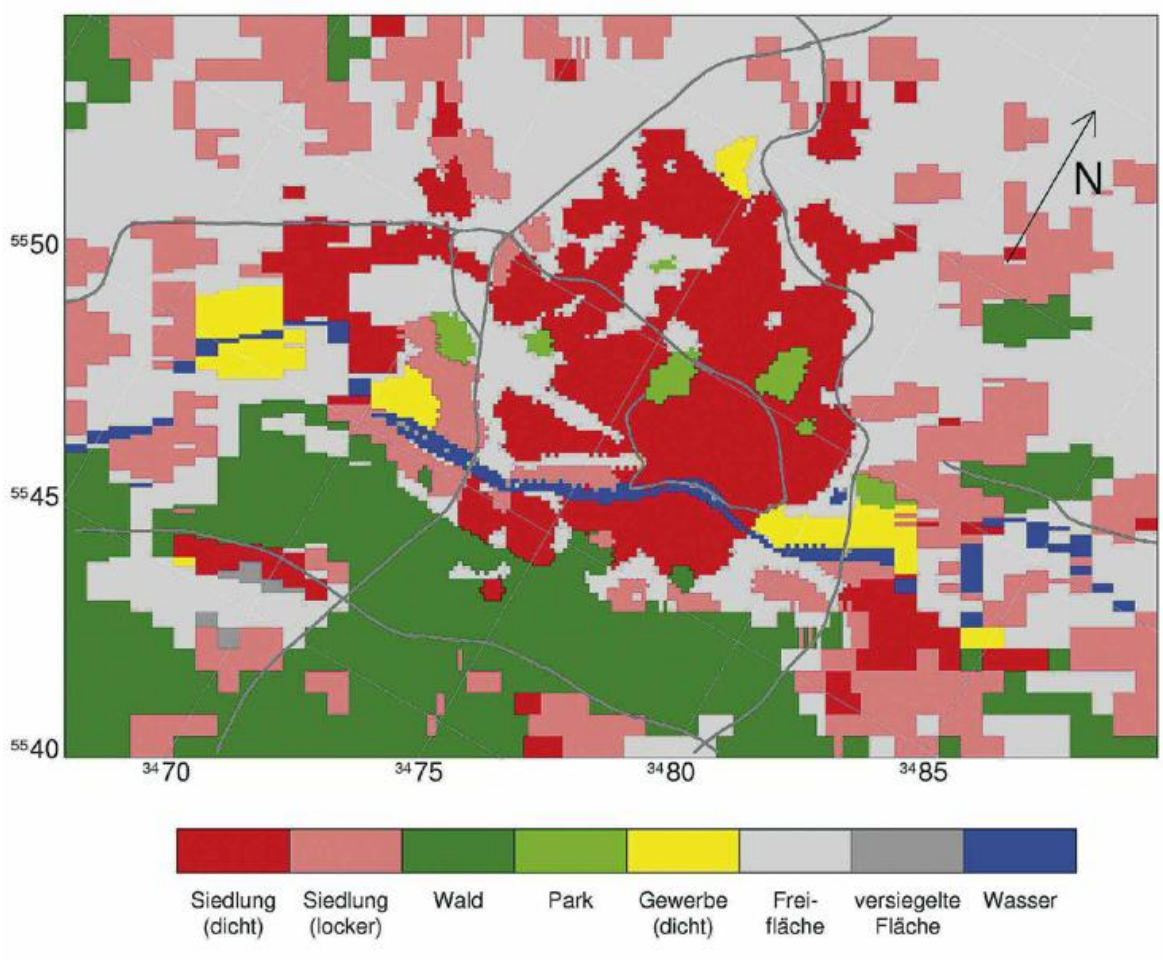


Abb. 1: Karte der vorläufigen Landnutzung für das Pilotprojekt Frankfurt am Main

den MUKLIMO_3 Feldern des Tagesmaximums der Lufttemperatur (T_{max}) und der Lufttemperatur um 20 MESZ ($T_{20\ MESZ}$) wird das Überschreiten bestimmter Schwellenwerte ausgezählt. Dadurch lässt sich die Anzahl der Sommertage ($T_{max} \geq 25$ °C), der Heißen Tage ($T_{max} \geq 30$ °C) und der Biergartentage ($T_{20\ MESZ} \geq 20$ °C) bestimmen. Zusätzlich werden die Temperaturindizes auch direkt aus der gemessenen Tagesmaximumtemperatur bzw. 20 MESZ Temperatur bestimmt. Der Vergleich der Beobachtungen mit den Simulationsergebnissen der Gitterzelle, in welcher die Station liegt, ist in Tabelle 1 dargestellt.

Tab. 1: Evaluation verschiedener Temperaturindizes

Jahresmittel 1971 – 2000	Anzahl Sommertage	Anzahl Heiße Tage	Anzahl Biergartentage
Beobachtungen	46,1	10,7	75,4
MUKLIMO_3 mit Stationsantrieb	42,2	10,0	82,2
Abweichung	-8,4%	-6,9%	+9,1%

Es zeigt sich, dass MUKLIMO_3 mit Stationsantrieb die Anzahl der Sommer- und Heißen Tage und somit T_{max} im Vergleich zu den Beobachtungen leicht unterschätzt. Die Anzahl der Biergartentage und damit die Temperatur um 20 MESZ wird dagegen leicht überschätzt. Die Abweichungen liegen jedoch in einem akzeptablen Rahmen.

Zukünftige Änderung

Zur Bestimmung der zukünftigen Änderung der Anzahl an Sommertagen wird nun anstatt der gemessenen Zeitreihe die REMO-UBA Klimaprojektion (JACOB 2005) als Antrieb für MUKLIMO_3 verwendet. Ausführliche Informationen zur Auswahl der dazu verwendeten REMO-Gitterzellen sind in DEUTSCHLÄNDER et al. (2009) enthalten. Aus der Differenz zwischen der Anzahl der Sommertage in der Zukunft und der in der Vergangenheit lassen sich Rückschlüsse über die Auswirkung der zu erwartenden Klimaänderung in Frankfurt am Main ziehen. Wegen der großen Unsicherheit der Klimamodelle sind jedoch zur Ableitung belastbarer Aussagen zum Klimawandel die Resultate mehrerer Klimaprojektionen - eines sogenannten Ensembles von Projektionen - notwendig. Daher sind die hier gezeigten Ergebnisse einer einzigen Klimaprojektion lediglich als vorläufiges Ergebnis zu verstehen.

In Abbildung 2 ist die Differenz der mittleren Anzahl der Sommertage zwischen den Jahren 2021 – 2050 und 1971 – 2000 dargestellt. Die Simulationen ergeben für den Zeitraum 1971 - 2000 eine mittlere Anzahl von etwa 46 Sommertagen pro Jahr. Im Zeitraum 2021 - 2050 werden es REMO - UBA zu folge im Mittel 13 Tage mehr pro Jahr sein. Die geringste Zunahme mit 9 Tagen pro Jahr findet im Westen an den Ausläufern des Taunus statt, wo die höchsten Geländeerhebungen im Modellgebiet anzutreffen sind.

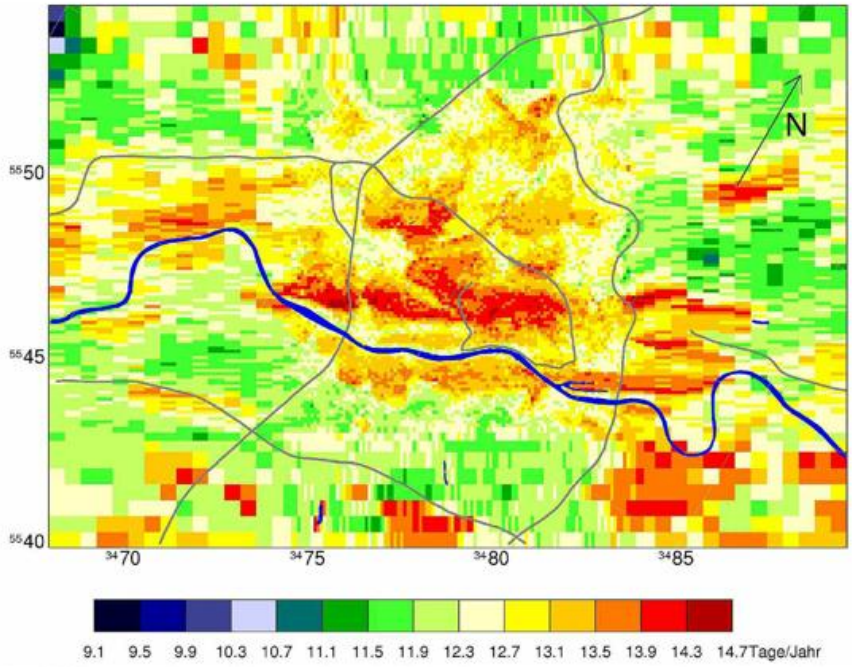


Abb. 2: Karte der Differenz der mittleren Anzahl der Sommertage zwischen den Jahren 2021 – 2050 und 1971 – 2000

Die größte Zunahme mit 14,6 Tagen pro Jahr ist im Innenstadtbereich zu verzeichnen. Ein Vergleich mit der Landnutzung (Abb. 1) zeigt, dass die Zunahme in den bebauten Gebieten besonders hoch ist. Dort liegt sie bei etwa 12 – 14 Tagen pro Jahr (gelbe und rote Farben in Abb. 2) wogegen das Plus im Umland mit 11 – 12 Tagen pro Jahr etwas geringer ausfällt. Demzufolge werden die bereits heute mit einer höheren Belastung behafteten Innenstädte in Zukunft noch stärker belastet.

Abbildung 3 zeigt die Anzahl der Sommertage für die MUKLIMO_3 Simulationsergebnisse mit Stationsantrieb (grün) und mit REMO-Antrieb für die beiden Zeiträume 1971 – 2000 (blau) und 2021 – 2050 (rot). Die schwarzen Linien beziehen sich auf den Mittelwert über das Modellgebiet und den jeweiligen Zeitraum. Die Balken zeigen die dazugehörenden Konfidenzintervalle der Stichprobe für das 90 % Signifikanzniveau. Sie entsprechen dem Mittelwert der Konfidenzintervalle aller individuellen Gitterpunkte über das Modellgebiet. Die Konfidenzintervalle der Stichprobe decken 90 % der Grundgesamtheit der in den Zeiträumen aufgetretenen jährlichen Anzahl an Sommertagen ab. Somit lassen sich die Balken als den Wertebereich interpretieren, den die jährliche Anzahl an Sommertagen mit einer Wahrscheinlichkeit von 90 % einnimmt.
Aus Abbildung 3 wird deutlich, dass das Konfidenzintervall der MUKLIMO_3 Ergebnisse mit REMO-Antrieb für 1971 – 2000 (blauer Balken) mit den Ergebnissen mit

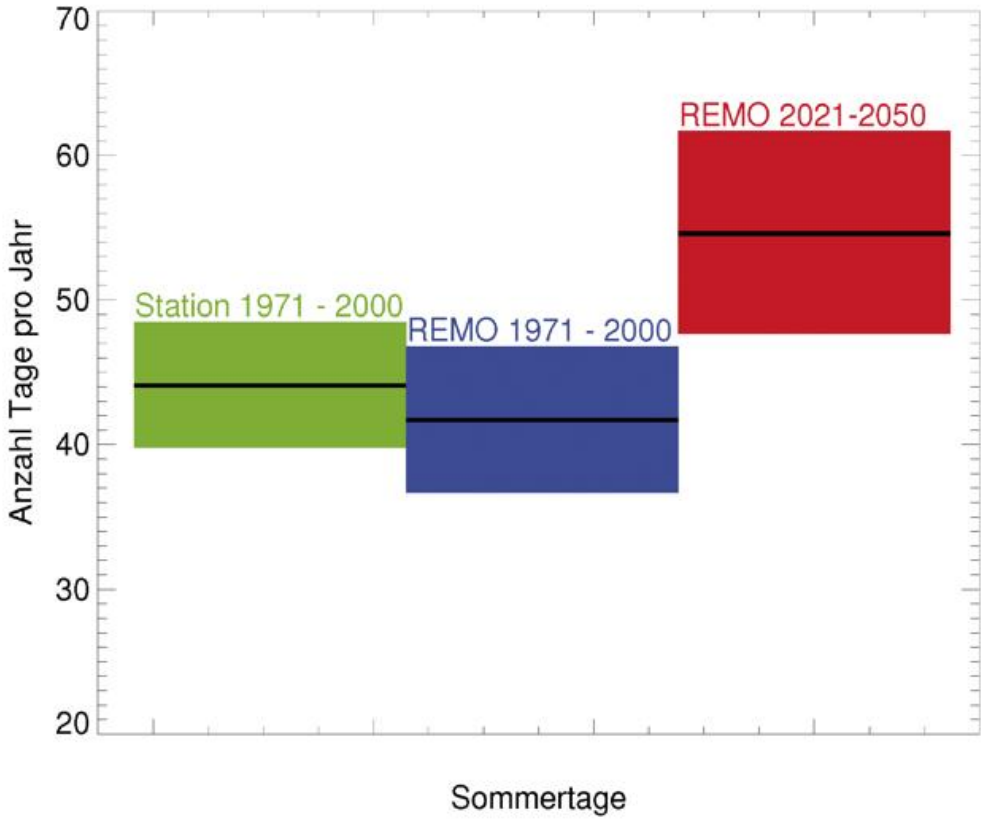


Abb. 3: Anzahl der Sommertage gemittelt über das Modellgebiet für die MUKLIMO_3 Ergebnisse mit Stationsantrieb für 1971 – 2000 (grün), REMO-Antrieb für 1971 – 2000 (blau) und REMO-Antrieb für 2021 – 2050 (rot). Die schwarzen Linien beziehen sich auf den Mittelwert. Die Balken beschreiben die Konfidenzintervalle auf 90% Signifikanzniveau.

Stationsantrieb (grüner Balken) im Wesentlichen übereinstimmt. Daher kann der Schluss gezogen werden, dass zwischen den beiden Simulationsergebnissen kein signifikanter Unterschied besteht. Das heißt, die MUKLIMO_3 Ergebnisse mit REMO-Antrieb bilden die Realität sehr gut ab.
Aus Abbildung 3 lässt sich ebenfalls ableiten, dass die mittlere Anzahl der Sommertage im Zeitraum 2021 – 2050 signifikant höher liegt als im Zeitraum 1971 – 2000, da sich die beiden Konfidenzintervalle nicht überschneiden.

Ausblick

Neben der Vergrößerung des Ensembles der regionalen Klimaprojektionen (zusätzliche Analyse von STAR-, WETTREG- und CLM-Projektionen) sind weitere MUKLIMO_3 Simulationen mit detaillierterer Modellierung der Landnutzung geplant. Diese neue Landnutzung differenziert unterschiedliche Bebauungsstrukturen innerhalb der Stadt in Anlehnung an den Bericht BMBau (1980). Zudem wird im Bereich der Innenstadt die horizontale Auflösung auf 50 m erhöht. Mit diesen Änderungen werden deutliche Verbesserungen der Simulationsergebnisse und ein höherer Grad an Detailgenauigkeit insbesondere im innerstädtischen Bereich erwartet.

Literatur

BMBau, 1980: Wechselwirkung zwischen der Siedlungsstruktur und Wärmeversorgungssystemen. Schriftenreihe„Raumordnung", Bundesministerium für Raumordnung, Bauwesen und Städtebau (Hrsg.), Forschungsprojekt BMBau RS II 4 – 70 41 02 – 77. 10.

Deutschländer, T., M. Koßmann, T. Steigerwald, J. Namyslo, 2009: Verwendung von Klimaprojektionsdaten für die Stadtklimasimulation Gleicher Band.

Behrens, U. und Grätz, A. 2009: Stadtplanung und Klimawandel – Eine Kooperation mit der Senatsverwaltung von Berlin. Gleicher Band.

Jacob, D., 2005: REMO climate of the 20th century run, UBA project, 0.088 degree resolution, run no. 006210, 1h data. World Data Center for Climate. CERA-DB "REMO_UBA_C20_1_R006210_1H"; http://cera-www.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=REMO_UBA_C20_1_R006210_1H (Stand Februar 2009)

Kuttler, W., 2009: Zum Klima im urbanen Raum. Gleicher Band.

Sievers, U., W. Zdunkowski, 1986: A microscale urban climate model. Beitr. Phys. Atmosph., 59, 13 – 40.

Sievers, U., 1995: Verallgemeinerung der Stromfunktionsmethode auf 3 Dimensionen. Meteorol. Zeitschrift, N.F. 3, 3 – 15.

Stadtplanung und Klimawandel - Eine Kooperation mit der Stadtentwicklungsverwaltung von Berlin

U. Behrens, A. Grätz

Anfang 2008 wurde eine Kooperationsvereinbarung zwischen der Senatsverwaltung für Stadtentwicklung, Abteilung ‚Geoinformation' und dem DWD, Abteilung ‚Klima- und Umweltberatung' unterzeichnet. Ziel ist es die räumliche Struktur und die Häufigkeit künftiger gesundheitlich relevanter Wärmebelastungen im Stadtgebiet von Berlin auf der Grundlage der Nutzungsdaten des Informationssystems Stadt und Umwelt der Senatsverwaltung zu bestimmen und kleinräumig auszuprägen. Es soll damit versucht werden, Klimawandeleffekte und den urbanen Wärmeinseleffekt miteinander in Beziehung zu setzen.
Die Betrachtung von Auswertungen klimatologischer Zeitreihen von Berliner Stadt- und Umlandstationen spiegeln thermische Veränderungen der letzten Jahrzehnte bis heute wider und liefern auch deutliche Hinweise für die positive Temperaturanomalie der Stadt gegenüber dem Umland. Im Mittelpunkt der Kooperation steht daher, ein Verfahren aufzuzeigen, das für Zeiträume des Klimawandels stadtplanungsrelevante Hinweise bereitstellt - auch unter der Voraussetzung stadtplanerischer Veränderungen. Diese müssen eine Bewertung des Klimawandels für die verschiedensten Stadtstrukturen beinhalten.
Realisieren lässt sich das über ein Downscaling regionaler Klimaprojektionen unter Verwendung und Fortentwicklung des Stadtbioklimamodells UBIKLIM. Die Anwendung von Bioklimamodellen im Rahmen von Planungsfragen birgt dabei den großen Vorteil, dass die Ergebnisse immer eine Bewertung in Bezug auf das Wohlbefinden des Menschen beinhalten.
Für das Gebiet Berlin mit Umland werden die Möglichkeiten beispielhaft aufgezeigt.

Auswertung klimatologischer Zeitreihen

Berlin ist mit 3,38 Millionen Einwohnern und rund 890 km^2 die bevölkerungsreichste und flächengrößte Stadt der Bundesrepublik Deutschlands. Wie sich diese Situation im Mittel übers Jahr bzw. bei extremen Wetterlagen auf die Wärmebelastung auswirkt, zeigen Auswertungen ausgewählter Parameter an verschiedenen Standorten mit unterschiedlichem Stadteinfluss.

Abbildung 1 zeigt die Lage der verwendeten Stationen. Berlin-Tegel und Berlin-Tempelhof, in beiden Fällen Stationen auf Flughafengelände inmitten Berlins gelegen, repräsentieren eine Stadtlage mit relativ offener Bebauung. Durch dichte Bebauung und einen in hohem Maße versiegelten Innenstadtbereich ist der Standort der Station Berlin-Alexanderplatz geprägt. Die weiteren Stationen zeichnen sich durch Merkmale einer Stadtrandlage aus.

Abbildung 2 zeigt den Verlauf der Jahresmittel der Lufttemperatur an der Station Berlin-Tempelhof 1949/2008. Deutlich erkennbar ist der positive Trend insbesondere der letzten 20 Jahre. Nach einem nochmal kalten Jahr 1996 lagen seither alle Jahresmittel der Lufttemperatur über dem langjährigen Jahresmittelwert von 9,6 °C. Das wärmste Jahr der gesamten Beobachtungsreihe war das Jahr 2000 mit 11,1 °C.

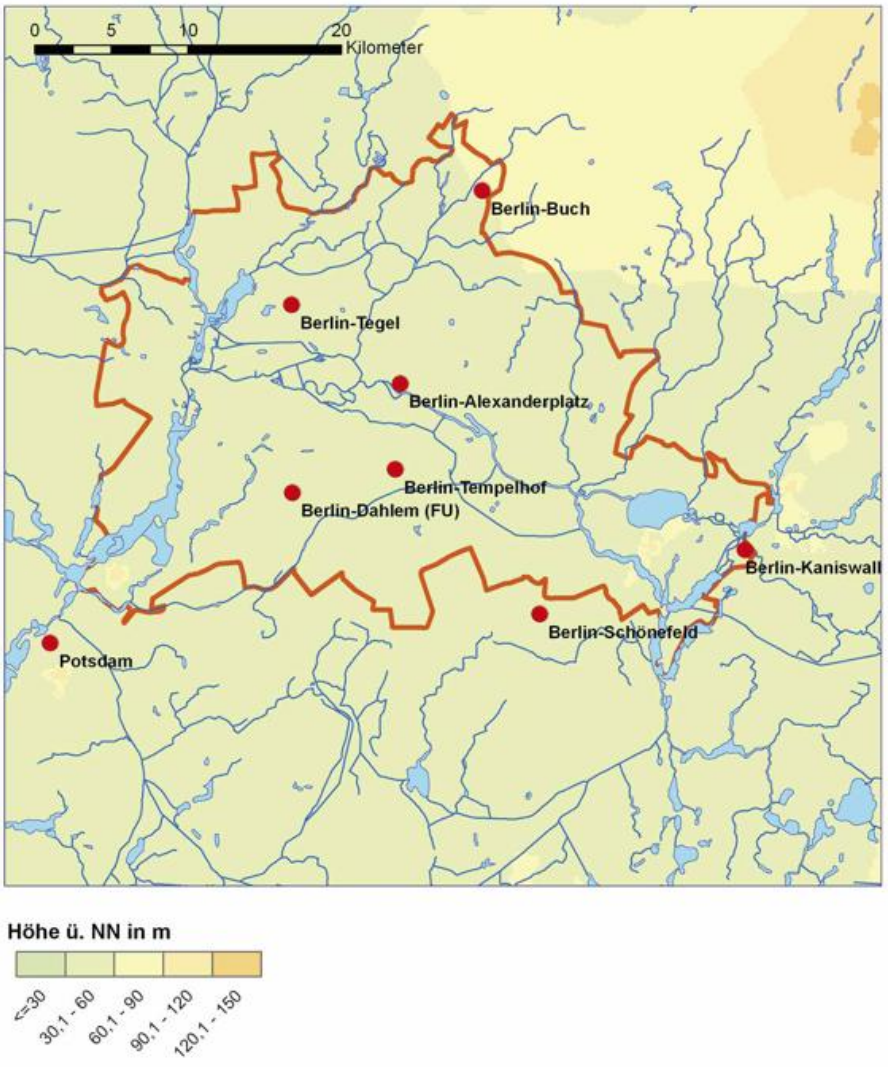


Abb. 1: Lage der verwendeten Stationen

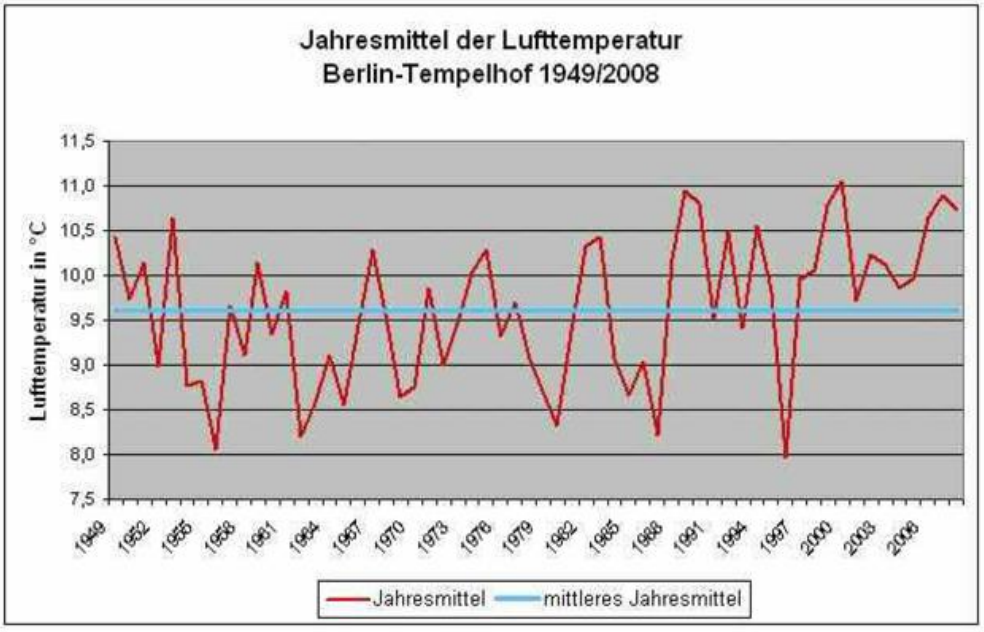


Abb. 2: Mittleres Jahresmittel der Lufttemperatur, Berlin-Tempelhof (1949/2008)

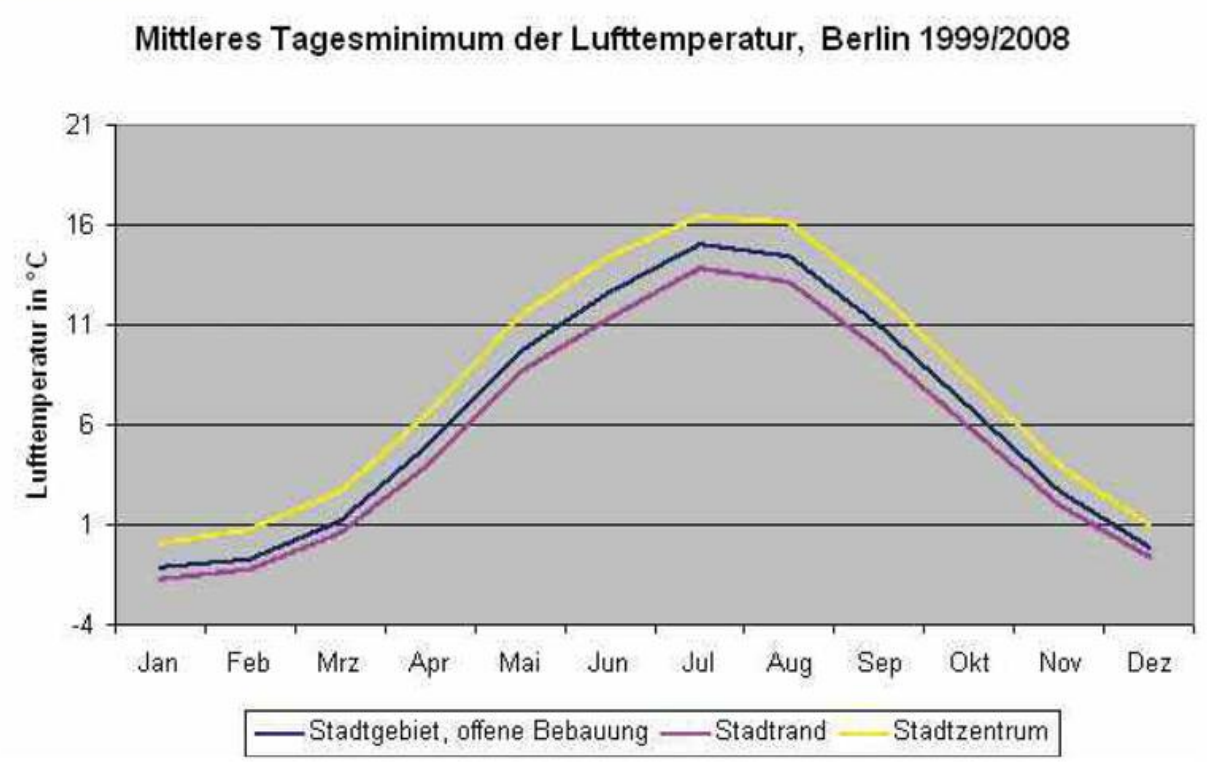


Abb. 3: Mittleres Tagesminimum der Lufttemperatur, Berlin (1999/2008)

Die zunehmende Erwärmung betrifft den gesamten Ballungsraum, jedoch ist die Wärmebelastung in den einzelnen Stadtteilen von Berlin sehr unterschiedlich.

Ein gutes Indiz für die Wärmebelastung liefern Tagesminima. Sie zeigen an, inwieweit sich insbesondere an heißen Sommertagen eine nächtliche Abkühlung einstellen kann (siehe Abbildung 3).
Im Mittel übers Jahr betrachtet, ist die Innenstadt generell durch höhere Minima charakterisiert. Was im Winter eher als angenehm empfunden wird, wird im Sommer zur Belastung. In den Monaten Juni bis August liegen die Minima im Citybereich im Mittel um 2,7 bis 3,1 Kelvin höher als in den Außenbereichen, in innerstädtischen offenen Gebieten beträgt die Differenz zum Stadtkern immerhin noch ca. 1,2 Kelvin im Mittel. Das Auftreten von Tropennächten ist in Deutschland ein relativ seltenes Ereignis.

Im Folgenden wird an der Anzahl der Tropennächte (Temperaturminimum >= 20 °C) die Zunahme des Wärmeinseleffektes mit Vordringen in den unmittelbaren Stadtkernbereich von Berlin deutlich. Die unterschiedlichen Zeiträume liefern darüber hinaus Angaben über die Zunahme der Wärmebelastung insbesondere in der überhitzten Innenstadt. Tabelle 1 zeigt im Zeitraum 1999/2008 gegenüber dem Zeitraum 1967/1990 eine mittlere Zunahme um 5 Tropennächte in der Innenstadt, in offen bebautem Stadtgebiet um 0,2 und am Stadtrand eine geringfügige Abnahme um 0,1.

Tab. 1: Mittlere Anzahl der Tropennächte

		Schönefeld	Tempelhof	Alexander-platz
a	1967-1990	0,2	1,0	2,1
b	1981-2000	0,2	1,5	3,6
c	1993-2007	0,1	1,5	4,7
d	1999-2008	0,1	1,2	7,1
e	2003	-	3,0	10,0
	Differenz b- a	0,0	0,5	1,5
	Differenz c- a	0,0	0,5	2,6
	Differenz d- a	-0,1	0,2	5,0

Extreme Hitzeperioden – wie der Sommer 2003 – führen zu extremer Wärmebelastung in dicht bebauten Stadtgebieten. An der Station Alexanderplatz wurden 10 Tropennächte registriert, 3 in offen bebautem Stadtgebiet und im angrenzenden Umland trat dieses Ereignis gar nicht auf.

Die Station Berlin-Alexanderplatz charakterisiert die Lage in einer städtischen Wärmeinsel. Da aber die Stadtstrukturen räumlich nicht homogen sind, bilden sich auch in anderen Teilen der Stadt mit hoher Bebauungsdichte, großem Versiegelungsgrad oder mit sehr geringem Grünflächenanteil weitere Wärmeinseln aus. Andererseits werden in Gebieten mit großen Parkanlagen Temperaturen erreicht, die kaum von denen des Umlandes abweichen.

Anwendung des Stadtbioklimamodells UBIKLIM

Im Folgenden wird der Stand der Kooperation erläutert: Die Atmosphäre und damit das Klima sind ein Teil der Umwelt, mit der sich der menschliche Organismus dauernd auseinandersetzen muss, um das Gleichgewicht seiner Lebensfunktionen und damit seine Gesundheit zu erhalten. Die dabei geforderte Anpassungsleistung lässt sich über Wärmehaushaltsmodelle des Menschen berechnen, wodurch der Zusammenhang zwischen Mensch und Atmosphäre objektiv, qualitativ und quantitativ erfasst wird. Der DWD nutzt das Klima-Michel-Modell, das über die meteorologischen Größen Lufttemperatur, Feuchte, Windgeschwindigkeit und Strahlung als Eingangsvariablen die Gefühlte Temperatur in °C berechnet.

Da die Anpassungsmöglichkeiten unter warmen bzw. heißen Bedingungen eher begrenzt und damit unausweichlich sind, es außerdem in Städten gegenüber dem Umland zu einer Zunahme von Wärmebelastung kommt, besitzt die Wärmebelastung bei Stadtplanungsfragen eine besondere Bedeutung. Folgerichtig fokussiert UBIKLIM speziell darauf.

Das Stadtbioklimamodell UBIKLIM basiert auf der Idee der Klimatope. Klimatope sind Gebiete mit ähnlicher mikroklimatischer Ausprägung. In der Ebene sind sie durch die dominante Flächennutzungsart geprägt, während in kupiertem Gelände außerdem der Einfluss von Höhe, Orographie und Exposition zu berücksichtigen ist.

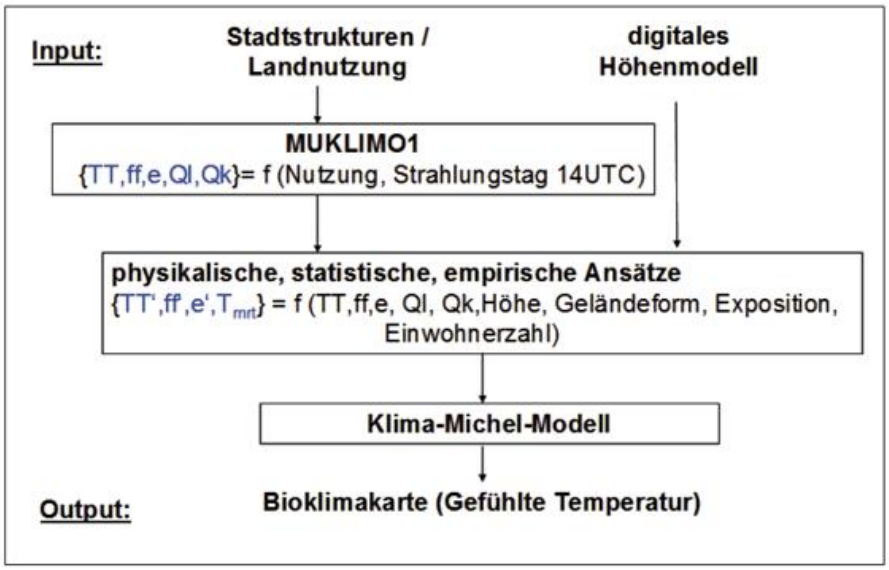
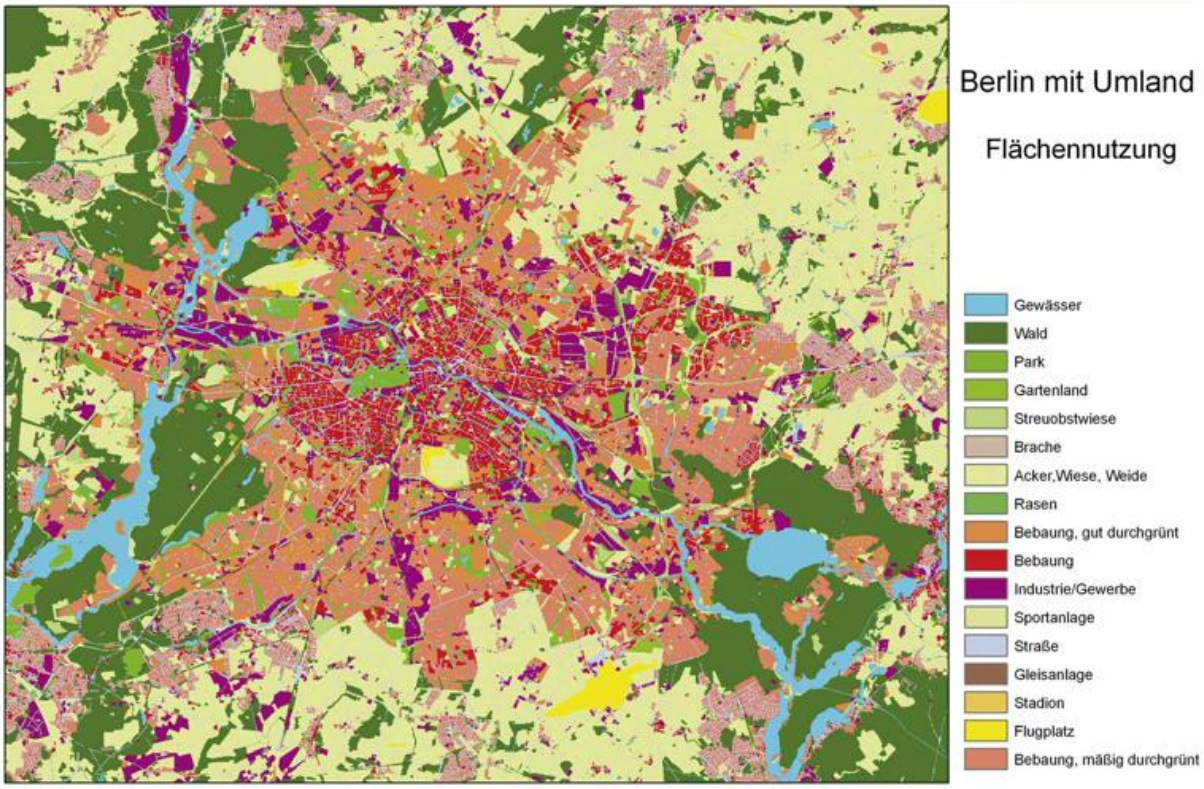


Abb. 4: Schematischer Aufbau des Stadtbioklimamodells UBIKLIM (TT: Lufttemperatur, ff: Windgeschwindigkeit, e: Feuchte, Ql: langwellige Strahlungsflüsse, Qk: kurzwellige Strahlungsflüsse, T_{mrt} : mittlere Strahlungstemperatur des Menschen - Werte für 1m über Grund -)

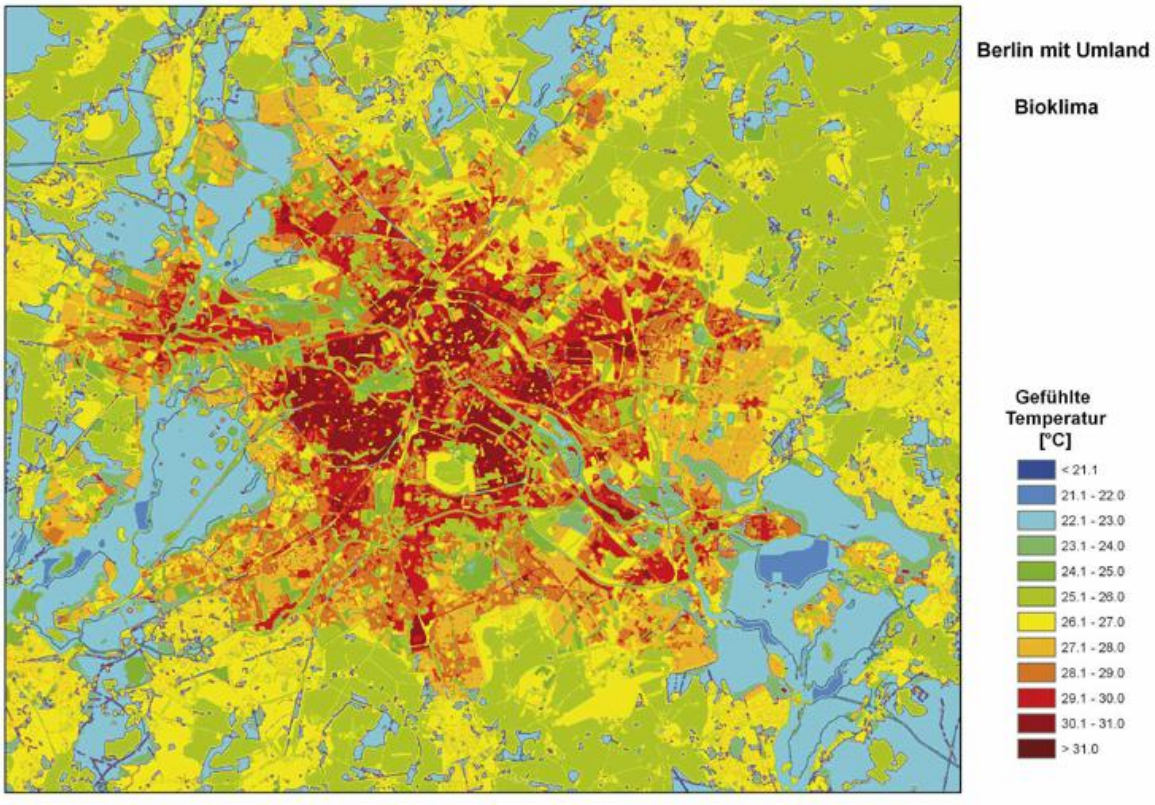
Als Eingangsgrößen benötigt UBIKLIM neben einem hoch aufgelösten Höhenmodell geeignete Flächennutzungsinformationen. Dazu wird das Untersuchungsgebiet in eine endliche Anzahl von Arealen mit gleicher oder ähnlicher Nutzung unterteilt. Bebautes Gebiet wird weiter unterteilt und durch Versiegelungsgrad, überbauten Flächenanteil, Gebäudehöhe, Zahl der Gebäude pro Fläche und Durchgrünung eindeutig charakterisiert. Anhand dieser Eingangsdaten berechnet UBIKLIM in mehreren Schritten – vorrangig durch Anwendung des 1-dimensionalen Stadtklimamodells MUKLIMO_1 – für einen windschwachen, wolkenlosen Sommertag die meteorologischen Größen für das gesamte Untersuchungsgebiet und analysiert sie anschließend pixelweise mit dem Klima-Michel-Modell (Abb. 4 - Flussdiagramm). Die Auflösung der resultierenden Bioklimakarte beträgt 10 bis 25 Meter.

Karte 1 zeigt die Flächennutzung des Untersuchungsgebiets Berlin mit Umland. Die bebauten Gebiete wurden entsprechend ihrer Stadtstruktur im Sinne von UBIKLIM weiter unterteilt (der Übersichtlichkeit wegen hier aber nicht dargestellt). Die Daten dazu lagen digital vor, mussten aber noch UBIKLIM spezifisch aufbereitet werden. Ein Höhenmodell wurde nicht benötigt, da Berlin keine nennenswerten Höhenunterschiede aufweist.

Die resultierende Bioklimakarte ist in Karte 2 dargestellt. Zu sehen ist die Verteilung der Gefühlten Temperatur, wie sie sich typischerweise am frühen Nachmittag an einem windschwachen wolkenlosen Sommertag ausprägt. Deutlich bilden sich darin die Unterschiede zwischen unterschiedlichen Nutzungen und Stadtstrukturen ab. Markant ist die Zunahme der thermischen Belastung zur dicht bebauten Innenstadt hin. Ebenso auffällig tritt aber auch im Stadtzentrum die Parkanlage ‚Großer Tiergarten' hervor. Dort wird mit einer um etwa 5 K geringeren Gefühlten Temperatur das innerstädtische Belastungsgefüge aufgebrochen. Im Sommer, wenn in der angrenzenden Bebauung bereits Wärmebelastung herrscht, lässt sich hier oftmals noch in eine thermisch angenehmere Umgebung ausweichen.



Karte 1 Flächennutzung Berlin mit Umland



Karte 2 Gefühlte Temperatur in °C an einem windschwachen, wolkenlosen Sommertag um 14 UTC in Berlin und Umland

UBIKLIM ermöglicht die lokalen Unterschiede im Bioklima zu erfassen. Eine Beziehung zum regionalen Klima und damit absolute Aussagen liefern diese Ergebnisse allerdings nicht.

Erweiterung von UBIKLIM zum Kombinierten Bioklimamodell

Bioklimakarten mit Bezug zum regionalen Bioklima und lokaler Differenzierung können erzeugt werden, indem die UBIKLIM-Ergebnisse mit von der Nutzung unabhängiger regionaler Bioklimainformation, die im Folgenden auch als Hintergrundbelastung bezeichnet wird, verknüpft werden. Dazu wird das Stadtbioklimamodell zum ‚Kombinierten Bioklimamodell' erweitert. Dieses besteht aus UBIKLIM, der bioklimatisch aufbereiteten Hintergrundinformation und einer statistischen Modellgleichung, mit der die Zusammenführung der unterschiedlichen Scales realisiert wird.

Da Wetterdaten an den synoptischen Stationen laut Vorgaben der WMO von der Landnutzung unbeeinflusst erhoben werden, eignen sie sich zur Gewinnung der gesuchten Hintergrundinformation. Somit können die 30-jährigen Mess- und Beobachtungsdaten der Synop-Stationen des DWD mit dem Klima-Michel-Modell analysiert und auf Wärmebelastungstage hin untersucht werden. Ein Tag mit Wärmebelastung wird dabei neu definiert als ein Tag, an dem tagsüber zwischen 9 und 15 UTC die Gefühlte Temperatur mindestens zu drei Stundenterminen 32°C erreicht hat. Der Jahresmittelwert aus den Wärmebelastungstagen ergibt schließlich die Hintergrundbelastung.

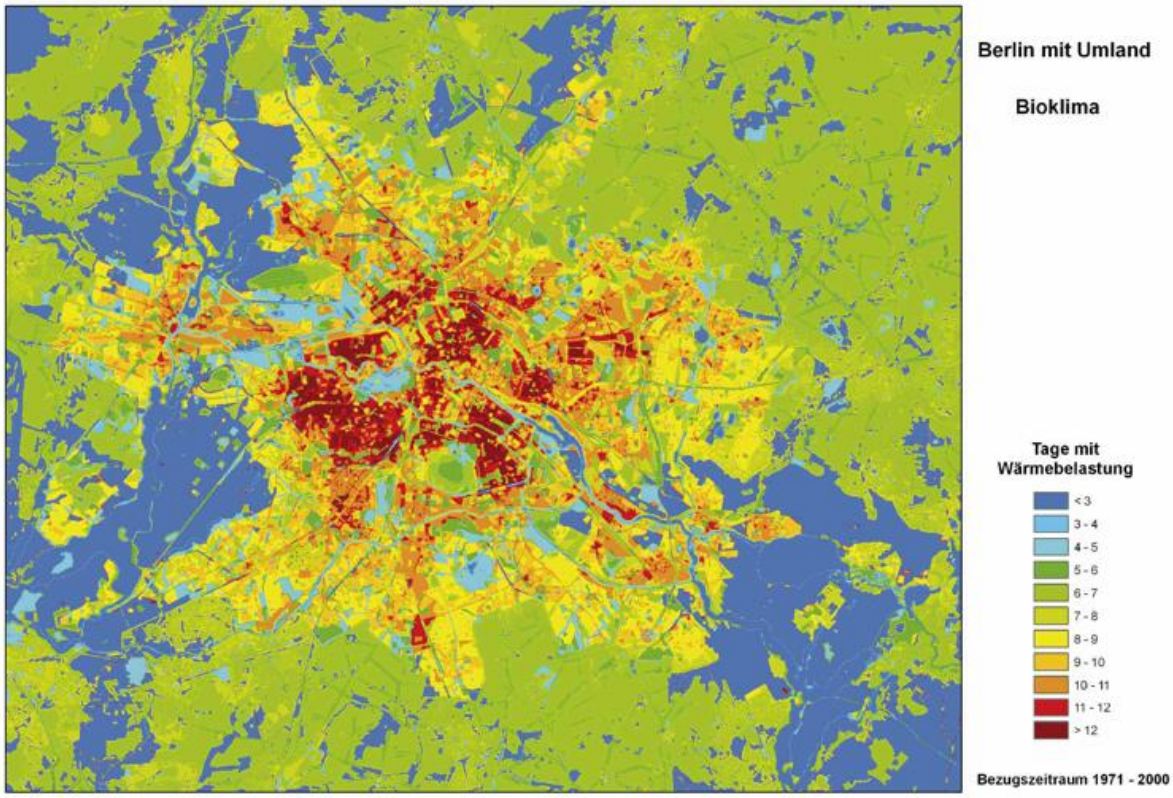
Die Koppelung der lokalen mit der regionalen Bioklimainformation wird durch folgenden Ansatz realisiert:

$$WB = (r_1 * WB_{frei} + r_2 * dGT + r_3 WB_{frei} * dGT + r_{const}) * strant + WB_{frei} * (1- strant)$$

mit WB: Tage mit Wärmebelastung an jedem beliebigen Ort der Stadt
WB_{frei}: Hintergrundbelastung
dGT: Gefühlte Temperatur an jedem beliebigen Ort der Stadt minus Gefühlte Temperatur über der Freifläche (gemäß UBIKLIM)
r_i : Regressionskoeffizienten
strant: Anteil von Strahlungstagen an den Wärmbelastungstagen

Da sich die UBIKLIM Ergebnisse auf Strahlungstage beziehen, müssen zur Koppelung mit dem regionalen Bioklima aber auch die Wärmebelastungstage bestimmt und berücksichtigt werden, die keine Strahlungstage sind. Damit besteht die resultierende Gleichung sowohl aus einer Regressionsbeziehung als auch aus einer Gewichtungsfunktion.

Karte 3 zeigt die Verteilung der Tage mit Wärmebelastung für den Bezugszeitraum 1971 – 2000. Die Hintergrundbelastung von Berlin mit dem Umland wurde aus den Daten der Wetterstation Berlin-Schönefeld bestimmt. Der Wert liegt bei 6 Wärmebelastungstagen pro Jahr. Der Strahlungstageanteil für Deutschland während des Zeitraums 1971 - 2000 liegt bei 50 %.



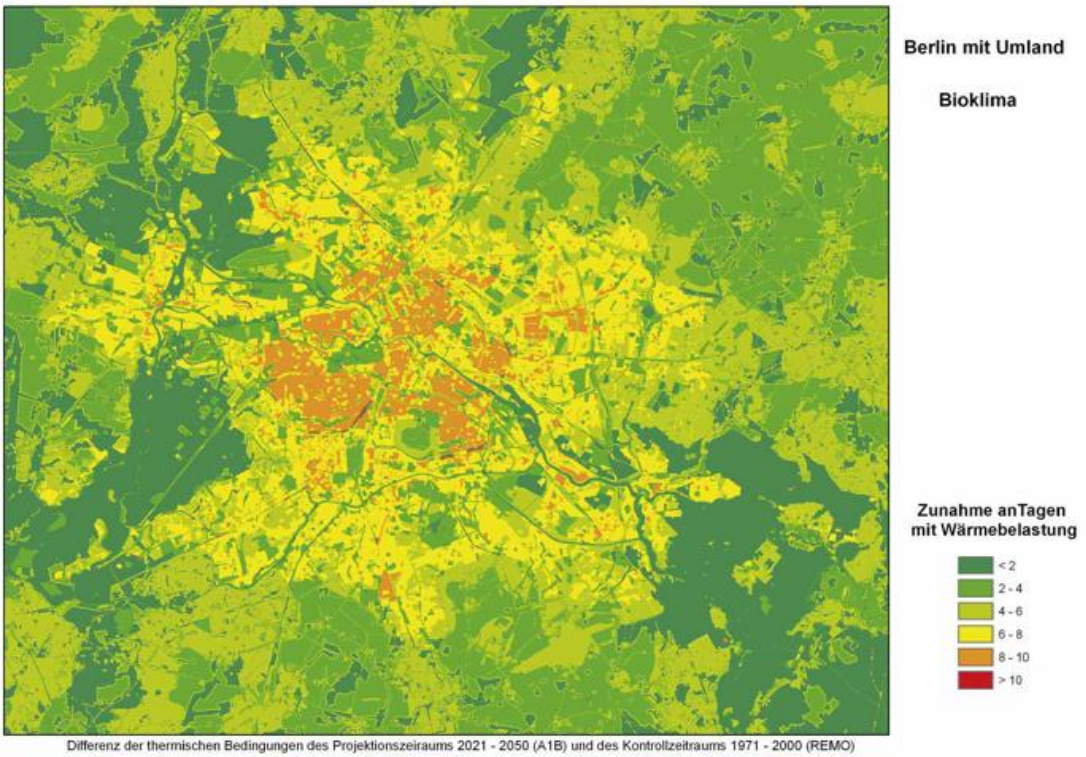
Karte 3 Jahresmittel der Tage mit Wärmebelastung für den Bezugszeitraum 1971 – 2000 für Berlin und Umland

Der Inhalt von Karte 3 lässt sich nun mit anderen auf die gleiche Weise erstellten Karten, z. B. von anderen Städten oder auch einfach nur mit der Hintergrundbelastung beispielsweise des Rhein-Main-Gebietes vergleichen.

Downscaling der Klimaprojektionen

An Klimaprojektionsdaten standen bislang REMO-Zeitreihen aller physiologisch relevanten meteorologischen Größen für ein 3 x 3 Gitterpunkte umfassendes, weitgehend von der Nutzung unbeeinflusstes Gebiet im Nordosten Berlins für den Kontrollzeitraum 1971 – 2000, sowie für die Klimaprojektion (A1B) 2001 – 2100 mit stündlichen Werten zur Verfügung (DEUTSCHLÄNDER et.al. 2009, JACOB 2005). Für die drei Zeiträume 1971 – 2000, 2021 – 2050, 2071 – 2100 wurden daraus – wie für das Kombinierte Bioklimamodell benötigt - jeweils die Jahresmittelwerte der Tage mit Wärmebelastung (Hintergrundbelastung) sowie der Strahlungstageanteil berechnet.

Die Hintergrundbelastung nimmt im Zeitraum 2021 – 2050 gegenüber dem Kontrolllauf um etwa 4,5 Tage, im Zeitraum 2071 – 2100 um 13,5 Tage zu; der Anteil an Strahlungstagen bezogen auf die Wärmebelastungstage liegt bei 70 %.
Mit diesen Daten wurde für alle drei Zeiträume das Kombinierte Bioklimamodell angewendet.



Karte 4 Änderung der Zahl der Tage mit Wärmebelastung (Jahresmittel) des Projektionszeitraums 2021 – 2050 gegenüber dem Kontrolllauf 1971 – 2000 (REMO)

In Karte 4 ist beispielhaft die Änderung der thermischen Bedingungen des Projektionszeitraums 2021 – 2050 gegenüber dem Kontrolllauf 1971 – 2000 dargestellt. Es zeigt sich, dass sich die thermische Situation insbesondere in den schon aktuell am häufigsten belasteten Arealen weiter verschärft. Die Güte der dargestellten Ergebnisse ist in einem weiteren Schritt mit Hilfe statistischer Verfahren zu prüfen.

Ausblick

Das in Karte 4 gezeigte Ergebnis ist der erste Schritt, um zu planungsrelevanten Aussagen für den Klimawandel in der Stadt zu gelangen. Die Auswertung weiterer Szenen von Regionalen Klimamodellen wird folgen, damit die Endbeurteilung auf ein Ensemble gründen kann. Dabei werden als nächstes Zeitreihen des Modells WETTREG bearbeitet.

Ferner ist vorgesehen, nicht nur den reinen Klimawandel, sondern auch die bauliche Entwicklung von Berlin bei der Bewertung des künftigen Stadtklimas mit zu berücksichtigen.

Von Seiten der Senatsverwaltung wird angestrebt, die Ergebnisse der Kooperation in die Arbeiten zum geplanten „Stadtentwicklungsplan Klima“, der die Herausforderungen des klimatischen Wandels für die räumliche Planung auf gesamtstädtischer Ebene analytisch-strategisch bewältigen soll, einfließen zu lassen.

Literatur

Deutschländer, T., M. Koßmann, T. Steigerwald und J. Namyslo, 2009: Verwendung von Klimasimulationsdaten für die Stadtklimasimulation. Gleicher Band.

Jacob, D., 2005: REMO Climate of the 20th century run 006210 and A1B scenario run No.006211, 2001 – 2100. UBA Project, 0.088 degree resolution, 1h Data. CERA Datenbank: http://cera-www.dkrz.de/WDCC/ui/BrowseExperiments.jsp?proj=REMO-UBA (Lit.angabe bitte abgleichen mit Bericht Früh und/oder Deutschländer.)

Niederschläge im urbanen Raum

G. Malitz , B. Rudolf

Hervorragendes Merkmal urbaner Räume ist eine hohe, konzentrierte Bevölkerungsdichte. Daraus resultieren eine entsprechend dichte Bebauung und eine weit reichende Oberflächenversiegelung. Hinzu kommen die Emissionen von Industrie, Gewerbe und Heizung. Städte benötigen ein dichtes Kanalnetz zur Wasserversorgung und Abwasserentsorgung sowie zur Stadtentwässerung. Bäche und kleine Flüsse verlaufen in vielen Städten unterirdisch in Röhren und Kanälen. Hier wirkt sich der Niederschlag in der Regel positiv aus: Regenfälle reinigen die Kanalisation wie auch Luft, Dächer und Straßen.

Die deutlichste Auswirkung auf das lokale bis regionale Klima ist die im Mittel und in den Extremen erhöhte Lufttemperatur, die Stadt als „Wärmeinsel". Sommerliche Hitzewellen sind in Ballungsräumen besonders problematisch. Sie fallen dort heftiger aus als in naturgeprägten Landschaften, insbesondere weil das vorhandene Wasser meist in geschlossenen Kanälen abfließt, wodurch nur wenig davon verdunstet und zu einer nur geringen Abkühlung der Luft führt (KUTTLER 2009).

Inwieweit urbane Strukturen auch das Niederschlagsgeschehen beeinflussen, ist bisher nicht allgemeingültig zu quantifizieren. Auswirkungen können beispielsweise der oben genannte Wärmeinseleffekt oder die hohe Oberflächenrauhigkeit der Stadt haben. Andererseits ist die Verdunstung in urbanen Räumen eher geringer. Zudem konkurrieren die bereits genannten mit weiteren Faktoren, wie orographischen Effekten oder dem Temperaturunterschied zwischen Land- und Gewässeroberflächen.

Unter Starkniederschlag sind sowohl Niederschläge kurzer Dauer und hoher Intensität als auch mehrere Stunden oder Tage anhaltende Niederschläge mit großen Niederschlagshöhen zu verstehen. Starkniederschläge werden nach ihrer Andauer D und ihrer statistischen Wiederkehrzeit (Jährlichkeit) T bzw. Überschreitungswahrscheinlichkeit 1/T eingestuft. Grundlage für die Berechnung extremwertstatistischer Starkniederschlagshöhen (laut „KOSTRA-DWD-2000", DWD 2005) ist die im DWD verfügbare Vielzahl langer und zeitlich hoch aufgelöster Niederschlagsreihen im Zeitraum 1951-2000. Die Tabelle 1 zeigt die extremwertstatistischen Starkniederschlagshöhen für den urbanen Standort Berlin-Mitte.

Überschreiten die Starkniederschläge ein gewisses Maß, so führen sie zu lokalen Überschwemmungen, voll gelaufenen Kellern, Unterführungen und Mulden, zur Verschlammung von Grünanlagen und zur Erosion von Böden. Solche Ereignisse sind räumlich begrenzt, kommen aber in Deutschland etliche Male pro Jahr vor. Sie treten an unterschiedlichen Orten, mal hier mal dort auf. So gesehen sind, auf größere Räume bezogen, Starkniederschläge nicht selten. Die Wahrscheinlichkeit aber, dass ein zu Schäden führender Starkniederschlag an einem bestimmten Ort auftritt, ist dagegen vergleichsweise gering.

Intensive Starkniederschläge von kurzer Dauer, oft verbunden mit heftigen Gewittern, beschränken sich in Mitteleuropa hauptsächlich auf die warme Jahreszeit von April bis Oktober. Beispielsweise gab es am 07.07.2006 in Berlin an einigen Standorten gewittrige Schauer (örtlich mehr als 30 mm). An diesem Tag fiel in anderen Teilen des Berliner Stadtgebiets gar kein Niederschlag. Bei dem anhaltenden Niederschlag am 29.08.1969 (gebietsweise mehr als 50 mm) war hingegen mehr als das ganze Stadtgebiet betroffen. Mit Wiederkehrzeiten von weniger als 50 Jahren handelte es sich um typische Starkniederschlagsereignisse, auf die man im urbanen Raum eingestellt sein muss.

Beispiele für Starkniederschläge, mit deren Auftreten seltener als einmal in 100 Jahren zu rechnen ist, sind einerseits das im Bereich des Berliner Flughafens Tegel räumlich eng begrenzte Starkniederschlagsereignis am 25.08.2006 mit 127 mm innerhalb von zwei Stunden und andererseits der aus einer so genannten Vb-Lage resultierende großräumige Starkniederschlag am 08.08.1978 (Tageswert an der Station Berlin-Schmöckwitz: 177 mm), welcher sogar noch länger anhielt und auch weite Teile des Landes Brandenburg betraf.

Tab. 1: KOSTRA-DWD-2000: Starkniederschlagshöhe (hN) als Funktion der Dauer (D) und der Jährlichkeit (T), hier als Beispiel für Berlin-Mitte. Datenbasis 1951 bis 2000, Januar bis Dezember.

T	0,5	1	2	5	10	20	50	100
D	hN	hN	hN	hN	hN	hN	hN	hN
5 min	3,7	5,8	7,9	10,7	12,8	14,9	17,7	19,8
10 min	6,3	9,2	12,1	16,0	18,9	21,9	25,7	28,7
15 min	7,9	11,5	15,1	19,7	23,3	26,9	31,5	35,1
30 min	10,3	15,3	20,2	26,8	31,7	36,7	43,2	48,1
45 min	11,2	17,2	23,2	31,1	37,1	43,1	51,0	57,0
60 min	11,4	18,3	25,2	34,3	41,1	48,0	57,1	64,0
90 min	12,5	19,6	26,8	36,2	43,4	50,5	60,0	67,1
2 h	13,3	20,7	28,0	37,7	45,1	52,4	62,1	69,5
3 h	14,6	22,2	29,8	39,9	47,6	55,2	65,3	72,9
4 h	15,5	23,3	31,2	41,6	49,4	57,3	67,6	75,5
6 h	16,9	25,1	33,2	44,0	52,2	60,3	71,1	79,3
9 h	18,4	26,9	35,4	46,6	55,1	63,6	74,8	83,2
12 h	19,6	28,3	37,0	48,5	57,2	66,0	77,5	86,2
24 h	22,8	32,5	42,2	55,0	64,7	74,4	87,2	96,9
48 h	28,3	39,1	49,9	64,2	75,1	85,9	100,2	111,0
72 h	30,4	42,2	54,0	69,6	81,4	93,2	108,8	120,6

T = Wiederkehrzeit [a]: mittlere Zeitspanne, in der ein Ereignis einen Wert einmal erreicht oder überschreitet
D = Niederschlagsdauer einschl. Unterbrechungen [min, h]
hN = Niederschlagshöhe [mm]

Inwieweit Starkregen und die resultierenden Überschwemmungen Schaden anrichten können, hängt von verschiedenen Randbedingungen ab - von meteorologischen (Niederschlagshöhe, Dauer und räumliche Ausdehnung) und geographischen (Geländeform, Bodenart, Vegetation, Bebauung, Schutzvorrichtungen). Zudem wird die Schadenshöhe durch die betroffenen Werte bestimmt. Aufgrund der hohen Bevölke-

rungsdichte und der Konzentration von Werten sind Städte besonders verwundbar. Die Versiegelung der Oberfläche führt zu einem schnellen Abfluss des gefallenen Niederschlagswassers, und das Fassungsvermögen der Kanalisation ist begrenzt. Speziell in Städten können Starkniederschläge zu Problemen führen.

Am 26. Juli 2008 hatten wir in Deutschland ein äußerst extremes Ereignis im Raum Dortmund zu verzeichnen. Bereits in der frühen Nacht (02:00 Uhr MESZ) verlief eine Konvergenzzone über dem betroffenen Gebiet. Infolge konvergenter Luftströmung und hoher Labilität der Schichtung blieb diese Konvergenzzone während des ganzen Tages bestehen, änderte ihre Lage kaum und führte zu einer stark konvektiven Wolkenentwicklung. Der DWD warnte frühzeitig um 10:00 Uhr MESZ vor schweren Gewittern (mit Starkniederschlag, Hagel und schweren Sturmböen) entlang der quasistationären Konvergenzlinie. An der Station Dortmund des privaten Wetterdienstes meteomedia wurden 200 mm Niederschlag innerhalb von 150 Minuten gemessen. Wie die an Stationsmessdaten des DWD geeichten Radarbeobachtungen RADOLAN des DWD (DWD, 2004) ergaben, überschritten im Stadtgebiet und der näheren Umgebung von Dortmund die innerhalb von drei Stunden gefallenen Niederschläge den Schwellenwert von 100 Liter pro m² über einer Fläche von ca. 30 km² (siehe Abb. 1).

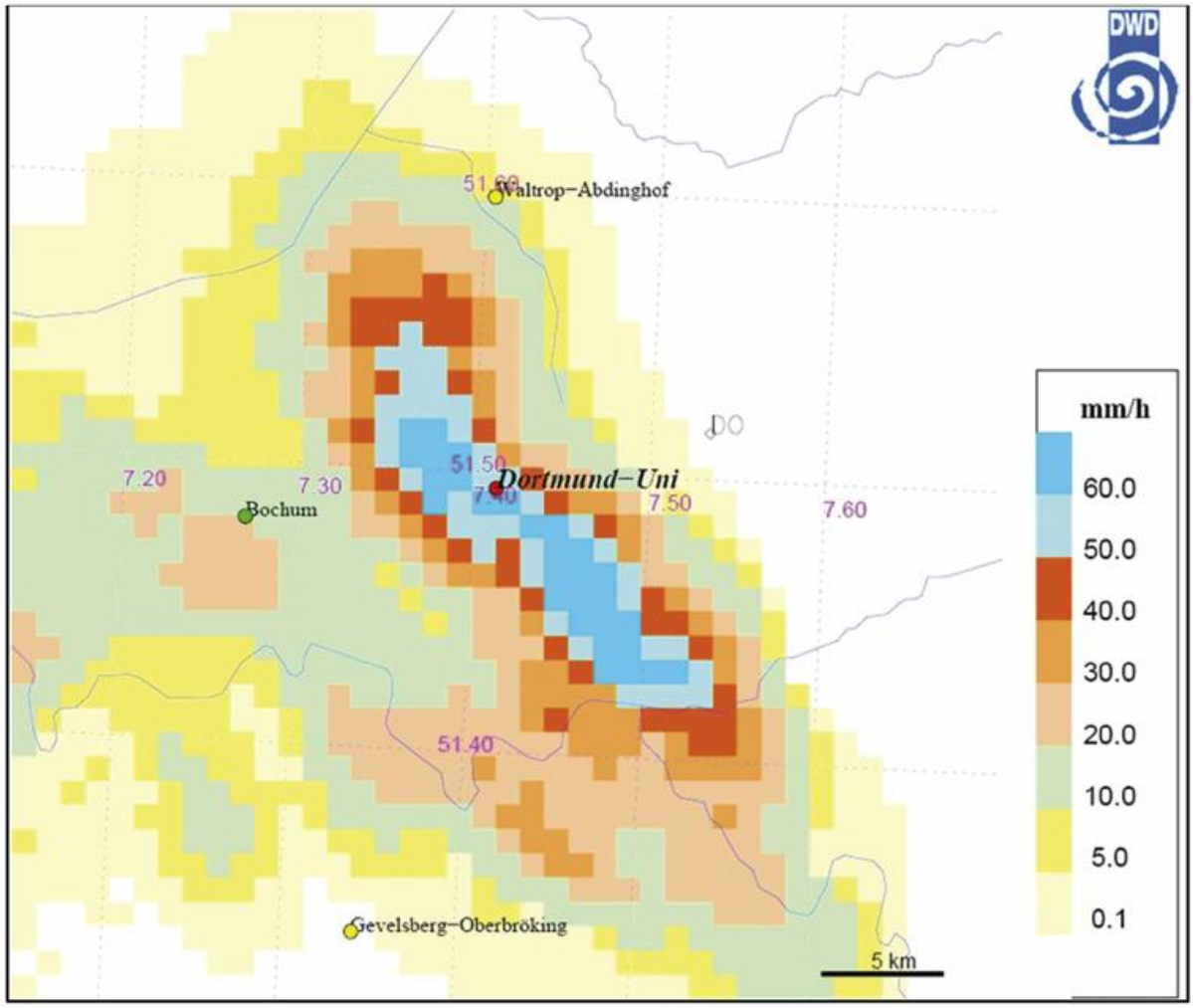


Abb. 1: Extremniederschlag in Dortmund am 26. Juli 2008 (Flächenwert RADOLAN: 129 mm in 2,5 Stunden). Die Wahrscheinlichkeit, einen solchen Extremwert an einer Wetterstation zu erfassen, liegt unter 10%.

Das Messnetz des DWD verfügt über rund 1000 automatische Niederschlagsmessstationen, deren Daten unmittelbar in die Zentrale übermittelt werden. Trotz dieser großen Netzdichte liegt die Wahrscheinlichkeit, einen solchen Extremniederschlag an einer Station zu erfassen, bei wenigen Prozent. Gerade der „Fall Dortmund" hat wieder die Wichtigkeit der quantitativen Auswertung von Radarmessungen des DWD gezeigt. Obwohl die drei nächsten Stationen des DWD außerhalb oder am Rande der Zugbahn der ursächlichen Konvektionszellen liegen, hat RADOLAN seine Leistungsfähigkeit einmal mehr bewiesen und für dieses Ereignis einen sehr realistischen Gebietsniederschlag geliefert.

Die geringe Häufigkeit (sehr viel seltener als einmal in 100 Jahren) eines solch extremen Ereignisses wie im Fall Dortmund 2008 lässt sich statistisch nicht mehr fassen. Das Ereignis liegt dennoch nicht außerhalb des Bereichs der bisher beobachteten Rekordwerte, wie Abb. 2 zeigt.

Die vom DWD physikalisch begründet abgeschätzten regionalisierten maximierten Gebietsniederschlagshöhen (MGN) beantworten die Frage, mit welchen vermutlich höchsten Niederschlägen in Deutschland zu rechnen ist. Die Antwort ist abhängig von Größe und Lage des Gebiets sowie von der Niederschlagsdauer. Wie aus der Abb. 3 hervor geht, sind im Raum Dortmund und im Raum Berlin Niederschläge von fast 400 l/m² innerhalb von 24 Stunden unter den derzeitigen Klimabedingungen möglich.

Je nachdem, wie sich das Klima in Deutschland entwickelt, ändert sich auch das Niederschlagsverhalten im urbanen Raum. Nach heutigem Kenntnisstand besteht eine Tendenz zu nasseren Wintern und trockeneren Sommern mit häufigeren Starkniederschlägen. In Deutschland gibt es mehrere Regionen mit positiven Trends

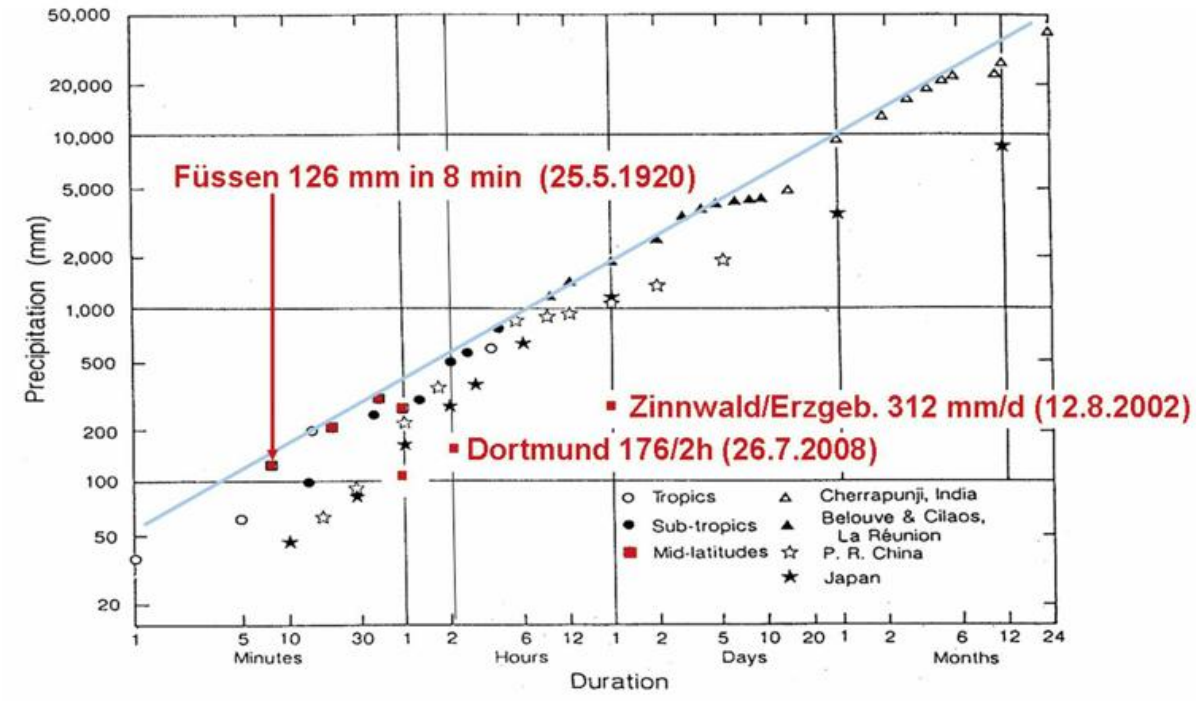


Abb. 2: Die höchsten in Deutschland je beobachteten Niederschläge und ihre Andauer

von Tageswerten der Niederschlagshöhe. Ob auch die Niederschläge von weniger als drei Stunden Dauer extremwertstatistisch gesehen zunehmen werden (z. B. in NRW), wird gegenwärtig untersucht. Möglicherweise ergeben sich Niederschlagszuwächse bei Wiederkehrzeiten von mehr als 30 Jahren, die sich in den punktuellen Starkniederschlagstabellen (siehe Tabelle 1) als größere Werte in den beiden rechten hN-Spalten (50 Jahre, 100 Jahre) widerspiegeln würden.

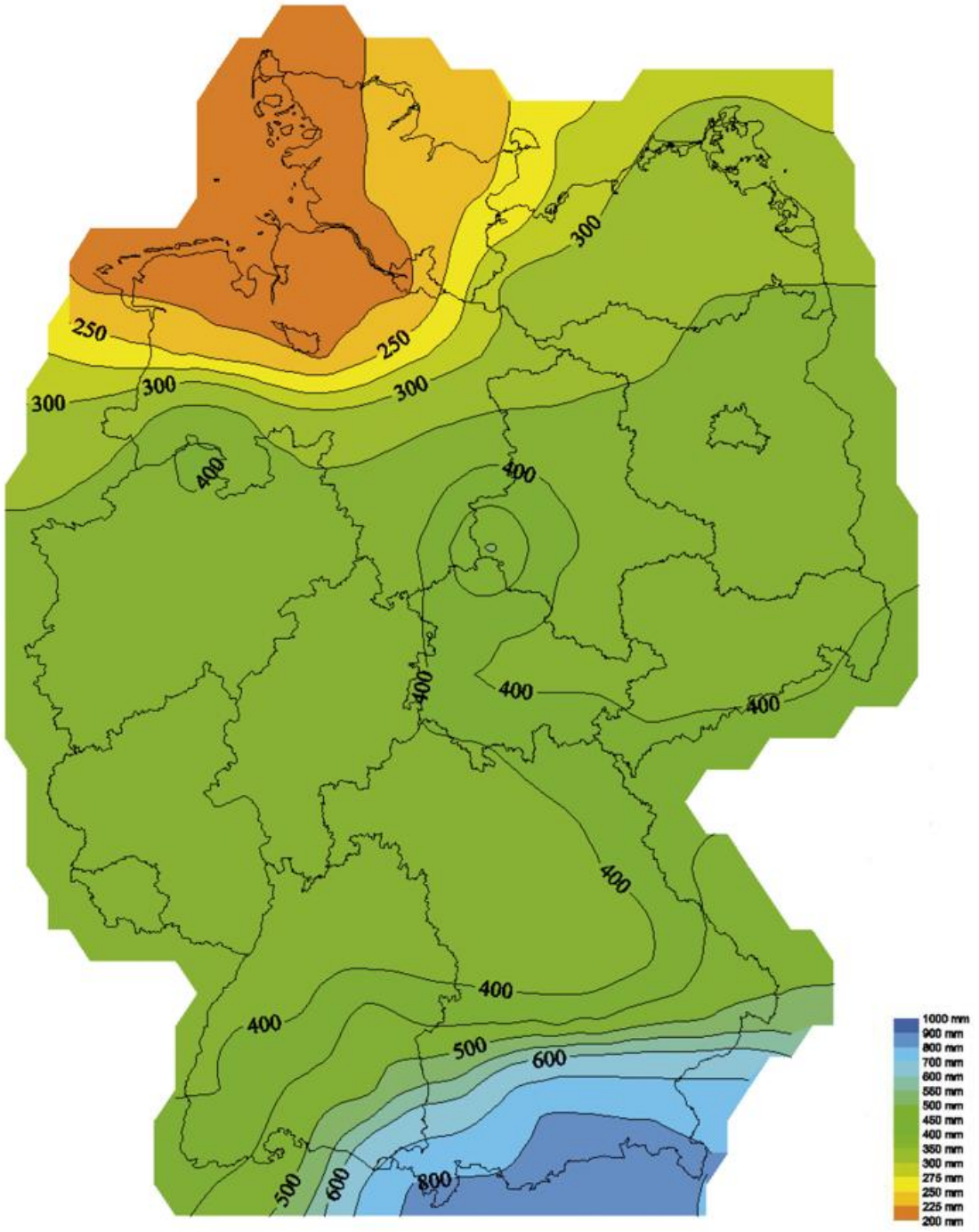


Abb. 3: Regionalisierte maximierte Gebietsniederschlagshöhe der Dauerstufe 24 h für Gebiete von höchstens 25 km² Größe

Damit die Konzepte zur Katastrophenvorsorge, Gefahrenabwehr und Anpassung an den Klimawandel entwickelt und umgesetzt werden können, verbessert der Deutsche Wetterdienst ständig sein Instrumentarium. Es besteht sowohl aus Echtzeit-Leistungen wie Wettervorhersagen und -warnungen sowie RADAR-Nowcasting als auch aus klimatologischen Leistungen wie Klimatrendaussagen (z. B. KLIWA, ZWEK, KLIWAS) und Extremwertanalysen (KOSTRA-DWD, MGN, REWANUS) einschließlich der für alle Leistungen erforderlichen wissenschaftlichen Entwicklungen. Unter anderem ist auch eine klimatologisch statistische Auswertung der stündlichen RADOLAN-Daten zur Analyse der räumlichen Verteilung des Auftretens von Starkniederschlägen geplant.

Literatur

DWD (2004): Abschlussbericht zum Projekt RADOLAN: Routineverfahren zur Online-Aneichung der Radarniederschlagsdaten mit Hilfe von automatischen Bodenniederschlagsstationen (Ombrometer). Autoren: Hella Bartels, Elmar Weigl, Dr. Thomas Reich, Peter Lang, Andreas Wagner, Otfried Kohler, Nicole Gerlach (verfügbar im Internet: www.dwd.de/RADOLAN)

DWD (2005): KOSTRA-DWD-2000 – Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951-2000), Fortschreibungsbericht. Autoren: H. Bartels, B. Dietzer, G. Malitz, F. M. Albrecht, J. Guttenberger (verfügbar im Internet; www.dwd.de/hydrometeorologie)

Kuttler, W., 2009: Zum Klima im urbanen Raum. Gleicher Band.

Klimatologische Größen zur technischen Planung am Beispiel der TRY (Testreferenzjahre)

U. Wienert

Einleitung

Funktion und Lebensdauer vieler technischer Systeme hängen mittelbar oder unmittelbar von den Witterungsverhältnissen ab, denen sie ausgesetzt sind. Darüber hinaus spielen häufig die klimatischen Einsatzbedingungen eine wichtige Rolle für die Sicherheit im Umgang mit technischen Systemen. Dies gilt im besonderen Maße für Transportmittel jeder Art (Automobile, Flugzeuge, Schiffe, Schienenfahrzeuge). Sie müssen so ausgelegt sein, dass auch extremere atmosphärische Einflüsse nicht zur Gefährdung von Menschenleben führen.

Des Weiteren werden die klimatischen Bedingungen durch entsprechende technische Einrichtungen genutzt, um Vorteile daraus zu ziehen. Exemplarisch dafür seien technische Systeme zur Energiegewinnung aus Wind, Wasser und Sonne genannt. Allerdings müssen derartige Anlagen ihrerseits wieder so ausgelegt sein, dass sie den Witterungsverhältnissen in ihrem Einsatzgebiet standhalten.

Eine Reihe anderer technischer Einrichtungen dient zum Schutz vor den Witterungsbedingungen selbst. Dazu gehören zum Beispiel Gebäude, die je nach den klimatischen Verhältnissen so konzipiert sind, dass sie ein möglichst angenehmes Innenraumklima schaffen. Technische Gebäudeausrüstungen, abgekürzt TGA, wie Klima- und Heizungsanlagen, unterstützen über die schützende Grundstruktur der Gebäude hinaus die Herstellung bzw. Aufrechterhaltung eines komfortablen Innenraumklimas. Dabei hängt die Auslegung der TGA, d.h. ihre Dimensionierung, wiederum von den gegebenen klimatischen Verhältnissen ab.

Bereits aus den wenigen genannten Beispielen wird deutlich, dass bei der Planung und Entwicklung technischer Systeme eine möglichst genaue Kenntnis der Klimabedingungen, in denen diese Systeme funktionieren sollen, vorhanden sein muss. Die in Frage kommenden Klimaparameter überdecken grundsätzlich das gesamte Spektrum der meteorologischen Elemente. Je nach Art der technischen Einrichtungen können schwerpunktmäßig aber unterschiedliche Klimaparameter von Bedeutung sein. So wird für ein Wasserkraftwerk vor allem das Niederschlagsdargebot interessieren, während für Klimatisierungs- und Heizungsanlagen im wesentlichen Lufttemperatur und -feuchte von Bedeutung sind. Bei der Gebäudeplanung wiederum sind zusätzlich Informationen über Wind, Sonneneinstrahlung, Schneelast u.a. notwendig.

Der Deutsche Wetterdienst (DWD) verfügt über jahrzehntelange Mess- und Beobachtungsreihen auf Basis seines derzeit 178 Wetterwarten (personell besetzte Standorte) und Wetterstationen (automatisch betriebene Standorte) umfassenden Messnetzes. Zusätzlich stehen noch die Daten eines von ehrenamtlich tätigen Bürgerinnen und Bürgern betreuten Messnetzes zur Verfügung, das aktuell aus 310 automatischen Wetterstationen und aus über 1800 Niederschlagsmessstellen besteht. Auf Grundlage dieser Mess- und Beobachtungsdaten lassen sich je nach Anforderung

die verschiedensten statistischen Auswertungen - angefangen von langjährigen Mittel- und Extremwerten über Häufigkeitsverteilungen bis hin zu Korrelationen und Andauerperioden - erstellen.

In diesem Beitrag soll exemplarisch dargestellt werden, welche besondere Aufbereitung Klimaparameter zur Anwendung in einem speziellen Fall der Projektion technischer Systeme, nämlich der Planung von Gebäuden und technischer Gebäudeausstattung (Lüftung, Klimatisierung, Heizung) in Form der sog. Testreferenzjahre erfahren.

Testreferenzjahre (TRY)

Für die Planung energieeffizienter Gebäude sowie für die Auslegung von Lüftungs-, Klima- und Heizungsanlagen werden von den Ingenieuren adäquate Datensätze sowohl zu den mittleren als auch zu den extremen Klimaverhältnissen benötigt. Diese liefern die 2004 vom DWD herausgegebenen Testreferenzjahre (abgekürzt mit TRY für „Test Reference Year") in CHRISTOFFER et al. (2004.) Mithilfe statistischer Methoden wie Faktoren- und Clusteranalyse wurde die Bundesrepublik Deutschland in 15 TRY-Regionen mit je einer Repräsentanzstation eingeteilt. Die TRY-Regionen mit ihren jeweiligen Repräsentanzstationen sind in Tabelle 1 zusammengefasst und in Abbildung 1 dargestellt.

Tab. 1: TRY-Regionen und zugehörige Repräsentanzstationen

Region	Repräsentanzstation	Höhe NN [m]
Nordseeküste	Bremerhaven	7
Ostseeküste	Rostock-Warnemünde	4
Nordwestdeutsches Tiefland	Hamburg-Fuhlsbüttel	13
Nordostdeutsches Tiefland	Potsdam	81
Niederrheinisch-westfälische Bucht und Emsland	Essen	152
Nördliche und westliche Mittelgebirge, Randgebiete	Bad Marienberg	547
Nördliche und westliche Mittelgebirge, zentrale Bereiche	Kassel	231
Oberharz und Schwarzwald (mittlere Lagen)	Braunlage	607
Thüringer Becken und Sächsisches Hügelland	Chemnitz	418
Südöstliche Mittelgebirge bis 1000 m	Hof	567
Erzgebirge, Böhmer- und Schwarzwald oberhalb 1000 m	Fichtelberg	1213
Oberrheingraben und unteres Neckartal	Mannheim	96
Schwäbisch-fränkisches Stufenland und Alpenvorland	Passau	409
Schwäbische Alb und Baar	Stötten	734
Alpenrand und –täler	Garmisch-Partenkirchen	719

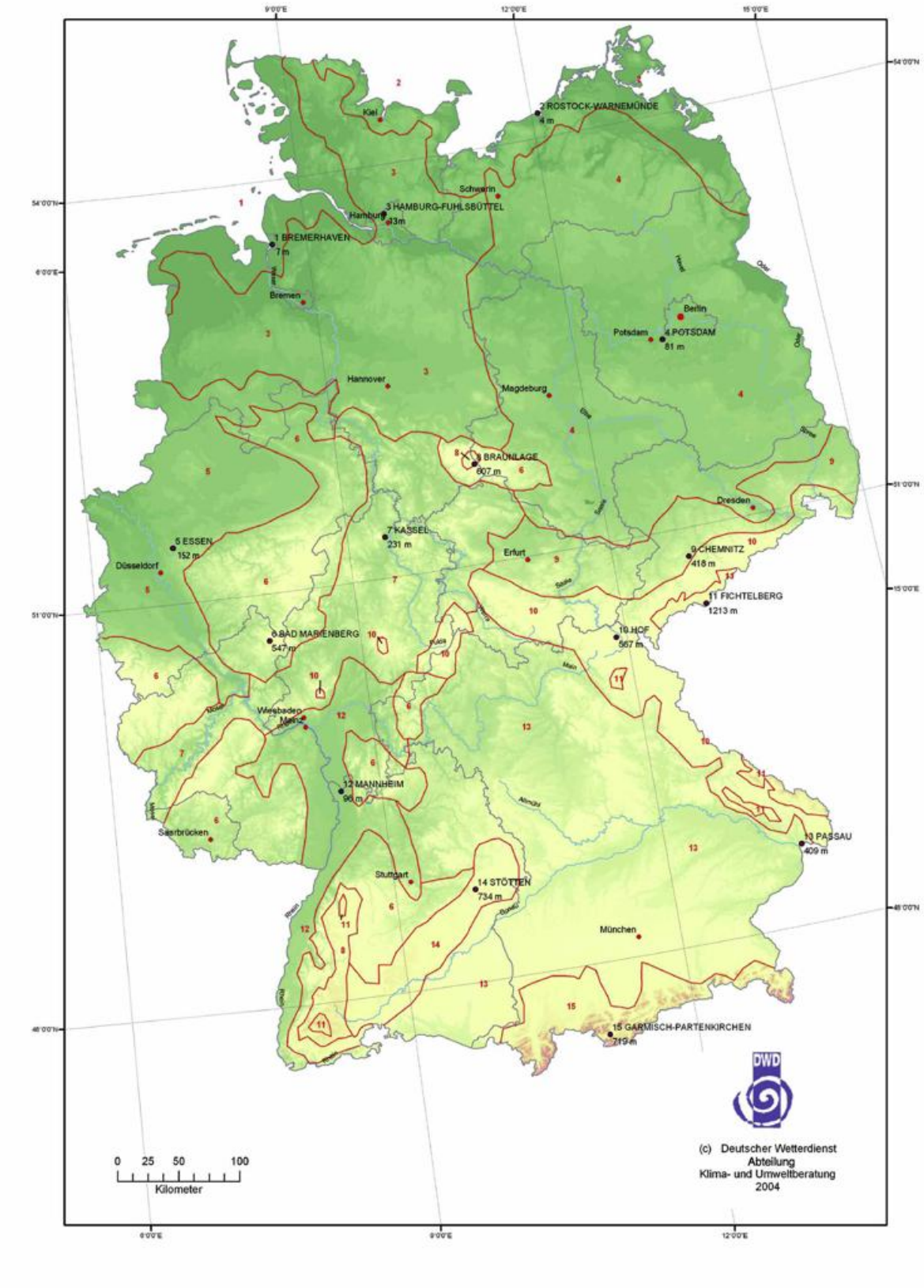


Abb. 1: TRY-Regionen für Deutschland. Die 15 Regionen mit ihren Repräsentanzstationen enthalten die Angaben: Nummer der Region, Stationsname und Stationshöhe in m über NN (aus CHRISTOFFER et al. 2004)

Die Auswahl der in den TRY verwendeten Klimaparameter orientiert sich an der Zielsetzung, insbesondere der Planung von Gebäuden und der technischen Gebäudeausrüstung (Lüftung, Klimatisierung, Heizung). Daher hat die Lufttemperatur sowohl bei der Auswahl der o.g. TRY-Regionen als auch bei der Auswahl der typischen Großwetterlagen zur Festlegung des mittleren Testreferenzjahres, wie weiter unten beschrieben, eine vorrangige Bedeutung. Beispielsweise wurde die Lufttemperatur bei der Festlegung der TRY-Regionen gegenüber den anderen Klimaparametern dreifach gewichtet.

Neben der Lufttemperatur spielt vor allem bei der Innenraumkühlung unter sommerlichen Witterungsbedingungen der Wasserdampfgehalt der Luft eine wichtige Rolle. Daher enthalten die Testreferenzjahre das Mischungsverhältnis und die relative Luftfeuchte. Darüber hinaus haben für das Innenraumklima von Gebäuden sowohl die solare als auch die atmosphärische und terrestrische Wärmestrahlung Bedeutung. Des Weiteren sind im TRY-Datensatz Windrichtung und -geschwindigkeit enthalten. Tab. 2 führt alle in den TRY verwendeten Klimaparameter auf.

Tab. 2: In den TRY-Datensätzen enthaltene Klimaparameter (stündliche Werte)

Parameter	Dimension
Bedeckungsgrad des Himmels mit Wolken	[Achtel]
Windrichtung in 10 m über Grund	[°]
Windgeschwindigkeit in 10 m über Grund	[m/s]
Lufttemperatur in 2 m über Grund	[°C]
Luftdruck in Stationshöhe	[hPa]
Wasserdampfgehalt, Mischungsverhältnis	[g/kg]
Relative Feuchte in 2 m über Grund	[%]
Wetterereignis der aktuellen Stunde	[1]
Direkte Sonnenbestrahlungsstärke (horiz. Ebene, abwärts positiv))	[W/m²]
Diffuse Sonnenbestrahlungsstärke (horiz. Ebene, abwärts positiv)	[W/m²]
Bestrahlungsstärke der atmosphärischen Wärmestrahlung (horiz. Ebene, abwärts positiv)	[W/m²]
Bestrahlungsstärke der terrestrischen Wärmestrahlung (horiz. Ebene, aufwärts negativ)	[W/m²]

In der Mitte und im Süden Deutschlands umfassen die TRY-Regionen (vergl. Tab. 1 und Abb. 1) orographisch deutlich gegliedertes Gelände mit größeren Höhenunterschieden. Dies bedeutet, dass die für die Höhenlage der jeweiligen Repräsentanzstation geltenden Klimaparameter gegebenenfalls mit höhenabhängigen Korrekturfaktoren zu versehen sind. Entsprechende Korrekturen erfolgen für die im TRY wichtigsten Parameter Lufttemperatur und Wasserdampfgehalt der Luft. Sowohl für die Monate als auch das Jahr sind die mittleren vertikalen Gradienten dieser beiden Parameter angegeben. Bei Höhenunterschieden von mehr als 100 m zur Repräsentanzstation sind entsprechende Zu- oder Abschläge vorzunehmen.

Auch der Luftdruck wird gemäß der barometrischen Höhenformel korrigiert. Andere Parameter außer Lufttemperatur, Luftfeuchte und Luftdruck erfahren in den Testreferenzjahren keine Höhenkorrektur, da hierfür in der Regel keine allgemein gültigen Korrekturansätze vorhanden sind.

Aus dem Zeitraum der Klimanormalperiode 1961 bis 1990 wurden mithilfe einer Großwetterlagenanalyse reale, für jede Region und für jede Repräsentanzstation identische Witterungsabschnitte ausgewählt. Diese Witterungsabschnitte wurden derart ausgesucht, dass die Jahreszeitenmittelwerte der einzelnen Klimaparameter (vor allem Lufttemperatur und Luftfeuchte) an den Repräsentanzstationen möglichst gut mit den 30-jährigen Mittelwerten übereinstimmen. Alle verwendeten Klimaparameter sind in den TRY in stündlicher Auflösung enthalten. Damit ergibt sich für jeden Klimaparameter ein Satz von 8760 Einzeldaten pro Jahr. Mit allen Klimaparametern enthält das TRY für eine Repräsentanzstation damit 105120 Stundenwerte pro Jahr.

Die zyklischen Datensätze der TRY liefern die klimatologischen Randbedingungen zur Simulation des thermischen Verhaltens von Gebäuden sowie von Anlagen zur Lüftung, Klimatisierung und Heizung von Gebäudeinnenräumen. Sie sind damit eine wichtige Grundlage zur Planung einer geeigneten Bauweise und zur Dimensionierung der technischen Gebäudeausrüstung. Neben den geschilderten Einsatzmöglichkeiten können die Testreferenzjahre für die Simulation anderer technischer Systeme verwendet werden, die in ähnlicher Weise von meteorologischen Bedingungen abhängen, wie zum Beispiel in Fragen der Solarenergieanwendung.

Bei der Auslegung von Heizungs- und Klimaanlagen interessieren vor allem die extremen Witterungsbedingungen, unter denen noch die volle Funktionsfähigkeit gegeben sei muss. Aus Wirtschaftlichkeitserwägungen heraus ist damit aber nicht unbedingt die im Vergleichszeitraum absolut extremste Situation gemeint. Bezogen auf die Lufttemperatur wurde für den Zeitraum 1961 bis 1996 der an den meisten der Repräsentanzstationen drittwärmste Sommer (1983) bzw. drittkälteste Winter (1984/85) ausgewählt.

Die Begriffe Sommer und Winter beziehen sich dabei auf die meteorologischen Jahreszeiten Juni bis August bzw. Dezember bis Februar. Für das extreme Sommer- bzw. Winter-TRY sind die real aufgetretenen Originalsituationen vorhanden. Die verwendeten Klimaparameter entsprechend denen des sog. mittleren TRY.

Fragen und Anregungen der Nutzerseite bezüglich der bestehenden Testreferenzjahre (TRY)

Gespräche zwischen der Anwenderseite und den Meteorologen und Meteorologinnen im DWD hat zwischenzeitlich ergeben, dass einige Fragen hinsichtlich des Einsatzes der TRY bestehen. Außerdem wurden Wünsche nach Erweiterung der Datensätze um zusätzliche Merkmale geäußert, wie z.B. die Berücksichtigung der städtischen Wärmeinsel oder der Ermittlung extremer Halbjahre anstatt nur extremer Jahreszeiten wie Winter und Sommer.

Speziell der Klimawandel hat die Diskussionen um die Einsetzbarkeit der TRY auf Basis der Klimanormalperiode angeregt. So wurde in Deutschland ab der zweiten Hälfte der 1980er Jahre ein deutlicher Anstieg der Lufttemperaturen (Abb. 2) beobachtet. Seit 1988 waren mit Ausnahme des Jahres 1996 alle Jahre im Vergleich zur Klimanormalperiode 1961 bis 1990 zu warm ausgefallen. Im Zuge der geplanten Neuausgabe einer VDI-Richtlinie 4710, Blatt 3 in Anlehnung an die bestehende

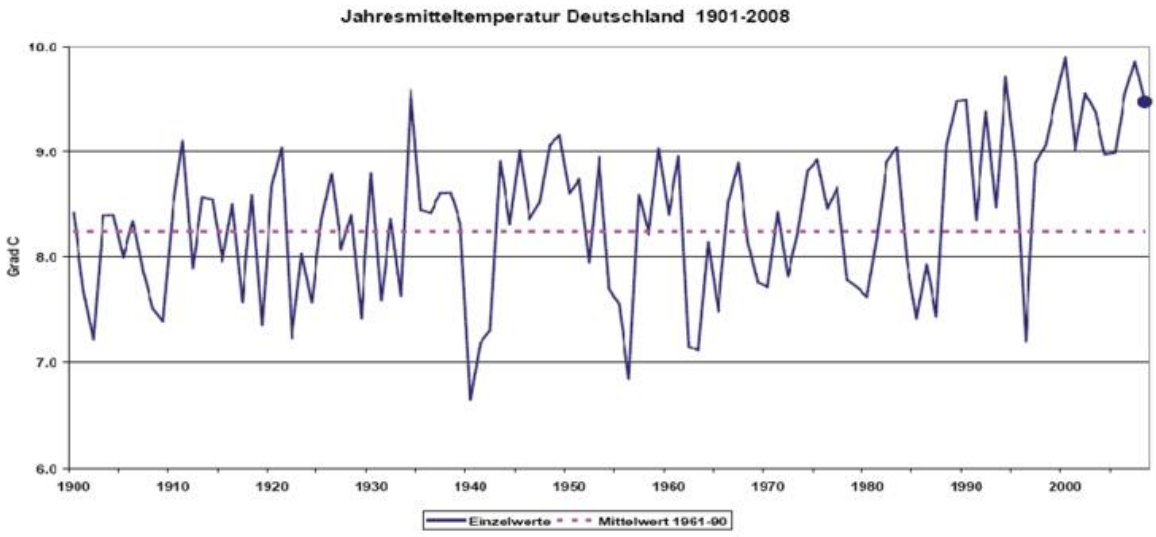


Abb. 2: Verlauf der Jahresmitteltemperatur in Deutschland basierend auf 1 km x 1 km Rasterwerten von 1901 bis 2008 (aus WITTERUNGSREPORT-EXPRESS 13/2009).

DIN 4710 (2003) wurden stündliche Korrelationen von Lufttemperatur und Mischungsverhältnis für den Zeitraum 1991 bis 2005 neu berechnet und mit den entsprechenden Werten aus der Klimanormalperiode 1961 bis 1990 verglichen.

Der Vergleich zeigt sowohl einen Anstieg der Lufttemperaturen als auch eine Zunahme des Wasserdampfgehaltes der Luft. Für die 15 Repräsentanzstationen der TRY-Regionen in Deutschland werden die Auslegungstemperaturen für Klimaanlagen im Sommer um 17,2 Stunden im Zeitraum 1991 bis 2005 gegenüber nur 7,4 Stunden im Zeitraum 1961 bis 1990 überschritten. Das Auftreten höherer Mischungsverhältnisse von über 12 g Wasserdampf pro kg trockener Luft steigt in der Periode 1991 bis 2005 auf 161,3 h gegenüber 124,3 Stunden für die Zeitspanne 1961 bis 1990. Im Winter wird die Auslegungstemperatur für Heizungsanlagen dagegen weniger oft mit 6,8 Stunden (1991 bis 2005) gegenüber 17,5 Stunden (1961 bis 1990) unterschritten.

Die o.g. Änderungen in Lufttemperatur und Wasserdampfgehalt der Luft bringen derzeit nur eine vergleichsweise geringe Beeinflussung der Auslegungsdaten hinsichtlich Heiz- und Kühllast für Heizungs- und Klimaanlagen. Das Risiko einer Überschreitung der bisherigen Auslegungswerte beträgt 0,1 % bis 0,2 % (MASUCH und HOLLENBACH 2008, persönliche Mitteilung).

Städte weisen aufgrund der Veränderung der Erdoberfläche durch Bebauung und Versiegelung, aber auch durch anthropogene Wärmeproduktion (Gebäudeheizung, Kraftfahrzeugverkehr, Industrie u.a.) eine höhere Lufttemperatur im Vergleich zum Umland auf. Diese als städtischer Wärmeinseleffekt bezeichnete Temperaturüberhöhung wird derzeit nicht in den Testreferenzjahren berücksichtigt. Gründe dafür sind u.a. die Abhängigkeit des Wärmeinseleffektes von den Witterungsbedingungen (am besten ausgeprägt in windschwachen wolkenarmen Wettersituationen, kaum vorhanden bei starker Bewölkung und höheren Windgeschwindigkeiten), von der Stadtstruktur (Bebauungsdichte, Bebauungsart, Versiegelungsgrad etc.) selbst oder auch von der topographischen Lage der Stadt (Küste, Ebene, Tal u.a.).

Für europäische Großstädte kann der Wärmeinseleffekt unter entsprechend günstigen Wetterbedingungen 6 K und mehr betragen (LANDSBERG 1981, KUTTLER, 1997). Da die tiefsten und höchsten Lufttemperaturen im Winter- bzw. im Sommerhalbjahr in der Regel ebenfalls in den den urbanen Wärmeinseleffekt begünstigenden windschwachen wolkenarmen Wetterlagen auftreten, ist zu erwarten, dass sich bei der Auslegung von Heizungs- und Klimaanlagen Änderungen zwischen Stadt und Umland ergeben können. So wären die Anforderungen an die Gebäudeheizung in der Stadt aufgrund der dort höheren Lufttemperaturen geringer, wohingegen sich im Fall der Klimatisierung von Gebäudeinnenräumen im Sommer größere Anforderungen stellen.

Aufgrund der in den vorliegenden TRY fehlenden Möglichkeit, den städtischen Wärmeinseleffekt zu berücksichtigen, werden von den anwendenden Ingenieuren, wie aus Gesprächen bekannt wurde, fallweise pauschale Annahmen gemacht, beispielsweise derart, dass feste Temperaturzuschläge in den Simulationsrechnungen zum thermischen Verhalten von Gebäuden benutzt werden. Da hierbei weder die Abhängigkeiten des städtischen Wärmeinseleffektes von den Witterungsbedingungen noch von der Stadtgröße in Betracht gezogen werden, können die mit festen Temperaturzuschlägen durchgeführten Bewertungen zur Auslegung von technischen Gebäudeausstattungen (Lüftungs-, Heizungs-, Klimaanlagen) nicht unerheblich von der Realität abweichen.

Wie bereits erwähnt, beziehen sich die extremen Testreferenzjahre auf die beiden meteorologischen Jahreszeiten Winter (Dezember bis Februar) und Sommer (Juni bis August). Speziell für das extreme Sommer-TRY wird von den anwendenden Ingenieuren die Betrachtung des gesamten Sommerhalbjahres (April bis September) gewünscht. Gerade in den Übergangsjahreszeiten kann durch eine tiefer stehende Sonne in Verbindung mit bereits höheren Lufttemperaturen ein größerer Wärmeeintrag in Gebäude erfolgen. Um ein komplettes extremes Testreferenzjahr für die Simulation des thermischen Verhaltens von Gebäuden sowie der Anforderungen an Klima- und Heizungsanlagen verfügbar zu haben, wird von der Anwenderseite auch die Erweiterung des extremen Winter-TRY auf das gesamte Winterhalbjahr (Oktober bis März) gewünscht.

Geplante Erweiterungen der Testreferenzjahre (TRY)

Um bestehende Zweifel bezüglich der Anwendbarkeit der auf der Klimanormalperiode 1961 bis 1990 basierenden Testreferenzjahre seitens der Nutzer auszuräumen, ist geplant, einen aktualisierten TRY-Datensatz zu erstellen. Dieser soll sich auf den 20-jährigen Zeitraum von 1988 bis 2007 beziehen und umfasst damit den Zeitraum des stärksten Temperaturanstiegs seit 1900 in Deutschland. Alle übrigen Merkmale der Testreferenzjahre wie Parameterumfang, TRY-Regionen und Repräsentanzstationen werden beibehalten. Bei den Repräsentanzstationen kann es im Einzelfall allerdings zu Veränderungen kommen. Wurden homogene Mess- und Beobachtungsreihen durch Stationsverlegungen oder -auflösungen unterbrochen, müssen gegebenenfalls neue Repräsentanzstationen definiert werden.

Die bestehenden extremen Testreferenzjahre für die meteorologischen Jahreszeiten Sommer und Winter sollen speziell für die Auslegung von Klima- und Heizungsanlagen nun auf das Sommer- (April bis September) und das Winterhalbjahr (Oktober bis März) erweitert werden. Der Zeitraum, aus dem die extremen Halbjahre ausgewählt werden, bezieht sich ebenfalls auf die Periode 1988 bis 2007.

Eine Ergänzung der TRY ist hinsichtlich der Berücksichtigung des städtischen Wärmeinseleffektes vorgesehen. Prinzipiell lassen sich hier zwei Lösungswege verfolgen. Ein Lösungsweg besteht in der Anwendung von Modellrechnungen. Der Vorteil hierbei ist, dass ein strukturiertes Abbild der Lufttemperaturverteilung im Stadtgebiet in Abhängigkeit von der Landnutzung (HAMDI & SCHAYES 2008) unter definierten Wetterbedingungen vorliegt. Allerdings müssen von der betreffenden Stadt die Landnutzungsdaten in möglichst hoher Auflösung vorhanden sein und für die Berechnungen digitalisiert werden. Insofern kann dieses Verfahren recht zeitaufwändig sein.

Als pragmatische Lösung bietet sich ein empirisches Verfahren an. Aus einer Vielzahl von Untersuchungen existieren mittlerweile Regressionsbeziehungen, die den städtischen Wärmeinseleffekt mit der Stadtgröße (Einwohnerzahl) sowie mit meteorologischen Einflussgrößen wie Windgeschwindigkeit, Wolkenbedeckungsgrad und topographischen Merkmalen in Verbindung bringen (LANDSBERG 1981, KUTTLER 1993, 1997, WIENERT 2002). Mithilfe dieser Regressionsbeziehungen lassen sich im Rahmen der Testreferenzjahre Zuschläge auf die stündliche Lufttemperatur bezüglich des Ausmaßes des Wärmeinseleffektes abschätzen.

Im Gegensatz zu Modellrechnungen erhält man mit dem empirischen Verfahren keine räumliche Verteilung der urbanen Überwärmung im Stadtgebiet, sondern eine Art „worst case"-Abschätzung des maximalen Wärmeinseleffektes in Abhängigkeit von den Witterungsbedingungen. Über einen längeren Zeitraum (Monate, Halbjahr, Jahr) betrachtet ist aber zu erwarten, dass das Ausmaß der städtischen Überwärmung mit diesem Verfahren deutlich realistischer erfasst wird, als mit festen Temperaturzuschlägen, wie sie in Ermangelung von Korrekturverfahren zur städtischen Überwärmung in den bestehenden TRY derzeit von Fall zu Fall angewandt werden.

Planungen von Gebäuden und technischer Gebäudeausstattung beziehen sich in der Regel auf mehrere Jahrzehnte in die Zukunft. In dieser Zeit müssen die technischen Systeme ihre zugedachten Funktionen voll erfüllen. Daher besteht Bedarf, nicht nur die aktuellen, sondern auch die zukünftigen über die Lebensdauer der projektierten technischen Systeme zu erwartenden klimatischen Verhältnisse zu berücksichtigen.

Mittlerweile sind mehrere regionale Klimamodelle verfügbar, die es erlauben, Rückschlüsse auf die möglichen Auswirkungen des Klimawandels bis zum Ende dieses Jahrhunderts zu ziehen (BECKER et al. 2008). Hieraus ergibt sich auch die Möglichkeit, Aussagen bezüglich der Veränderung der klimatischen Einflussgrößen, vor allem der Lufttemperatur, die die Auslegung von Klima- und Heizungsanlagen mit bestimmt, zu erarbeiten. Eine entsprechende Bewertung auf Basis der Daten regionaler Klimamodelle ist zunächst für die extremen Winter- und Sommerhalbjahre aus den Testreferenzjahren für die Klimaperiode 2021 bis 2050 vorgesehen.

Schlussbemerkung

Die obigen Ausführungen haben am Beispiel der Testreferenzjahre (TRY) gezeigt, dass repräsentative Klimadaten für die Planung und Entwicklung von den Klimabedingungen abhängiger technischer Systeme von wesentlicher Bedeutung sind. Daneben ist klar geworden, dass entsprechende Klimadatensätze wie die TRY gerade in Zeiten des Klimawandels nicht als statisch angesehen werden können. Die Änderung der Klimaverhältnisse muss sowohl in eine kontinuierliche Aktualisierung als auch in der Nutzung neuer Produkte, wie z.B. der Projektionszeitreihen regionaler Klimamodelle zur Bewertung der zukünftigen Auswirkungen des Klimawandels münden. Letztlich trägt die Entwicklung möglichst klimanaher technischer Systeme dazu bei, den Einsatz von Primärenergie und damit auch von CO_2 zu verringern. Aktuelle und dem Einsatzzweck angepasste Klimadatensätze dienen somit ihrerseits dem Klimaschutz.

Literatur

BECKER, P., DEUTSCHLÄNDER, T., KOSSMANN, M., NAMYSLO, J., KNIERIM, A. (2008): Klimaszenarien und Klimafolgen. In: Informationen zur Raumentwicklung, Räumliche Anpassung an den Klimawandel, Hrsg. Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung, Heft 6/7, 341 – 351.

CHRISTOFFER, J., DEUTSCHLÄNDER, T., WEBS, M. (2004): Testreferenzjahre von Deutschland für mittlere und extreme Witterungsverhältnisse TRY, Selbstverlag des Deutschen Wettedienstes, Offenbach a. Main.

DIN 4710 (2003): Statistiken meteorologischer Daten zur Berechnung des Energiebedarfs von heiz- und raumlufttechnischen Anlagen in Deutschland, Beuth Verlag, Berlin.

HAMDI, R. & SCHAYES, G. (2008): Sensitivity study of the urban heat island intensity to urban characteristics, Int. J. Climatol. 28, 973 – 982.

KUTTLER, W. (1993): Stadtklima. In: Stadtökologie, Hrsg. Sukopp, H. und Wittig, R., Gustav Fischer, Stuttgart, 113 – 153.

KUTTLER, W. (1997): Städtische Klimamodifikation, VDI-Berichte Nr. 1330, 87 – 108.

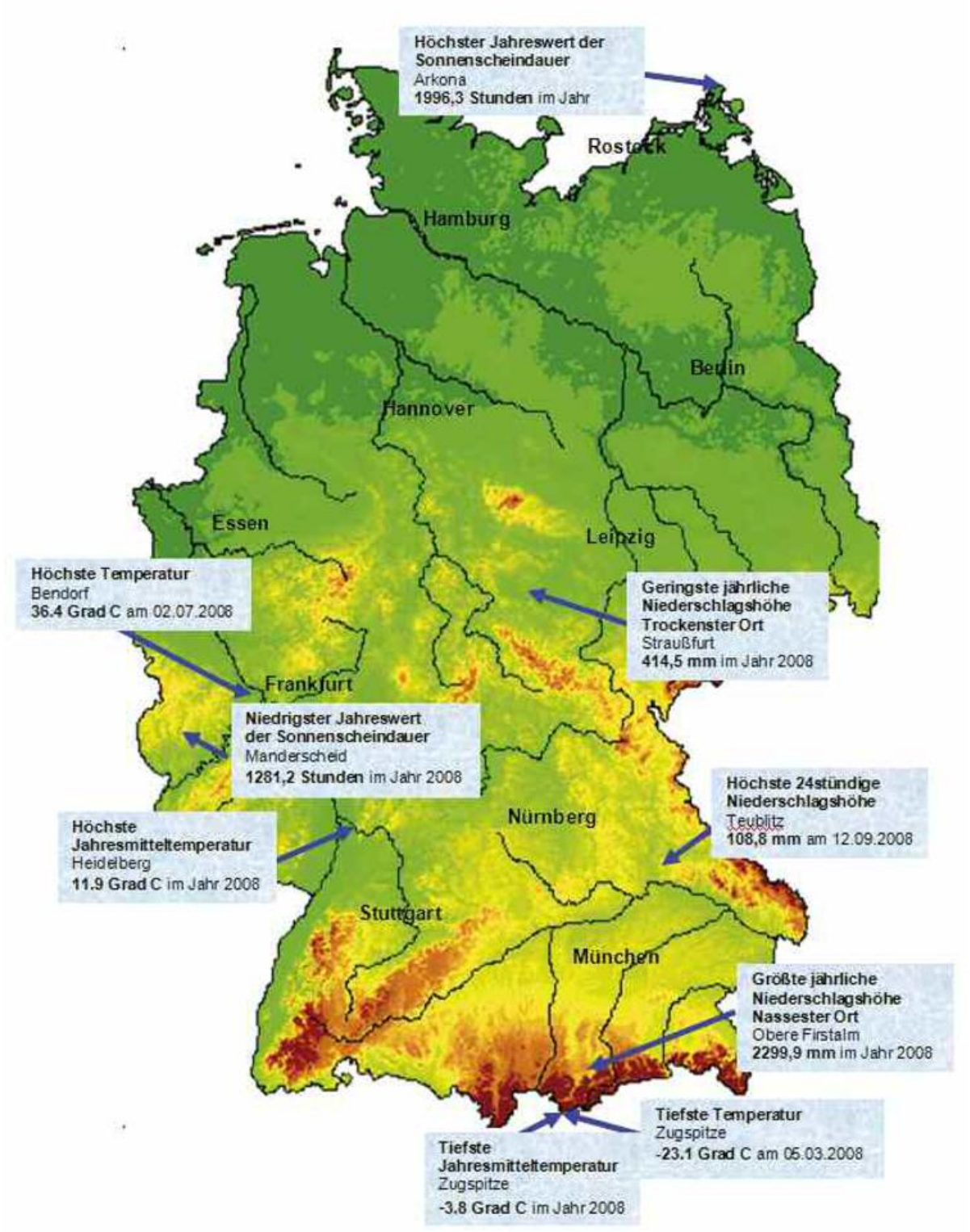
LANDSBERG, H.E. (1981): The Urban Climate, Int. Geophys. Ser. Vol. 28, Academic Press, New York.

MASUCH, J. & HOLLENBACH; K. (2008): Bedeutung der neuen t,x-Korrelationen zur Auslegung von Heizungs- und Klimaanlagen mit genau definiertem Risiko, Vortag zur CCI-VBI-VDI-Veranstaltung, Berlin (persönliche Mitteilung).

WIENERT, U. (2002): Untersuchungen zur Breiten- und Klimazonenabhängigkeit der urbanen Wärmeinsel – eine statistische Analyse, Essener Ökologische Schriften, Westarp Wissenschaften, Hohenwarsleben.

WITTERUNGSREPORT EXPRESS (2009): Jahreskurzübersicht 2008, Nr. 13, Jahrgang 10, elektronische Veröffentlichung des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach

Extremwertkarte



Die eingetragenen Extremwerte beruhen auf den Messungen der Beobachtungsstationen des DWD. Im Einzelfall können noch stärkere Extreme aufgetreten sein, die von den Messstellen nicht erfasst wurden (s.a. “Die Witterung in Deutschland”). Die Angaben in der Extremwertkarte beruhen auf der Auswertung aller Daten der ca. 600 Klima- und 2000 Niederschlagsstationen des DWD.

Die Witterung in Deutschland 2008

G. Müller-Westermeier, W. Riecke

Übersicht

Insgesamt war das Jahr 2008 in Deutschland wieder sehr warm, aber nicht so extrem wie das Vorjahr. Es gab etwa soviel Niederschlag wie in der internationalen klimatologischen Referenzperiode 1961-90, aber mehr Sonnenschein als im langjährigen mittel.

Die **Mitteltemperatur** für Deutschland berechnet aus einem interpolierten 1-km-Raster betrug 9,5 °C. Das sind 1,2 K mehr als im Bezugszeitraum 1961-1990. Damit war das Jahr 2008 das neuntwärmste seit 1901. Nur im September ergaben sich unterdurchschnittliche Temperaturen, während alle übrigen Monate wärmer waren als in der Referenzperiode. Meist waren die Abweichungen jedoch recht gering. Nur im Januar und Februar sowie im Mai und Juni lag die Mitteltemperatur im obersten Quintil ihrer Häufigkeitsverteilung.

Im Bezug auf die **Niederschlagshöhe** hatte das Jahr sehr unterschiedliche Monate. Es gab je 6 Monate mit überdurchschnittlicher und mit unterdurchschnittlicher Niederschlagshöhe, die sich weitgehend ausglichen. Das Gebietsmittel der Niederschlagshöhe für das Jahr 2008 ergab sich zu 778,3 mm. Das sind nur 10,7 mm oder 1,4 % weniger als in der Referenzperiode. Das Jahr 2008 war damit das 49.trockenste seit Beginn des 20. Jahrhunderts.

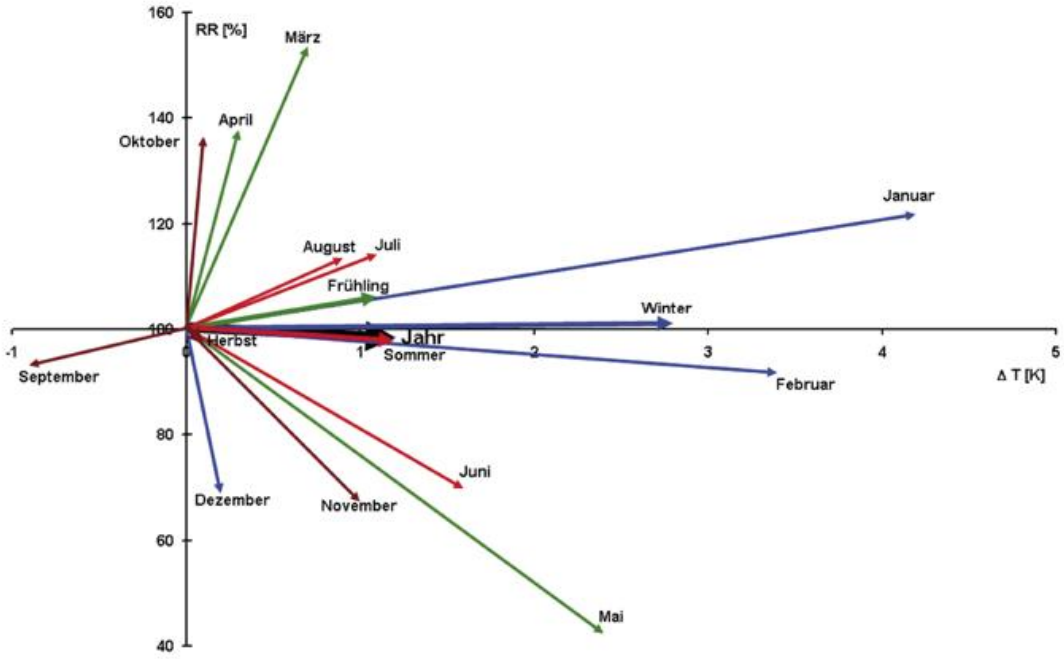


Abb. 1: Thermopluviogramm für Deutschland 2008 (Bezugszeitraum 1961 - 1990)

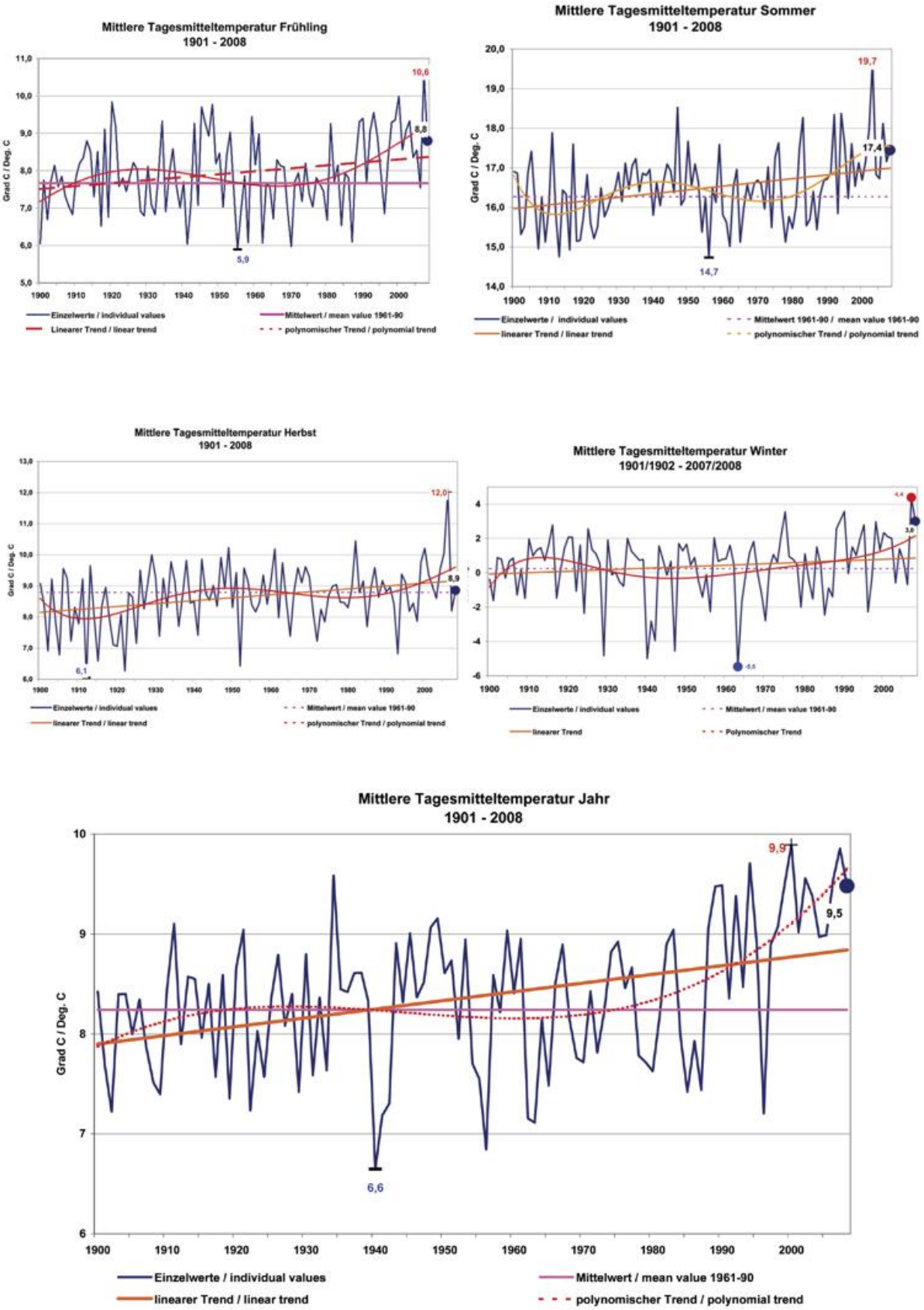
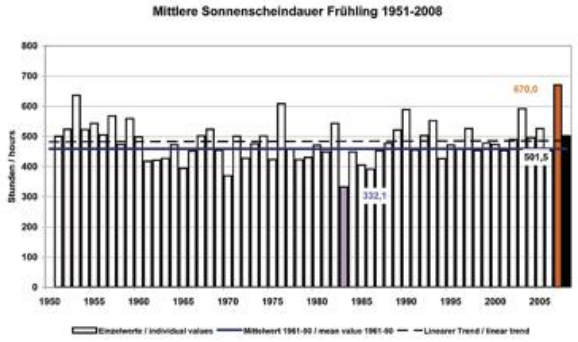
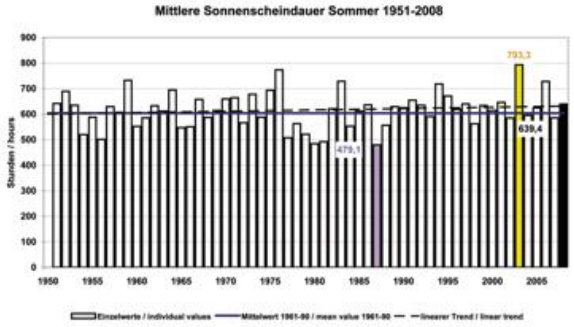
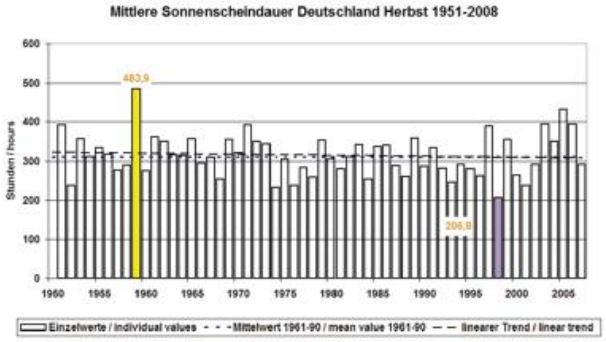
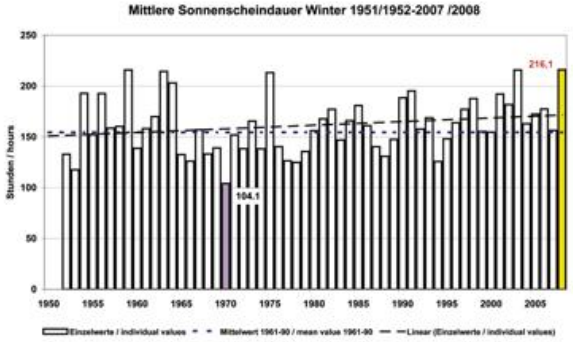


Abb. 2-6: Mittlere Tagestemperatur Deutschland 1901 - 2008









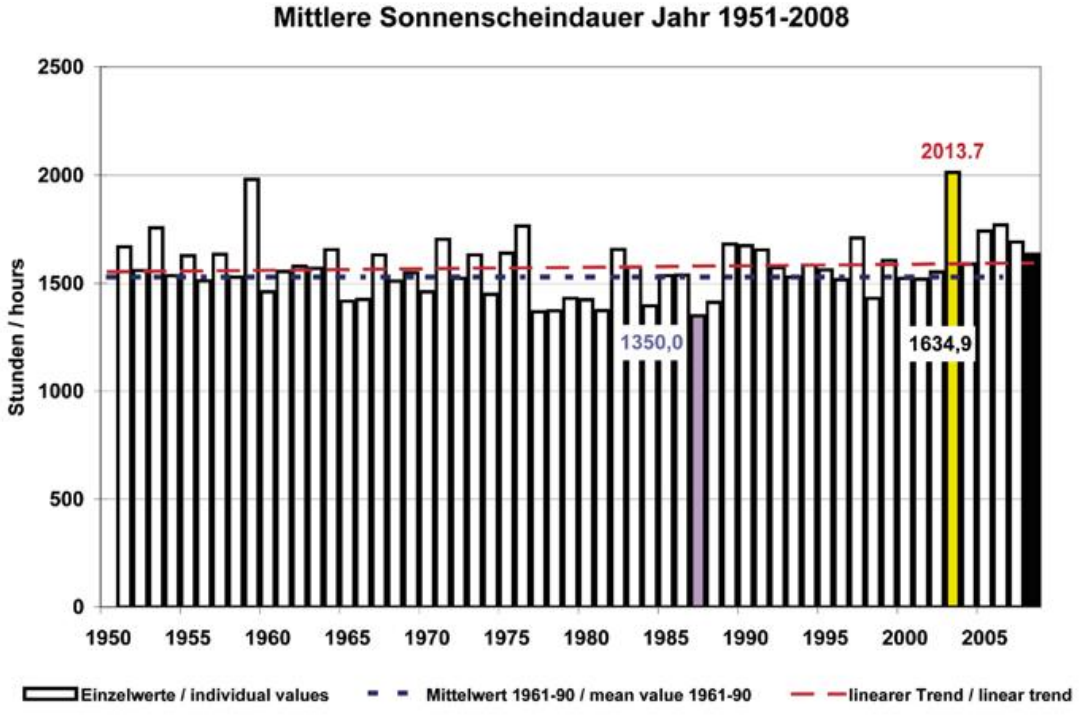
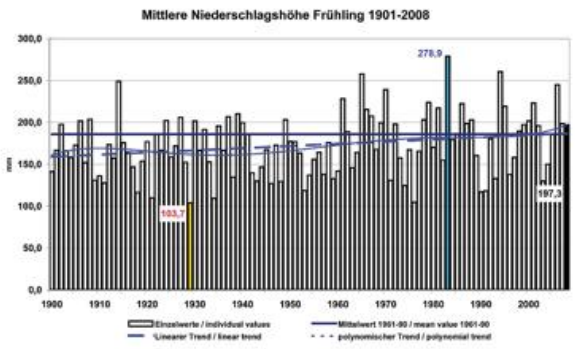
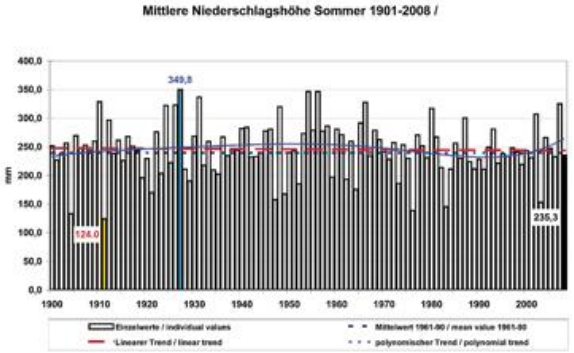
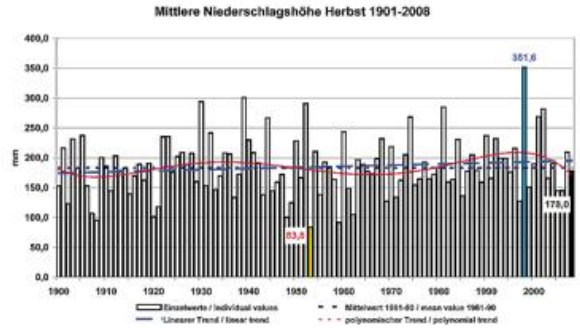
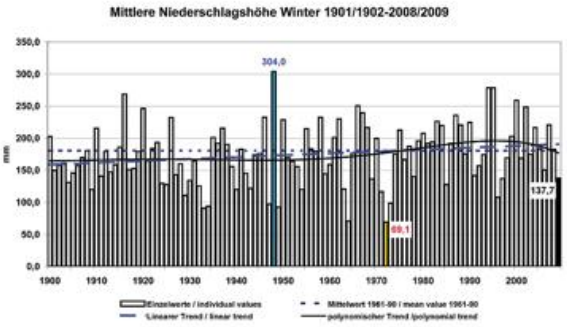


Abb.7-11: Mittlere Sonnenscheindauer Deutschland 1951 - 2008









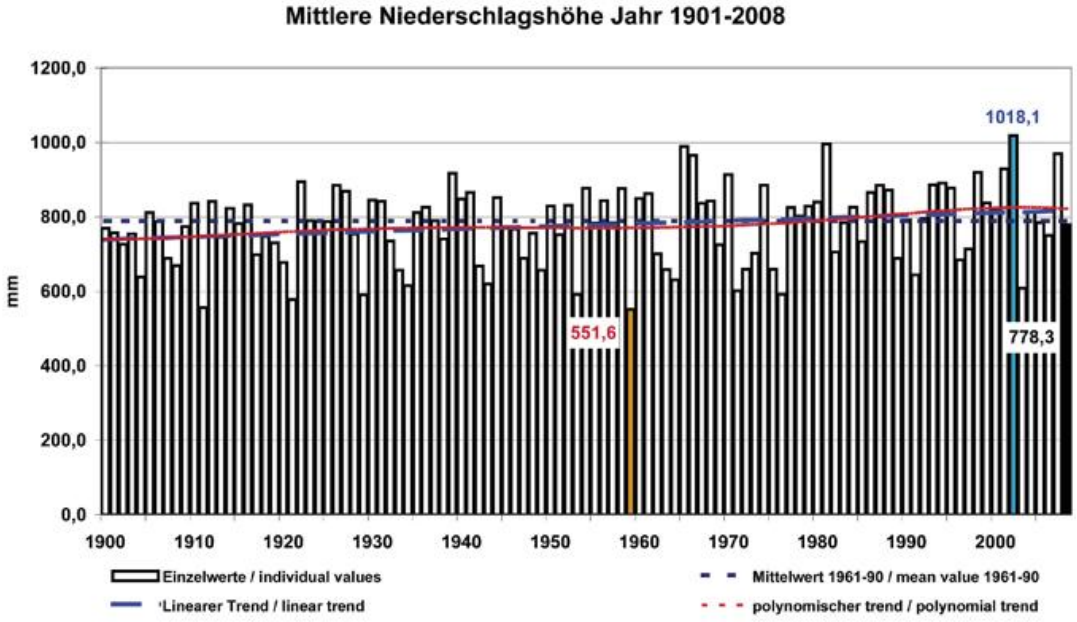


Abb. 12-16: Mittlere Niederschlagshöhe Deutschland 1901 - 2008

Hinsichtlich der **Sonnenscheindauer** ergaben sich ebenfalls 6 überdurchschnittlich sonnenscheinreiche Monate und 6 Monate mit Sonnenscheindefiziten. Die Sonnenscheinüberschüsse waren aber meist höher als die Defizite. Daher wurde das Jahr insgesamt recht sonnenscheinreich. Als Gebietsmittel für Deutschland ergab sich eine Sonnenscheindauer von 1634,9 Std.. Das sind 106,5 Std. oder 7,0 % mehr als in der Referenzperiode. Damit wurde das Jahr 2008 das 17.sonnigste seit 1951.

Das Deutschland weite Flächenmittel der **Globalstrahlung** betrug im Jahr 2008 1075 kWh/m^2 und lag damit 3,7 % über dem vieljährigen Mittel von 1981 – 2000. Damit gab es im sechsten Jahr hintereinander eine positive Abweichung vom vieljährigen Durchschnitt, der bei 1037 kWh/m^2 liegt.

Auch in 2008 entsprach die Globalstrahlungsverteilung über Deutschland mit ihrem Maximum über Süddeutschland und dem Minimum über dem nördlichen Mittelgebirgsraum den mittleren Verhältnissen. Einer minimalen Einstrahlungssumme von 901 kWh/m^2 im Bereich des östlichen Teutoburger Waldes stand ein süddeutscher Wert von 1200 bis 1220 kWh/m^2 zwischen München und Konstanz entgegen.
Eher untypisch wies ebenfalls die Region Freiburg/Hochschwarzwald ein Einstrahlungsminimum auf, während das norddeutsche Küstengebiet ein sekundäres Maximum aufzeigte.
So ergaben sich für diese Gebiete auch die deutlichsten Abweichungen vom vieljährigen Mittel. In Freiburg betrugen sie -12 %, in Flensburg +12 %. Während Januar und Februar in Freiburg noch eine positive Einstrahlungsbilanz aufwiesen, war diese bereits am Ende des Folgemonats aufgezehrt. Nachfolgend blieb sie stets unter dem Durchschnitt. Zu dem überdurchschnittlichen Jahresergebnis in Flensburg trugen insbesondere die Monate März bis Juni bei.

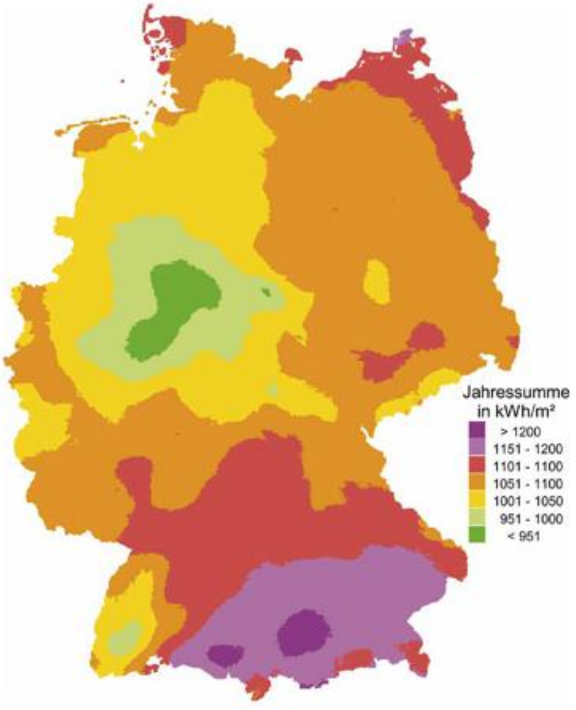


Abb. 17: Globalstrahlungskarte 2008

Der Verlauf der Witterung

Der **Witterungsverlauf** des Jahres lässt sich folgendermaßen beschreiben:

Der **Januar** war in ganz Deutschland sehr mild und überwiegend niederschlagsreich, wegen der hohen Temperaturen fiel jedoch kaum Schnee. In Norddeutschland wurde teilweise mehr als das doppelte der normalen Niederschlagsmenge registriert, während im Westen und Süden auch Niederschlagsdefizite auftraten. Die Sonnenscheindauer lag meist über den langjährigen Mittelwerten, insbesondere im Süden. Im Nordwesten gab es aber teilweise auch deutlich zu wenig Sonnenschein.

Auch der **Februar** war überall sehr mild und sonnenscheinreich. Im Gebietsmittel von Deutschland war es der drittsonnigste Februar seit 1951 (hinter 1975 und 2003). Die Niederschläge waren überwiegend gering. Im Osten und Süden fiel teilweise weniger als die Hälfte, örtlich nur ein Viertel der normalen Niederschlagsmenge. In Norddeutschland und in einem Streifen von Trier bis Nürnberg gab es aber auch erhebliche Niederschlagsüberschüsse.

Zusammen mit dem milden und relativ sonnenscheinreichen Dezember des Vorjahrs ergab sich insgesamt ein äußert milder und extrem sonnenscheinreicher Winter. Im Gebietsmittel von Deutschland war es der sonnigste Winter seit 1951 (vor den Wintern 2002/03 und 1958/59) und 5.mildeste seit 1891. In Bezug auf die Niederschlagsmenge war der Winter 2007/08 durchschnittlich.

Jahr

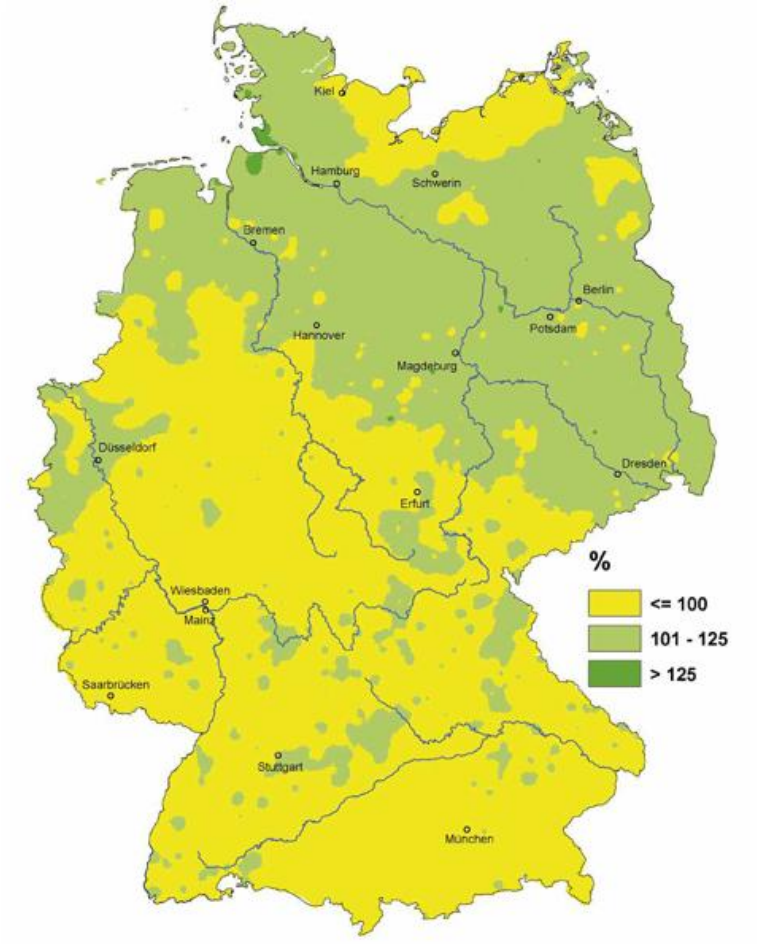


Abb. 18: Niederschlagshöhe 2008 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990

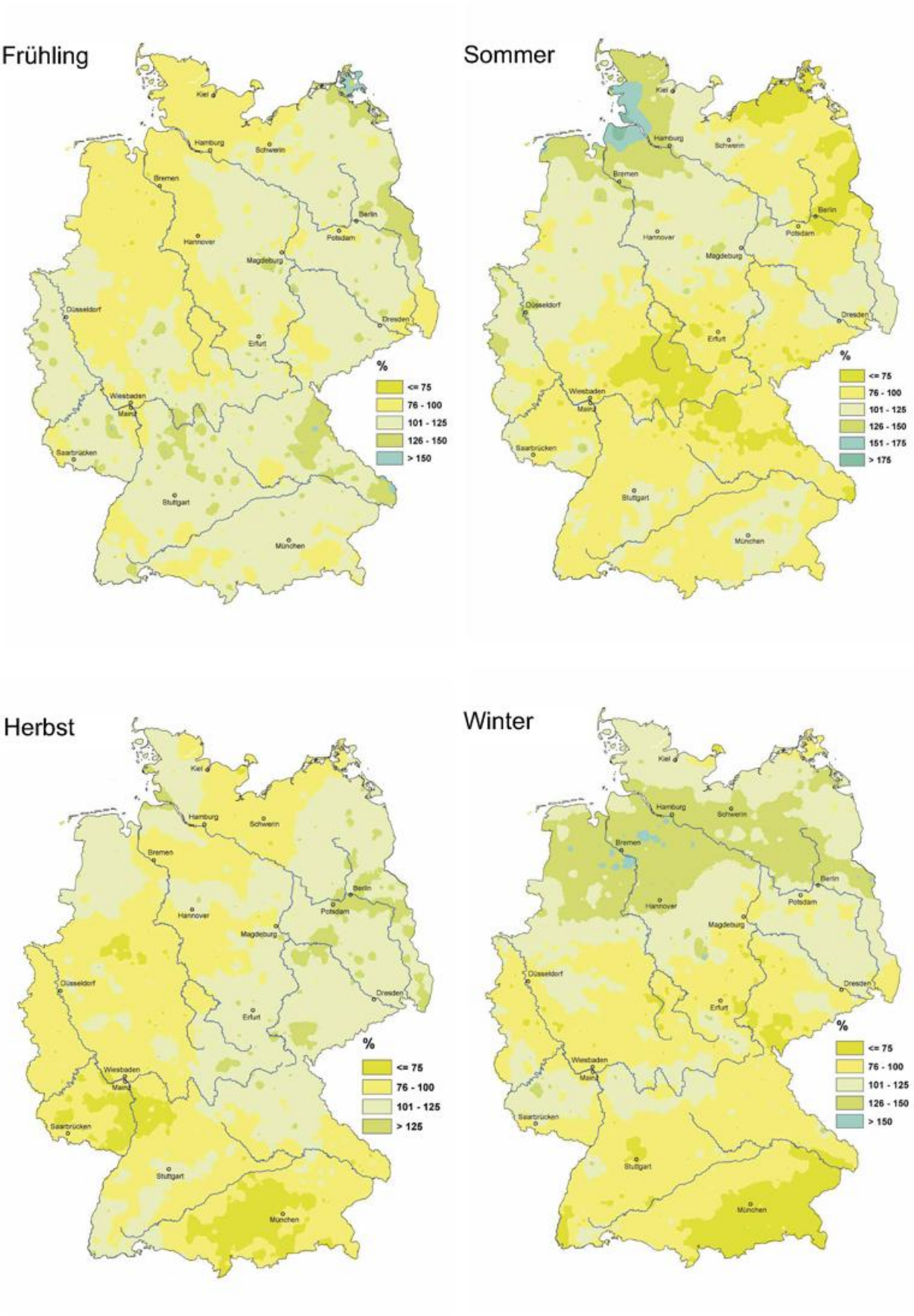


Abb. 18 a-d: Niederschlagshöhe der Jahreszeiten in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990

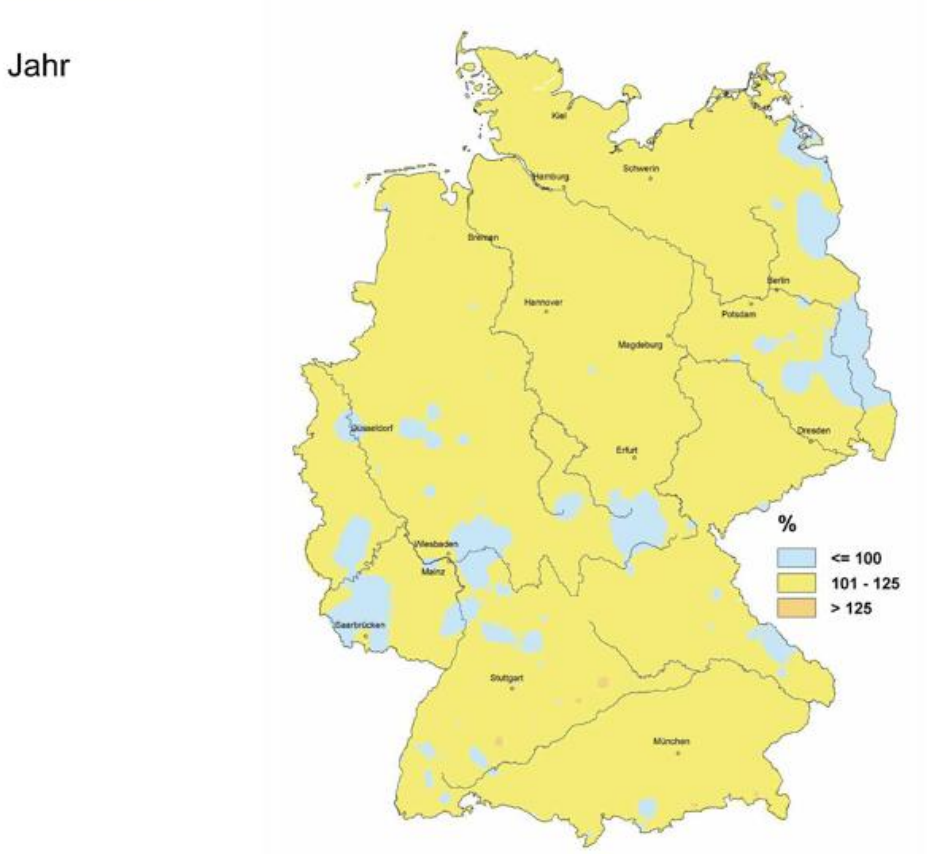


Abb. 19: Sonnenscheindauer 2008 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990

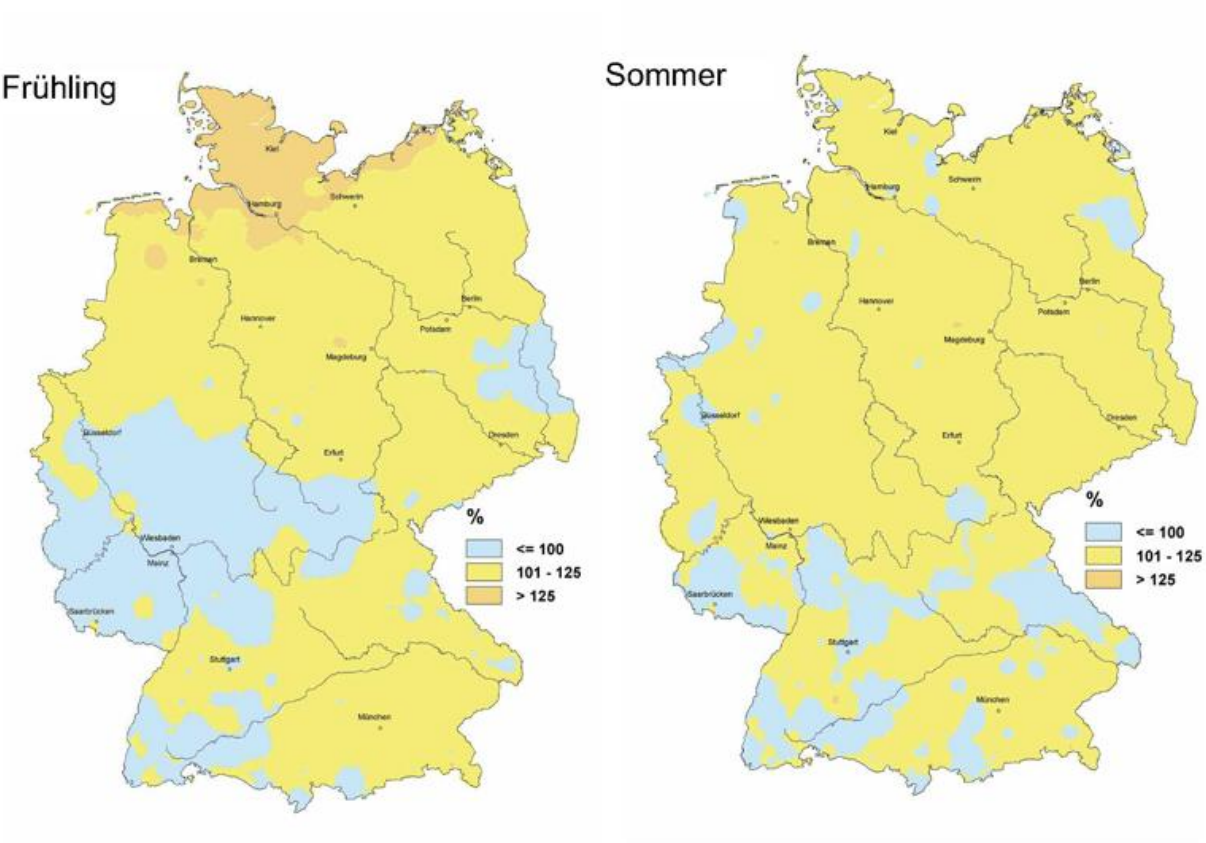


Abb. 19a-b: Sonnenscheindauer der Jahreszeiten in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990

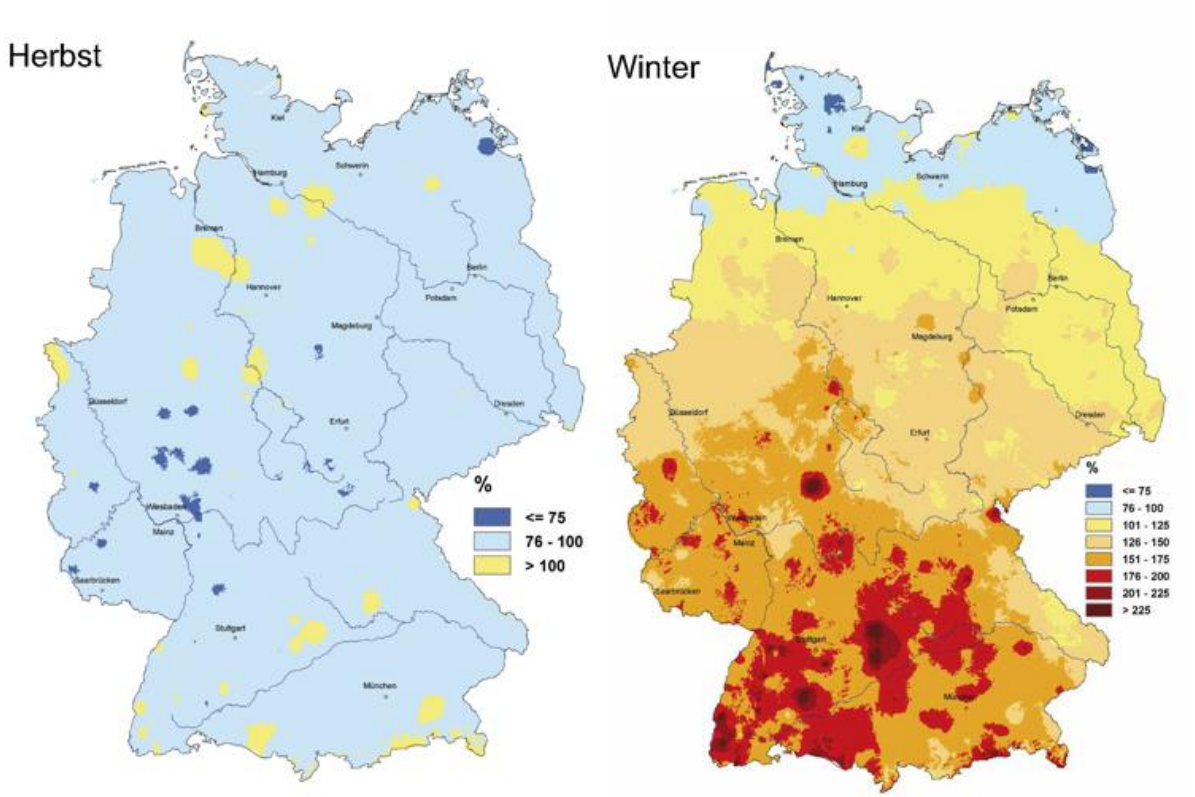


Abb. 19c-d: Sonnenscheindauer der Jahreszeiten in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990

Während in den ersten beiden Monaten viele Hochdruckgebiete auftraten, dominierten im **März** die Tiefdruckgebiete. Die Mitteltemperatur lag außer an den Küsten nur noch wenig über dem langjährigen Mittel, es gab fast überall mehr Niederschlag als in der Referenzperiode 1961-90, und die Sonne ließ sich meist nur relativ selten blikken. Eine markante Kälteperiode gegen Monatsende brachte für zahlreiche Stationen die kältesten Osterfeiertage seit Beginn der Messungen.

Der **April** war ganz im Gegensatz zum Vorjahr außer im Nordwesten niederschlagsreich sowie sonnenscheinarm, und die Durchschnittstemperatur lag im Gebietsmittel nur wenig über dem Referenzwert.

Der **Mai** war sehr warm, trocken und sonnenscheinreich. Im Gebietsmittel von Deutschland war es der drittsonnigste Mai seit 1901 (hinter 1919 und 1992). Beim Niederschlag belegte der Monat Platz 4 unter den besonders trockenen Maimonaten und bei der Temperatur immerhin Platz 7.

Da alle drei Frühjahrsmonate wärmer als im langjährigen Mittel waren, wurde auch der Frühling insgesamt wieder zu warm. Die Abweichung war aber bei weitem nicht so extrem wie im Vorjahr. Bei Sonnenschein und Niederschlag glichen sich die unterschiedlichen Frühlingsmonate weitgehend aus.

Auch der **Juni** war warm und abgesehen vom Südwesten sonnenscheinreich. Im größten Teil Deutschlands war der Monat recht trocken. Es gab aber auch schwere

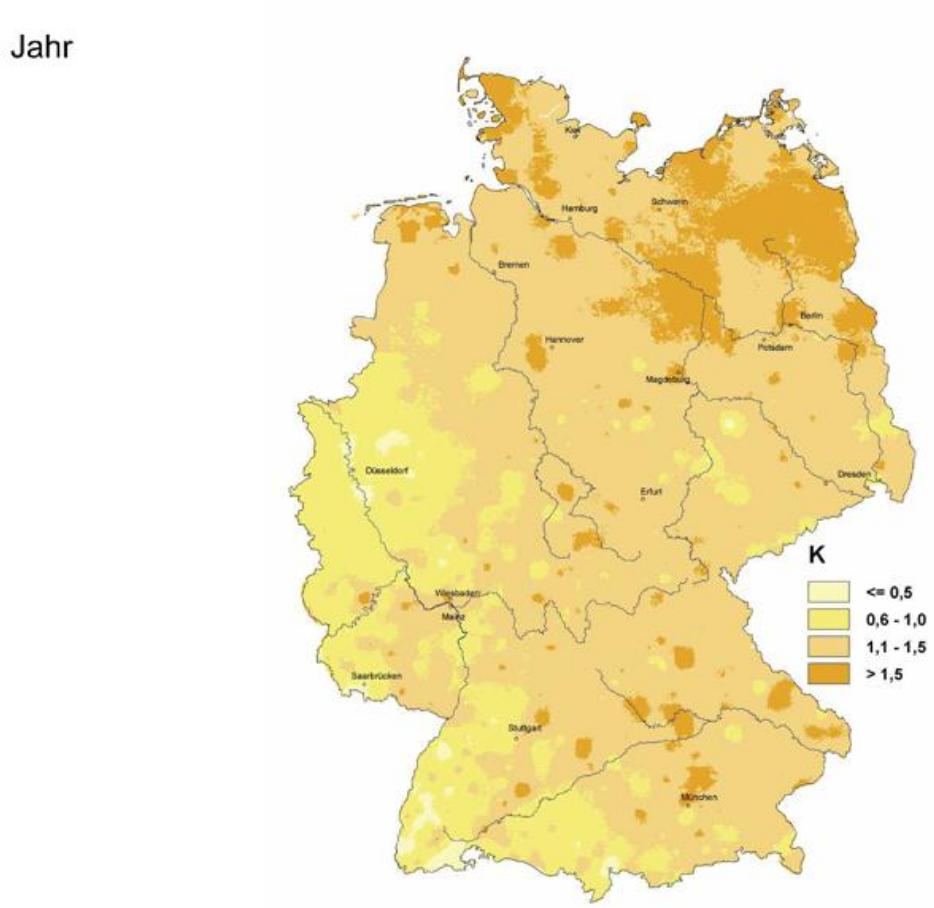


Abb. 20: Temperaturabweichung 2008 vom vieljährigen Mittel 1961 - 1990

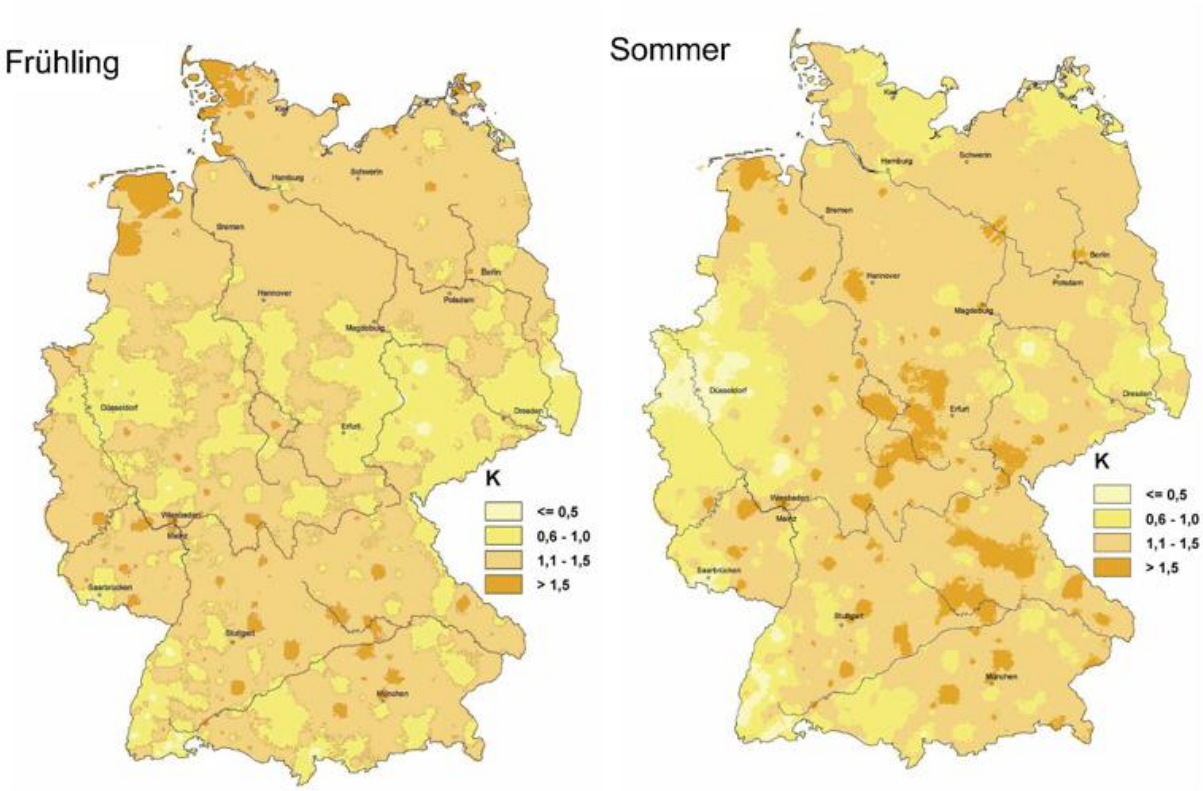


Abb. 20a-b: Temperaturabweichung der Jahreszeiten vom vieljährigen Mittel 1961 - 1990

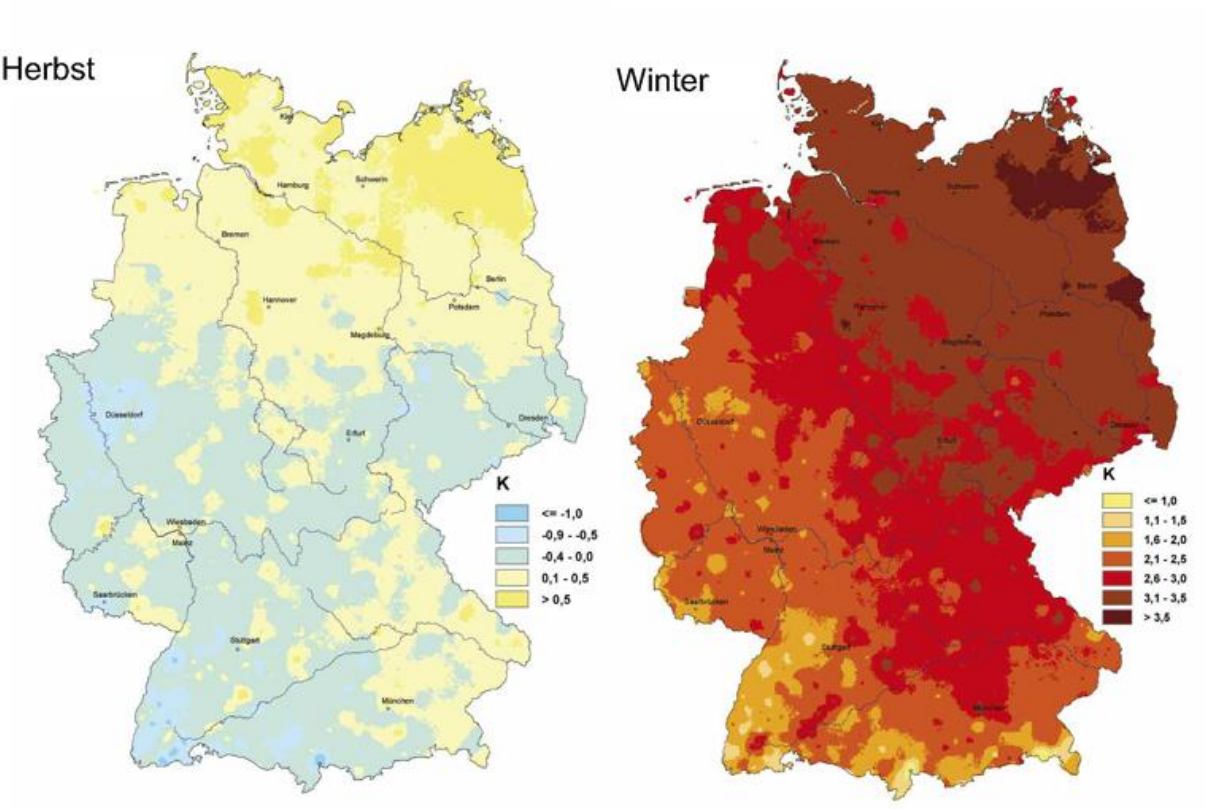


Abb. 20c-d: Temperaturabweichung der Jahreszeiten vom vieljährigen Mittel 1961 - 1990

Gewitter mit Starkregen. Dies führte lokal zu Überschwemmungen, die mehrere Todesopfer forderten und große Sachschäden verursachten.

Der **Juli** war ebenfalls wärmer als im langjährigen Mittel. Die Niederschläge lagen im Gebietsmittel etwas über den Bezugswerten. Dabei gab es aber große regionale Unterschiede. Während im Nordwesten und Westen bis über das Doppelte der normalen Regenmenge fiel, wurde an der Ostsee, in Rheinland-Pfalz, Hessen und Nordbayern teilweise nicht einmal die Hälfte des langjährigen Mittels registriert. Die Sonnenscheindauer lag im Norden etwas über dem Referenzwert, während im Westen und Süden sowie im südlichen Ostdeutschland die Normalwerte meist nicht ganz erreicht wurden.

Im **August** war der Witterungscharakter ähnlich wie im Vormonat mit leicht überdurchschnittlichen Werten bei Temperatur und Niederschlag. Erneut traten große Niederschlagsüberschüsse im Nordwesten auf, während es im Mittelgebirgsraum recht trocken war. Abgesehen von Süddeutschland gab es relativ wenig Sonnenschein.

Da auch in dieser Jahreszeit wieder alle Monate wärmer als im langjährigen Mittel waren, wurde der Sommer insgesamt ebenfalls warm, während sich bei der Niederschlagsmenge und der Sonnenscheindauer die monatlichen Überschüsse und Defizite weitgehend ausglichen.

Im **September** lag zum ersten Mal seit November 2007 die Durchschnittstemperatur im Gebietsmittel von Deutschland wieder unter dem Wert der Referenzperiode 1961-90. Nur an den Küsten wurden die Bezugswerte erneut überschritten. Die Niederschlagsmenge lag überwiegend unter den Referenzwerten. Dabei traten aber erneut große regionale Unterschiede auf. Während in Norddeutschland, in Südbayern und im Rhein-Neckar-Raum oft weniger als die Hälfte der normalen Regenmenge fiel, gab es in Ostdeutschland und Nordbayern teilweise beträchtliche Niederschlagsüberschüsse.

Im **Oktober** lag die Durchschnittstemperatur im Gebietsmittel schon wieder etwas über dem Wert der Referenzperiode 1961-90. Dabei gab es recht viel Niederschlag, wobei aber erneut große räumliche Unterschiede auftraten. Diesmal waren die Überschüsse an der Nordsee, im Osten und in den Niederungen Baden-Württembergs besonders groß. Dort fiel örtlich mehr als das Doppelte der normalen Regenmenge. Im nordwestlichen Binnenland, westlich des Rheins und in Südbayern wurden die Normalwerte hingegen teilweise nicht erreicht. Es gab meist weniger Sonnenschein als im langjährigen Mittel. Nur in Ost- und Süddeutschland zeigten sich auch leichte Sonnenscheinüberschüsse.

Auch der **November** war mild, aber trocken. In Baden-Württemberg, Rheinland-Pfalz, Südhessen und Nordbayern blieben die Relativwerte des Niederschlags teilweise unter 30 %. Dabei gab es recht wenig Sonnenschein. In der norddeutschen Tiefebene und in den nördlichen Mittelgebirgen wurde oft nicht einmal die Hälfte der normalen Sonnenscheindauer registriert. Nur im Erzgebirge und in Süddeutschland gab es Sonnenscheinüberschüsse.

Die Mitteltemperatur im klimatischen Herbst (September, Oktober, November) lag trotz des kühlen Septembers knapp über den Bezugswert der Periode 1961-90. Hinsichtlich Niederschlag und Sonnenschein blieb die Jahreszeit etwas unter dem langjährigen Mittel.

Im **Dezember** entsprach die Mitteltemperatur weitgehend dem Wert des Bezugszeitraums. Auch dieser Monat war wieder recht trocken, wobei sich vor allem im Nordwesten sehr große Niederschlagsdefizite ergaben. Für einzelne Stationen in dieser Region war es der trockenste Dezember seit Beginn der Messungen. Die Sonnenscheindauer lag meist über dem langjährigen Mittel. Nur im Norden und Osten sowie im Südwesten wurden die Bezugswerte teilweise nicht erreicht.

Die Verteilung der Wetterlagen

Im Folgenden wird die Häufigkeit der 2008 aufgetretenen Wetterlagen beschrieben:

Die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD beruht auf numerischen Kriterien, die auf jede meteorologische Situation über Mitteleuropa angewendet werden können. Die Klassifizierung wird einmal täglich um 12 UTC durchgeführt und das Ergebnis als die Wetterlage betrachtet, die für den ganzen Tag gültig ist. Die Datengrundlage liefert das operationelle Wetteranalyse- und Vorhersagesystem des DWD. Kriterien für die Einteilung der Wetterlagenklassen sind die Zirkulationsformen der

Atmosphäre (Zyklonalität) in 950 und 500 hPa, die großräumige Anströmrichtung in 700 hPa und der Feuchtegehalt der Troposphäre. Dadurch ergeben sich 40 verschiedene Wetterlagenklassen.
Die Klasseneinteilung erfolgt nach folgendem Schema:

Jede Wetterlagenklasse wird mit einer fünfstelligen Buchstabenkennung abgekürzt, und zwar in folgender Anordnung:

aa z_{950} z_{500} f mit:

aa	**=:**	**Anströmrichtung:**	**XX = keine vorherrschende Richtung, NO = Nordost, SO = Südost, SW = Südwest, NW = Nordwest;**
z_{950} z_{500}	**=:**	**Zyklonalität in 950 bzw. 500 hPa:**	**Z = zyklonal, A = antizyklonal;**
f	**=:**	**Feuchte**	**F = feucht, T = trocken.**

Beispiel:
NOAZT = Nordost, antizyklonal in 950 hPa, zyklonal in 500 hPa, trocken.

Häufigkeit der Wetterlagenklassen 2008

Folgende Wetterlagen sind im Jahr 2008 aufgetreten (in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit):

Rang	Wetterlage	Anzahl	in %	Rang	Wetterlage	Anzahl	in %
1	SWAAF	44	12.02	19	SWZZT	6	1.64
2	NWAZT	31	8.47	20	SWZAT	5	1.37
3	NWAAF	26	7.10	21	NWZZT	5	1.37
4	SWAAT	25	6.83	22	NWAZF	4	1.09
5	NWAAT	24	6.56	23	SOZAT	4	1.09
6	SWAZT	24	6.56	24	SOZZF	3	0.82
7	SWZAF	21	5.74	25	SOAAF	2	0.55
8	NOAAT	18	4.92	26	XXAZF	2	0.55
9	XXAAT	17	4.64	27	XXZZF	2	0.55
10	SWZZF	15	4.10	28	NWZZF	2	0.55
11	SWAZF	14	3.83	29	SOAAT	1	0.27
12	XXAZT	12	3.28	30	NOAZF	1	0.27
13	NOAZT	11	3.01	31	SOAZF	1	0.27
14	XXZAF	11	3.01	32	NWZAF	1	0.27
15	SOZAF	10	2.73	33	NOZZT	1	0.27
16	XXAAF	8	2.19	34	SOZZT	1	0.27
17	XXZZT	7	1.91	35	NOZZF	1	0.27
18	XXZAT	6	1.64				

Die Wetterlagenklassen SOAZT, NOZAT, NWZAT, NOZAF und NOAAF sind im Jahr 2008 nicht vorgekommen.
Besonders häufig trat in diesem Jahr die hochreichend antizyklonale, feuchte Südwestlage SWAAF auf. Auch die Südwestlage SWAZT und die antizyklonale Nordostlage NOAAT waren häufiger vertreten als im langjährigen Mittel. Demgegenüber wurde die hochreichend antizyklonale, trockene Nordwestlage NWAAT deutlich weniger häufig beobachtet als im Mittel. Die 7 Lagen, SWAAF, NWAZT, NWAAF, SWAAT, NWAAT, SWAZT und SWAZF stellten zusammen 53 % aller Lagen dar.

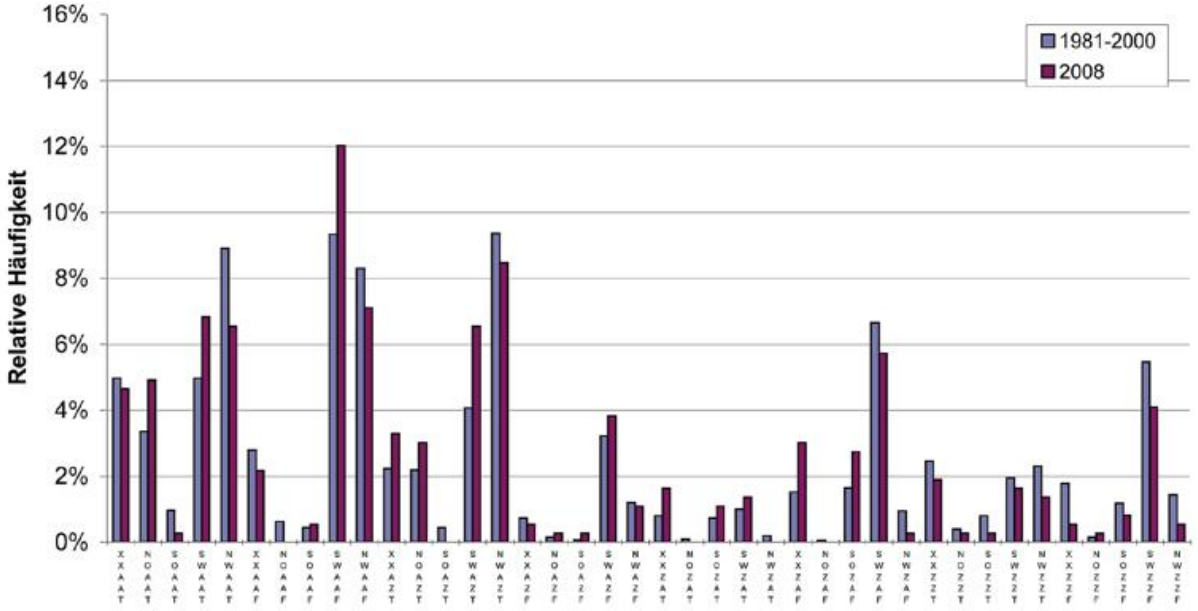


Abb. 23: Relative Häufigkeitsverteilung der objektiven Wetterlagenklassen 2008 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

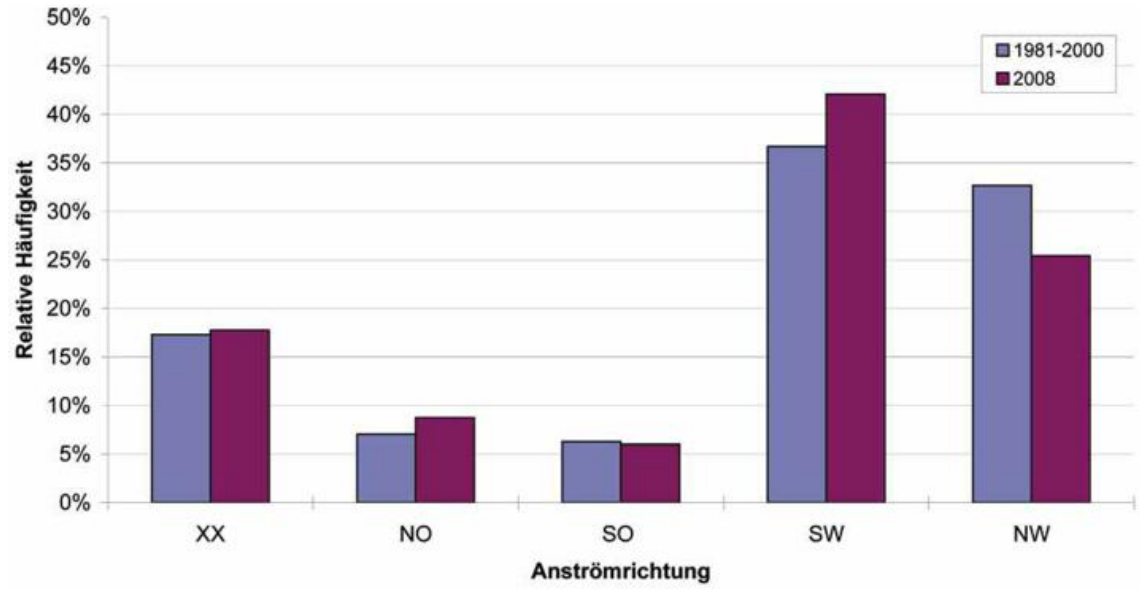


Abb. 24: Relative Häufigkeitsverteilung der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2008 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

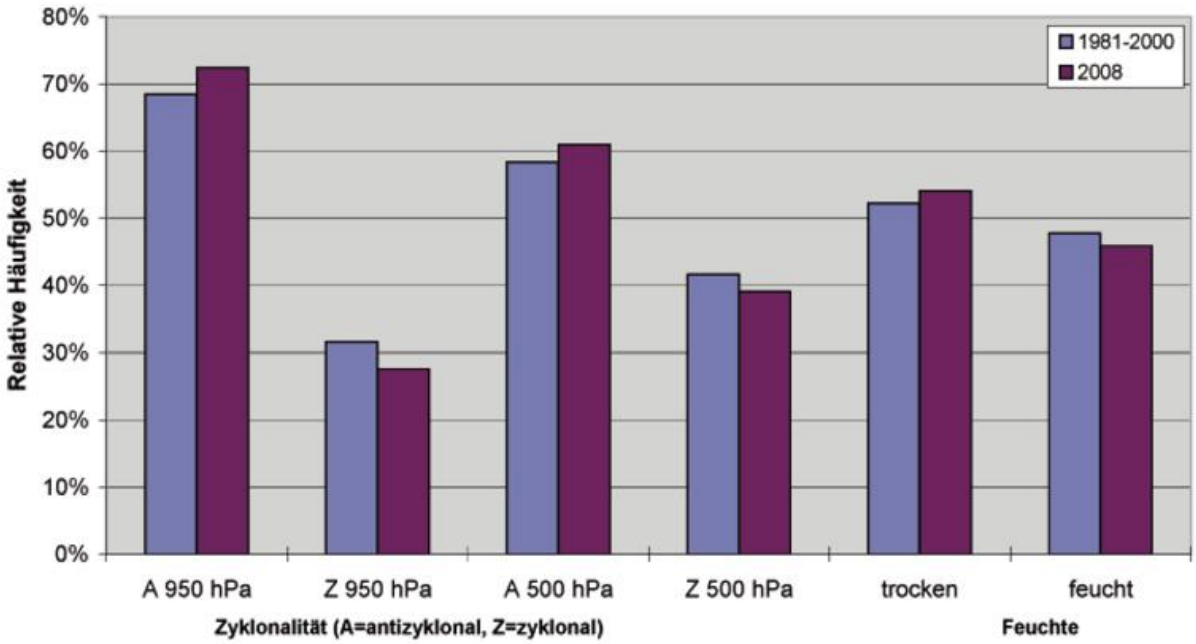


Abb. 25: Relative Häufigkeitsverteilung der Zyklonalitäts- und Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2008 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

Häufigkeit von Wetterlagengruppen 2008

Bei den Häufigkeiten der Wetterlagengruppen (Abb. 23 und 24) ist festzustellen, dass die Nordwestlagen zugunsten der Südwestlagen schwächer vertreten waren als im Referenzzeitraum 1981-2000. Die Häufigkeit der Lagen mit Ostkomponente sowie der Lagen ohne eindeutig vorherrschende Windrichtung entsprach weitgehend dem langjährigen Mittel.
In 950 hPa und in 500 hPa waren die antizyklonalen Lagen etwas häufiger als im langjährigen Mittel. Die feuchten Lagen traten etwas seltener auf als im Bezugszeitraum.

Tab. 1: Monatliche Häufigkeiten (in Tagen) für die Anströmrichtungen (XX, NO, SO, SW, NW), die Zyklonalität (A=antizyklonal, Z=zyklonal) in 950 und 500 hPa und die Feuchteklassen (feucht und trokken) im Jahr 2008. Zum Vergleich die Deutschlandflächenmittel-Anomalien der Monatsmitteltemperatur (positive Zahlen: warm, negative: kalt) und die monatlichen Niederschlagssummen (in %) als Prozentsatz des Klimamittels 1961-1990.

WLK/Monat	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	*Jahr*
XX	1	3	4	11	14	4	4	4	6	2	5	7	65
NO	1	6	0	3	5	1	2	0	11	0	0	3	32
SO	0	0	0	1	3	5	3	0	0	0	3	7	22
SW	18	9	13	13	6	14	15	20	11	19	11	5	154
NW	11	11	14	2	3	6	7	7	2	10	11	9	93
A 950 hPa	22	25	25	18	18	23	22	27	28	24	17	16	265
Z 950 hPa	9	4	6	12	13	7	9	4	2	7	13	15	101
A 500 hPa	20	24	12	13	26	22	18	19	16	21	14	18	223
Z 500 hPa	11	5	19	17	5	8	13	12	14	10	16	13	143
trocken	10	17	17	19	19	13	13	11	20	20	15	24	198
feucht	21	12	14	11	12	17	18	20	10	11	15	7	168
Temperatur	4.1	3.3	0.7	0.3	2.4	1.6	1.1	0.9	-0.9	0.1	1.0	0.2	1.2
Niederschlag	119	90	148	133	40	70	111	113	92	135	63	66	96

Jahresverlauf der Wetterlagen und Zusammenhang mit Temperatur/Niederschlag

- Anströmrichtung

Südwestlagen traten im Januar, August und Oktober recht häufig auf, während sie im Mai und Dezember selten waren. Nordwestlagen waren von Januar bis März sowie wieder ab Oktober relativ häufig, während sie im Sommerhalbjahr, insbesondere im April, Mai und September nur wenig auftraten. Die Häufigkeit der Lagen mit Ostkomponente war im Mai, September und Dezember relativ hoch, während sie im März, August und Oktober gar nicht auftraten. Lagen mit uneinheitlicher Anströmrichtung waren im April und Mai ungewöhnlich häufig.

- Zyklonalität

In 950 hPa waren antizyklonale Lagen in allen Monaten häufiger als die zyklonalen Lagen. Besonders deutlich dominierten sie im Februar und März sowie im August und September. In 500 hPa waren die antizyklonalen Lagen in 9 Monaten vorherrschend, insbesondere im Februar, im sehr trockenen und warmen Mai sowie im Juni. Zyklonale Lagen dominierten in den niederschlagsreichen Monaten März und April, hatten aber auch im trockenen November eine Mehrheit.

- Feuchte

Von Februar bis Mai, im September und Oktober sowie im Dezember herrschten trockene Lagen vor, während im Januar sowie von Juni bis August überwiegend feuchte Lagen auftraten. Dies ist jedoch nur bedingt mit dem Niederschlag korreliert. Vielmehr spiegelt der Feuchtegehalt der Luftmasse oft nur die Temperaturverhältnisse wider, da kalte Luft einen niedrigeren Sättigungsdampfdruck besitzt als eine warme Luftmasse. So hatten von den 7 Monaten mit überwiegend trockenen Luftmassen 3 Monate mehr Niederschlag als im langjährigen Mittel, und sie enthielten den einzigen Monat mit unterdurchschnittlicher Mitteltemperatur sowie die 4 Monate mit den geringsten positiven Temperaturabweichungen.

- Temperatur und Niederschlag

Das Jahr 2008 war in Deutschland im Mittel 1,2 K wärmer als in der internationalen klimatologischen Referenzperiode 1961-90. Nur im September lag die Mitteltemperatur unter den Bezugswerten. Je 6 Monate waren niederschlagsreicher und 6 Monate trockener als in der Referenzperiode. Insgesamt wurde das Jahr geringfügig trockener als in der Referenzperiode.
Ein klarer Zusammenhang zwischen diesen Witterungsanomalien und den vorherrschenden Wetterlagen lässt sich nur in Einzelfällen feststellen, da Zyklonalität, Anströmrichtung und Feuchte oft gegensätzliche Tendenzen hervorbringen.

Langzeittrends 1980-2008

Bei der Anströmrichtung (Abb. 26) wurden die Trends zu einer Abnahme der Nordwestlagen und zu einer langfristigen Zunahme der Nordostlagen gestärkt.
Bei den Feuchteklassen (Abb. 27) ist die langfristige Zunahme der feuchten Lagen weiterhin vorhanden, wurde aber nicht bestätigt.
Bei der Zyklonalität (Abb. 28 und 29) ist weiterhin nur in 500 hPa ein schwacher Trend zu einer Zunahme antizyklonaler Lagen erkennbar, während in 950 hPa keine langfristigen Tendenzen feststellbar sind.

Weitere Details zur objektiven Wetterlagenklassifikation können dem Internet entnommen werden:

http://www.dwd.de/de/FundE/Klima/KLIS/prod/monitoring/wlk/wlk.htm

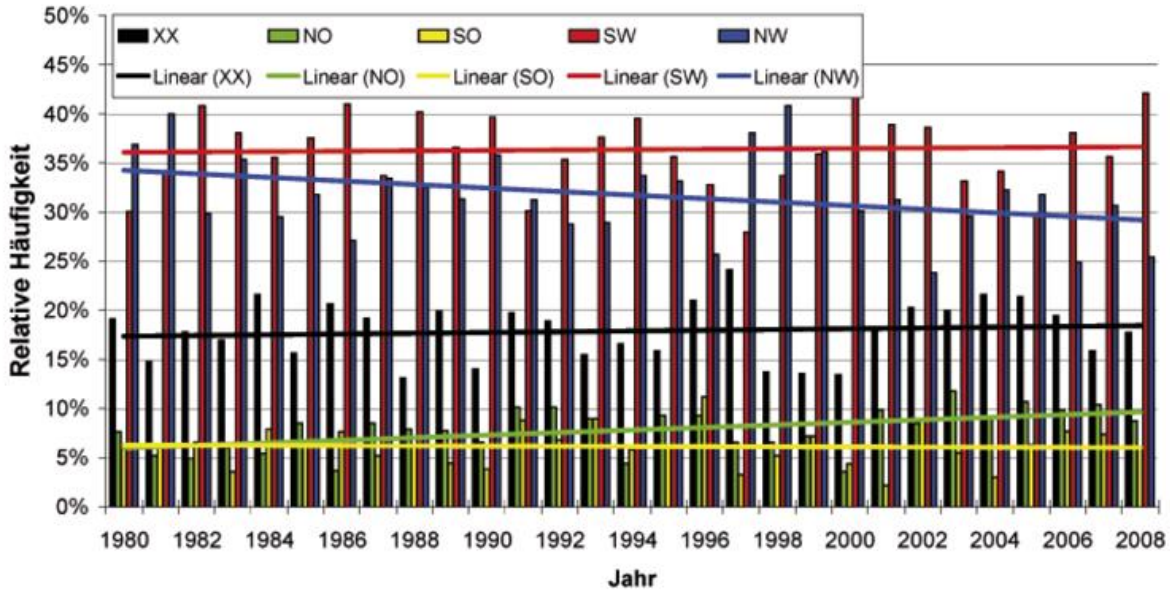


Abb. 26: Langzeittrends der Häufigkeit der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2008.

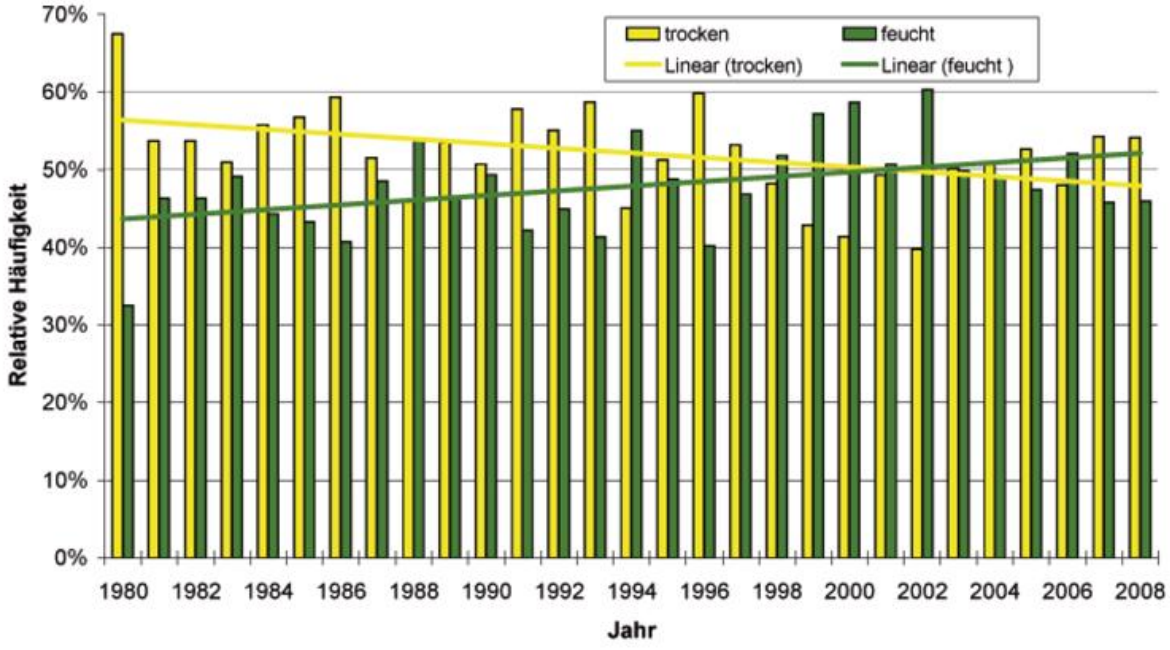


Abb. 27: Langzeittrends der Häufigkeit der Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2008.

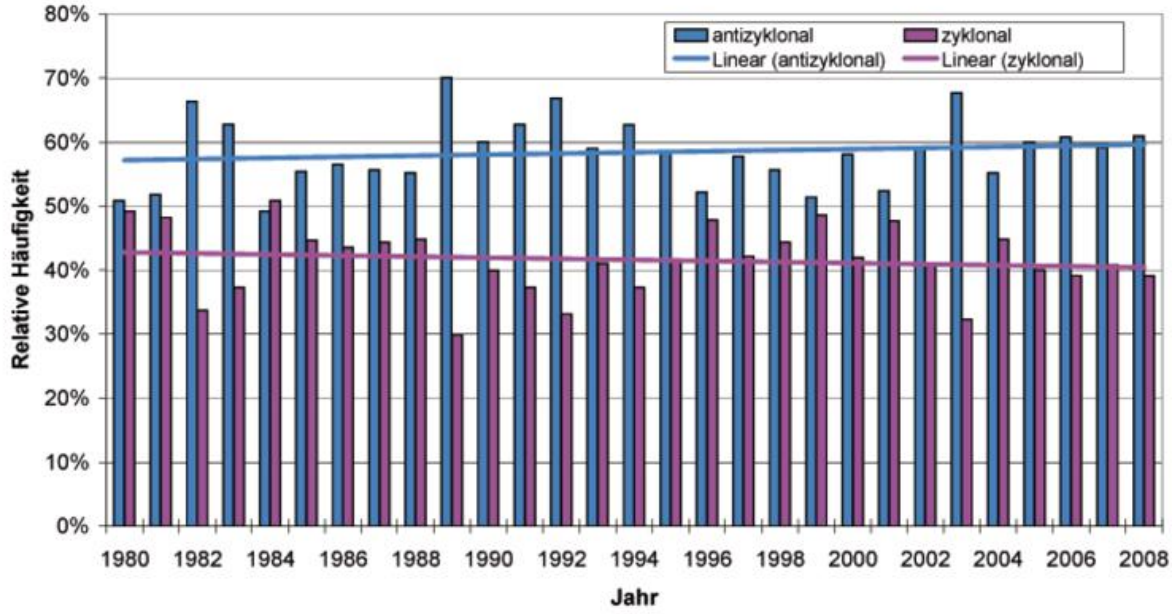


Abb. 28: Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 500 hPa der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2008.

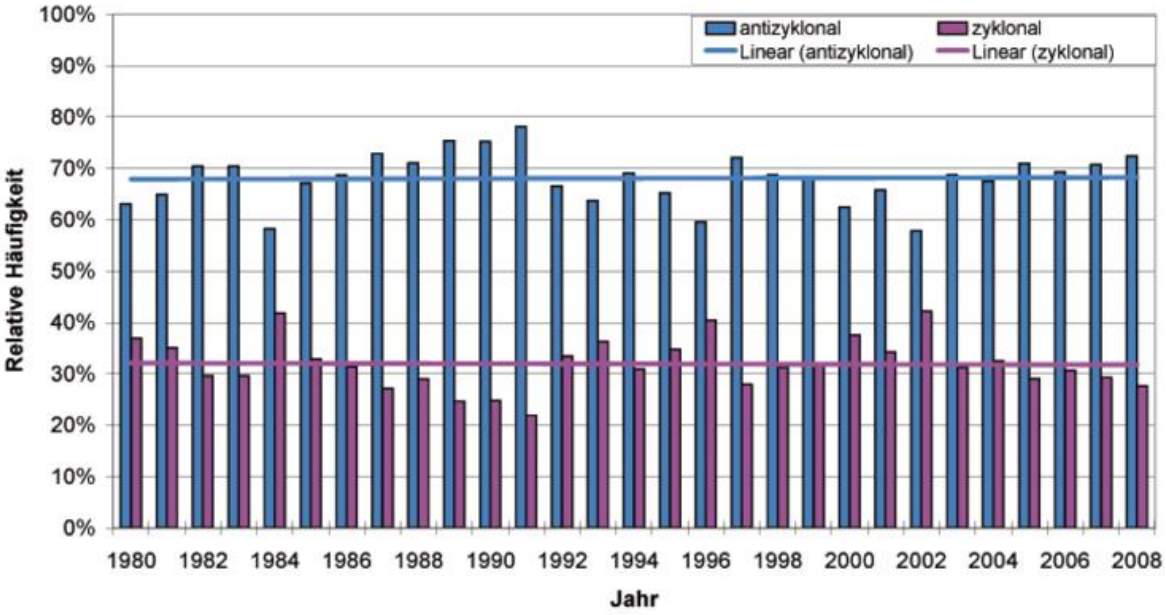


Abb. 29: Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 950 hPa der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2008.

Das Klima in den deutschen Küstengebieten 2008

C. Lefebvre

Im Küstenraum bewegten sich die Jahresmitteltemperaturen zwischen 9,5 °C und 10,6 °C. Sie lagen damit um rund 1,5 K über den Mittelwerten des Bezugszeitraums 1961-1990. Damit war das Jahr 2008 im deutschen Küstenraum so warm wie das Jahr 2006, während 2007 noch um 0,5 K wärmer war.

Wie in den Vorjahren begann das Jahr sehr mild und wenig winterlich. Die Monatsmitteltemperaturen von Januar und Februar lagen um 3-5 K über den Mittelwerten des Bezugszeitraums 1961-1990. Nur zwischen dem 3. und 5. Januar gab es Dauerfrost. Sonst lagen die Höchsttemperaturen in beiden Monaten meist zwischen 5 und 10 °C. Der März hatte zwei winterliche Phasen und brachte mehr Schnee als die beiden Wintermonate. Trotzdem fiel er um 3-4 K zu mild aus. In den folgenden Monaten lagen die Mitteltemperaturen überwiegend um 1-2 K über dem Durchschnitt. Im Mai geriet – etwa eine Woche nach den Eisheiligen – eingeflossene Polarluft unter Hochdruckeinfluss, so dass in den klaren und windschwachen Nächten selbst in Küstennähe noch regional Frost in Bodennähe auftrat. Im Juni machte sich dann vom 11. bis 16. die sog. Schafskälte bemerkbar, als nach sommerlicher Witterung mit nordwestlichen bis nördlichen Winden Kaltluft polaren Ursprungs in den Küstenraum geführt wurde. Im 2. Halbjahr bewegten sich die Monatsmitteltemperaturen dann meist nur noch im Bereich der Referenzwerte oder um bis zu 1 K darüber (vgl. Abb. 1). Das Jahr endete mit einer winterlichen Hochdrucklage und Dauerfrost.

Die zu milde Witterung in der kalten Jahreszeit schlug sich in einem deutlichen Unterschreiten der mittleren Anzahl der Frost- und Eistage nieder. Die geringste Anzahl an Frosttagen wurde mit 9 Tagen auf Helgoland verzeichnet. Im Mittel 1961-1990 waren es dagegen 36. An den übrigen Nordseeküsten und an der westlichen Ostsee wurden zwischen 17 und 34 Frosttage verzeichnet, östlich von Rügen bis zu 61 (Kleines Haff). Damit wurden die Mittelwerte an der Nordsee vielfach um 30-40, an der westlichen Ostsee um 40-50 Tage, östlich von Rügen um 20-30 Tage verfehlt. Eistage gab es nur im Januar und Ende Dezember. Ihre Anzahl verfehlte mit 2 bis 4 die Durchschnittswerte von 10-20 an der Nordsee und 20-30 an der Ostsee ebenfalls deutlich.

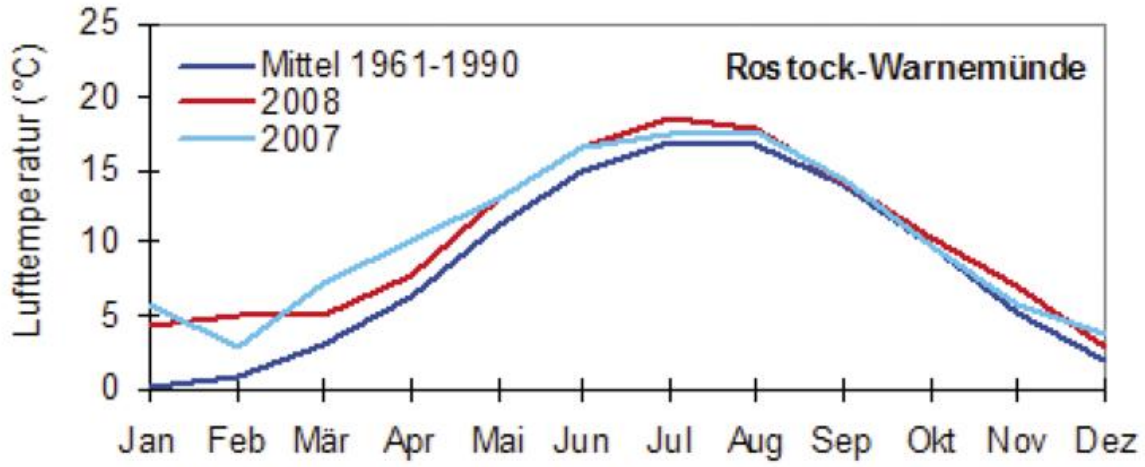
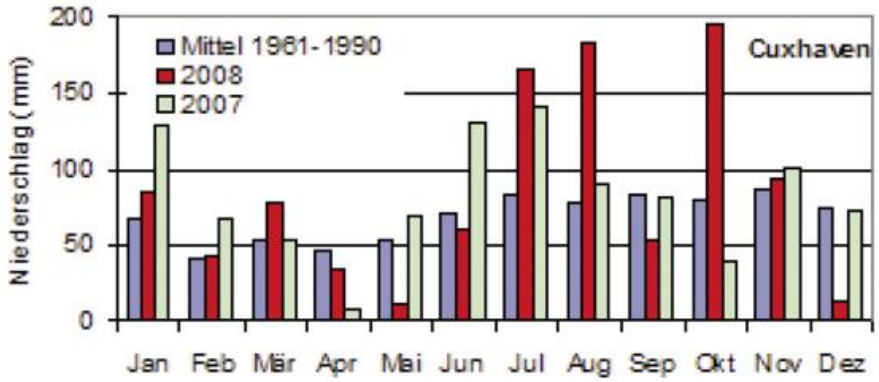


Abb. 1: Jahresgang der Monatsmitteltemperatur

Im Jahr 2007 war die Anzahl dieser kalten Tage meist geringfügig niedriger, im Jahr 2006 dagegen deutlich höher. Neben der unterdurchschnittlichen Anzahl kalter Tage wurde das überdurchschnittliche Temperaturniveau des Jahres 2008 durch ein Überschreiten der mittleren Anzahl warmer und heißer Tage charakterisiert. Sommertage gab es in jedem Monat von Mai bis August und östlich von Rügen auch noch Anfang September, wobei diese im Juli öfter vorkamen als im Mittel. Insgesamt wurden zwischen 1 (Kap Arkona/Rügen) und 21 (Küstenraum Weser-Ems) Sommertage verzeichnet, womit die Mittelwerte an der Nordsee um rund 5 überschritten wurden. An der Ostsee lag die Anzahl im Bereich der Mittelwerte, östlich von Rügen um 6 Tage darunter. Die Zahl der heißen Tage erreichte maximal 5, womit sie um bis zu 3 Tage höher war als gewöhnlich. Im Vergleich zu den beiden Vorjahren gab es 2008 mehr warme Tage als 2007, aber weniger als 2006.

An der Nordsee fiel durchweg mehr Niederschlag als im Mittel 1961-1990. Die Jahreshöhen bewegten sich zwischen 754 mm auf Sylt und 1015 mm an der Elbemündung und überschritten die Referenzwerte um bis zu 35 %. An der Ostsee, wo generell ein trockeneres Klima herrscht als an der Nordsee, fielen zwischen 473 mm (Raum Rostock/Rügen) und 628 mm (Raum Kiel/Flensburg und Greifswald). Sie überschritten damit die vieljährigen Mittelwerte um bis zu 10 %. Im Raum Rostock-Rügen und auf Fehmarn blieben sie sogar um bis zu 20 % unter den Bezugswerten. Neben den klimatischen Unterschieden führten die Auswirkungen einzelner Wetterlagen zu großen Differenzen im Niederschlagsaufkommen zwischen Nord- und Ost-



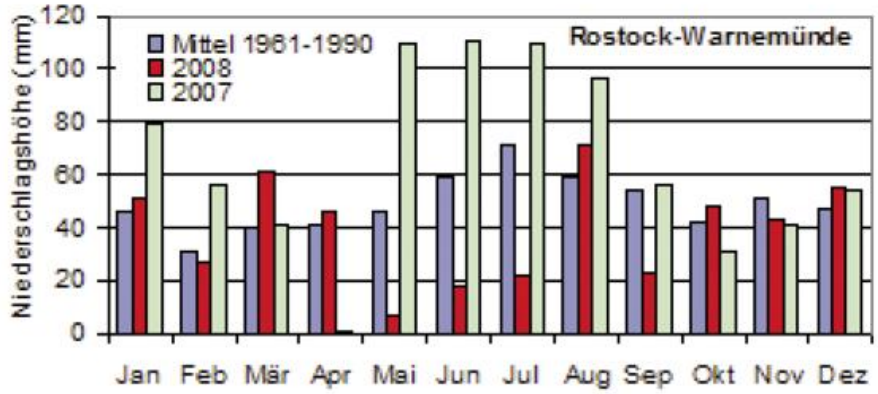


Abb. 2a, 2b: Jahresgang der monatlichen Niederschlagshöhe an Nord- und Ostsee

see. So brachte der Sommer an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns trotz überdurchschnittlicher Niederschläge im August Defizite bis 40 %, während er an der Nordsee Überschüsse von 40 bis knapp 100 % lieferte (vgl. Abb. 2a, 2b). Hier waren sowohl der August mit dem Zwei- bis Dreifachen der Monatsmittel, als auch der Juli mit bis zum Doppelten der Mittelwerte beträchtlich zu nass. Beträchtlich zu feucht war es auch im Oktober, dessen Niederschlagshöhen meist um 50-140 % über den Mittelwerten lagen. Helgoland erlebte mit 182 mm sogar den nassesten Oktober seiner Messreihe. Hier fielen allein 97 mm an den ersten beiden Oktobertagen. Im April, der an der Nordsee zu trocken und an der Ostsee zu nass ausfiel, gab es östlich vom Darß mit 70-100 mm sogar das Doppelte der Mittelwerte. Hierfür war ein Vb-Tief verantwortlich, das am 7./8. mit 40-50 mm mehr Niederschlag auslöste, als im Mittel im gesamten Monat fallen. Da die Niederschläge nach Osten zu als Schnee niedergingen, entstand östlich von Rügen eine Schneedecke von bis zu 10 cm, die höchste Schneehöhe, die im gesamten Jahr auftrat. Sonst fiel Schnee eher sporadisch und erreichte eine maximale Höhe von 5 cm.
Sehr trocken war dagegen der Mai, der bei vorherrschendem Hochdruckeinfluß ein wahrer Wonnemonat war. Rund 20 mm bedeuteten nur 10-30 % der Mittelwerte, wodurch sich dieser Mai regional als der niederschlagsärmste Mai der Messreihe darstellte. Auch im Juni setzte sich die Trockenheit fort, was für markanten Wassermangel in der Natur sorgte.
Die Zahl der Tage mit Niederschlag von 1 mm und darüber lag an der Nordsee mit rund 130 bis 140 und östlich von Rügen mit rund 110 Tagen im Bereich der Mittelwerte, während die westliche Ostsee rund 7 Niederschlagstage weniger verzeichnete als das Mittel 1961-1990. Die Zahl der Tage mit Starkniederschlag von mindestens 10 mm lag an der Nordsee meist bei 20 bis 21 Tagen und war damit um 1-3 Tage höher als gewöhnlich. An der Ostsee gab es meist eine etwas geringere Anzahl, aber große regionale Unterschiede. So verzeichnete Rostock-Warnemünde nur 5, Boltenhagen aber 13 Tage mit Starkniederschlag. Im Vergleich zu 2007 war die Anzahl der Niederschlagstage etwas geringer, im Vergleich zu 2006 geringfügig höher.

Die Sonnenscheindauer bewegte sich meist zwischen 1700 und 1900 Stunden, im Weser-Ems-Gebiet bei 1500 bis 1600 Stunden und auf den deutschen Ostseeinseln zwischen 1900 und 1998 Stunden (Kap Arkona). Damit überschritt sie die vieljährigen Mittelwerte um bis zu 11 % und war ähnlich hoch wie im Jahr 2006. Ungewöhnlich sonnig war der Mai (vgl. Abb. 3). Im Monatsverlauf gab es nur 5-8 Tage, an denen die Sonne nicht mindestens 10 Stunden am Tag schien. Mit 300-400 Sonnenstunden (140-160 % der Monatsmittel) war dieser Monat nicht nur der sonnenscheinreichste Monat des gesamten Jahres, sondern auch der sonnenscheinreichste Mai seit mehr als 100 Jahren. Auch im Juni und Juli schien die Sonne häufiger als gewöhnlich. Die Mittelwerte wurden um bis zu 30 bzw. 20 % überschritten. Der August war dagegen ver-

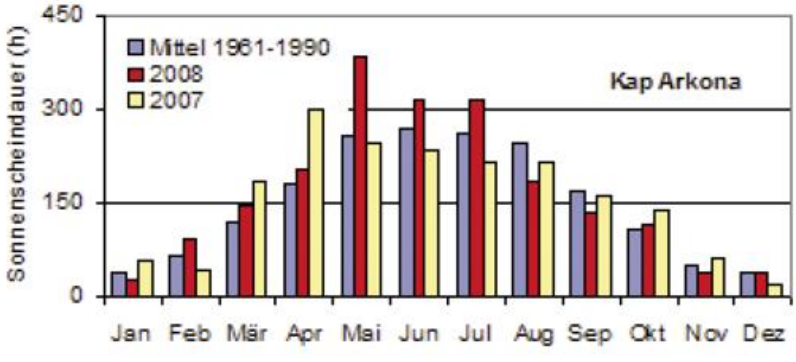


Abb. 3: Jahresgang der monatlichen Sonnenscheindauer

gleichsweise sonnenscheinarm und brachte Defizite von 20-30 %. Auch in den ohnehin sonnenscheinarmen Wintermonaten November, Dezember und Januar verfehlte die Sonnenscheindauer die Mittelwerte meist deutlich.

In den ersten Januartagen sorgte die frostige Witterung zwar für eine Abkühlung von Nord- und Ostsee, aber Eis bildete sich nicht. Nachfolgend bewirkte milde Witterung einen Anstieg der Wassertemperaturen auf 4-5 °C an der Ostsee und 5-6 °C an der Nordsee. Auch im Februar blieben die küstennahen Gewässer mit Monatsmitteltemperaturen von 4-5 °C um rund 1 K zu warm und eisfrei. Nach einer Pressemitteilung des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) vom 5. März 2008 brachte der Winter 2007/2008 der Ostsee die geringste Eisbedeckung seit Beginn regelmäßiger Aufzeichnungen im Jahr 1720. Im März verhinderte stürmisches Wetter eine stärkere Erwärmung, so dass die Gewässer um 1 K zu warm blieben. Anfang April glichen sich dann die Wassertemperaturen bei kalter Witterung den vieljährigen Mittelwerten an bevor von Ende April an das Temperaturniveau deutlich anhob. Die sonnige und zeitweise sommerliche Maiwitterung beschleunigte die jahreszeitliche Erwärmung der Gewässer. In den küstennahen Zonen bewegten sich die Monatsmittel der Wassertemperaturen zwischen 14 und 15 °C, womit die westliche Ostsee um rund 3 K zu warm war. Das BSH errechnete für die gesamte Nordsee eine Wasseroberflächentemperatur von 10,8 °C, die den 2. Rang der Maitemperaturen seit Beginn der Beobachtungsreihe 1971 einnahm und eine Abweichung von 1,7 K zu den Monatsmittelwerten bedeutete. Eine weitere kräftige Erwärmung bewirkte dann die warme und strahlungsreiche Witterung im ersten Junidrittel. Im Tagesmittel erreichten die Wassertemperaturen in den küstennahen Zonen sommerliche 18-21 °C, bevor eine windige und kühle Westwetterlage wieder zu einer raschen Abkühlung führte. Die Monatsmitteltemperaturen lagen nun noch mit rund 17-18 °C in den flacheren Küstenbereichen um 1 K über den Bezugswerten. Im ersten Augustdrittel schwand der Wärmeüberschuss bei windreicher und kühler Witterung vollends dahin. In Küstennähe bewegten sich die Wassertemperaturen nun bis in den Oktober hinein um bis zu 1 K unter dem Durchschnitt, bevor sie im weiteren Zeitraum bis zum Jahresende leicht überdurchschnittliche oder durchschnittliche Werte annahmen. Die Nordsee insgesamt war nach Berechnungen des BSH bis Oktober um rund 1 K zu warm und

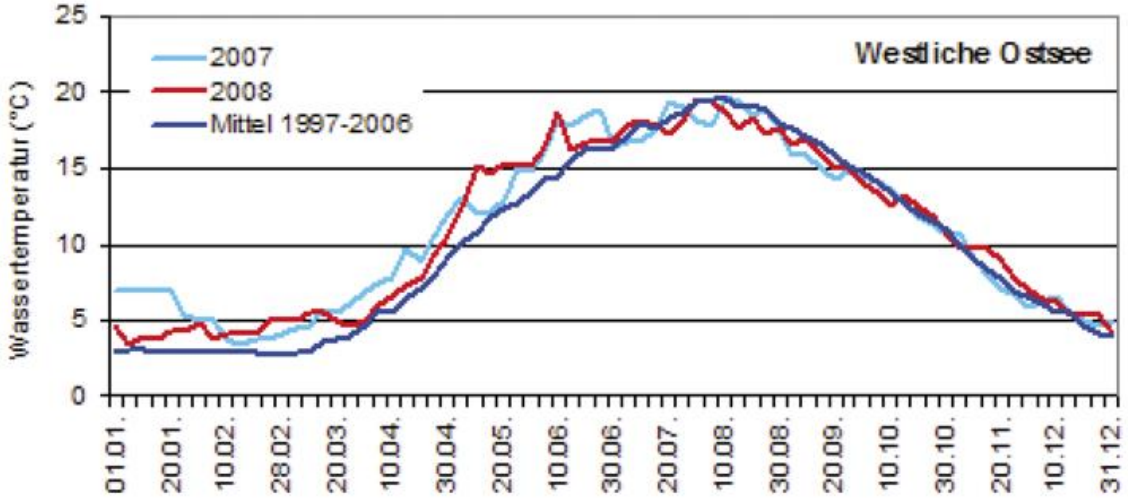


Abb. 4: Jahresgang der Wassertemperatur

erreichte im Dezember nahezu den Mittelwert. Am Jahresende bildete sich bei Dauerfrost in den geschützten Buchten der westlichen und südlichen Ostsee Neueis.

Das Jahr 2008 begann windreich, aber nicht so stürmisch wie 2007. Im Januar und Februar wehten Winde aus Süd bis West zu 70 bis 80 % der Zeit (vgl. Abb. 5), womit die Mittelwerte um 20-30 % überschritten wurden. In der Deutschen Bucht kam im Januar starker Wind von 6-7 Bft zu 30 % und stürmischer Wind ab 8 Bft zu 7 % der Zeit vor. Nachdem das Tief RESI zum Monatswechsel Januar/Februar an der Nordsee regional Sturmböen bis Bft 10 oder 11, auf Sylt bis Bft 12 ausgelöst hatte, bewirkte das Tief ANNETTE, das sich im Laufe des 22. Februars als wahrer Schnellläufer vom Ostatlantik bis zum Finnischen Meerbusen verlagerte, an der Ostsee verbreitet Böen von Orkanstärke. Ihm folgte das Tief EMMA nach, das am 1. März dem Küstenraum schwere und orkanartige Böen (Bft 10-11), der Insel Sylt auch Orkanböen brachte. Vom 12. bis 14. März sorgte dann das Tief KIRSTEN noch einmal für stärkere Sturmböen, die meist Bft 9 und 10, vereinzelt auch Bft 11 entsprachen. Im April und Mai traten nur vereinzelt Windböen bis Sturmstärke auf. Wie Abb. 5 zeigt, waren die vorherrschenden Hochdrucklagen im sonnenscheinreichen Mai vor allem von Nord- und Ostwinden begleitet. Sie wehten zu 75 % der Zeit, was eine Steigerung um rund 30 % gegenüber dem vieljährigen Mittel bedeutet. Im Juni und Juli erreichten Böen im Bereich von Gewittern oder Frontdurchgängen regional Sturmstärke, die maximal Bft 10 entsprachen. Ziemlich windreich war die 1. Augusthälfte. Die Passage von Tiefdruckgebieten und Gewittern löste vielfach Böen von Sturmstärke aus, die Bft 8 oder 9, in exponierten Lagen auch Bft 10 entsprachen. Sehr windig war es auch Anfang Oktober. Die Tiefdruckgebiete QUINTA und LAURA sorgten in den Küstengebieten nicht nur für heftige Niederschläge, sondern auch für kräftigen Wind mit stürmischen Böen, die verbreitet bis Bft 9, an exponierten Standorten Bft 10 bis 12 erreichten. Dieser Monat hatte schon eine sehr herbstliche Prägung, die durch den hohen Anteil westlicher Winde, der bei 75 % und damit um 25 % über dem Oktobermittel lag, verursacht wurde. Für einen Spätherbst- und Wintermonat nicht ungewöhnlich waren die Windverhältnisse im November und Dezember.

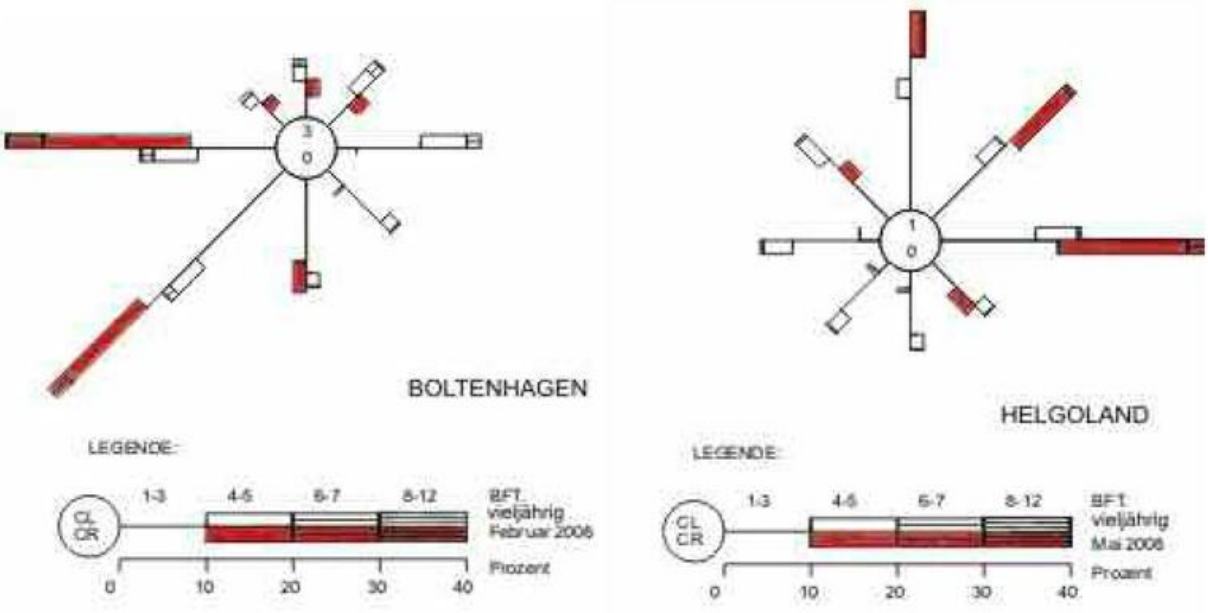


Abb. 5: Windverteilungen an der Station Boltenhagen im Februar und auf Helgoland im Mai 2008 wie auch im Monatsmittel (CL/CR: Prozentualer Anteil der Windstillen vieljährig und 2008)

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre

K. Zimmermann, H. Nitsche

Den folgenden Ausführungen liegen die Radiosondenmessungen und Windpilotierungen an den Stationen des gemeinsamen Messnetzes des Deutschen Wetterdienstes und des Geoinformationsdienstes der Bundeswehr zugrunde. Es handelt sich um TEMP- bzw. PILOT-Meldungen, die über GTS empfangen wurden.

Zirkulation und Höhenwind

In den Abbildungen 1 und 2 sind für Schleswig und Stuttgart (als repräsentative Stationen für Nord- und Süddeutschland) die mittleren monatlichen Windvektoren für das Jahr 2008 dargestellt.

In der Troposphäre war die Strömung an beiden Stationen in den Monaten Januar, März und Oktober stärker zonal als im Referenzzeitraum 1961 – 1990. Im Februar waren die Verhältnisse unterschiedlich. Während Schleswig ebenfalls übernormal zonal geprägt war, zeigte sich über Stuttgart der Einfluss einer winterlichen Hochdruckwetterlage prägend wirksam. In den Monaten April bis August mit normalerweise geringer Zonalität waren die Unterschiede wenig markant. Der September zeigte an beiden Stationen deutliche Abweichungen von der Zyklonalität. Im November und Dezember wurden wiederum nur geringe Abweichungen festgestellt.

Im Januar und Februar war die winterliche stratosphärische Westwindzirkulation noch kräftig ausgeprägt, aber bereits im März nahm an beiden Stationen die Beständigkeit stark ab. Die sommerliche stratosphärische Ostwindzirkulation bildete sich erst spät, nämlich im Juni, mit hoher Beständigkeit aus.



Abb. 1: Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit, Schleswig 2008



Abb. 2: Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit, Stuttgart 2008

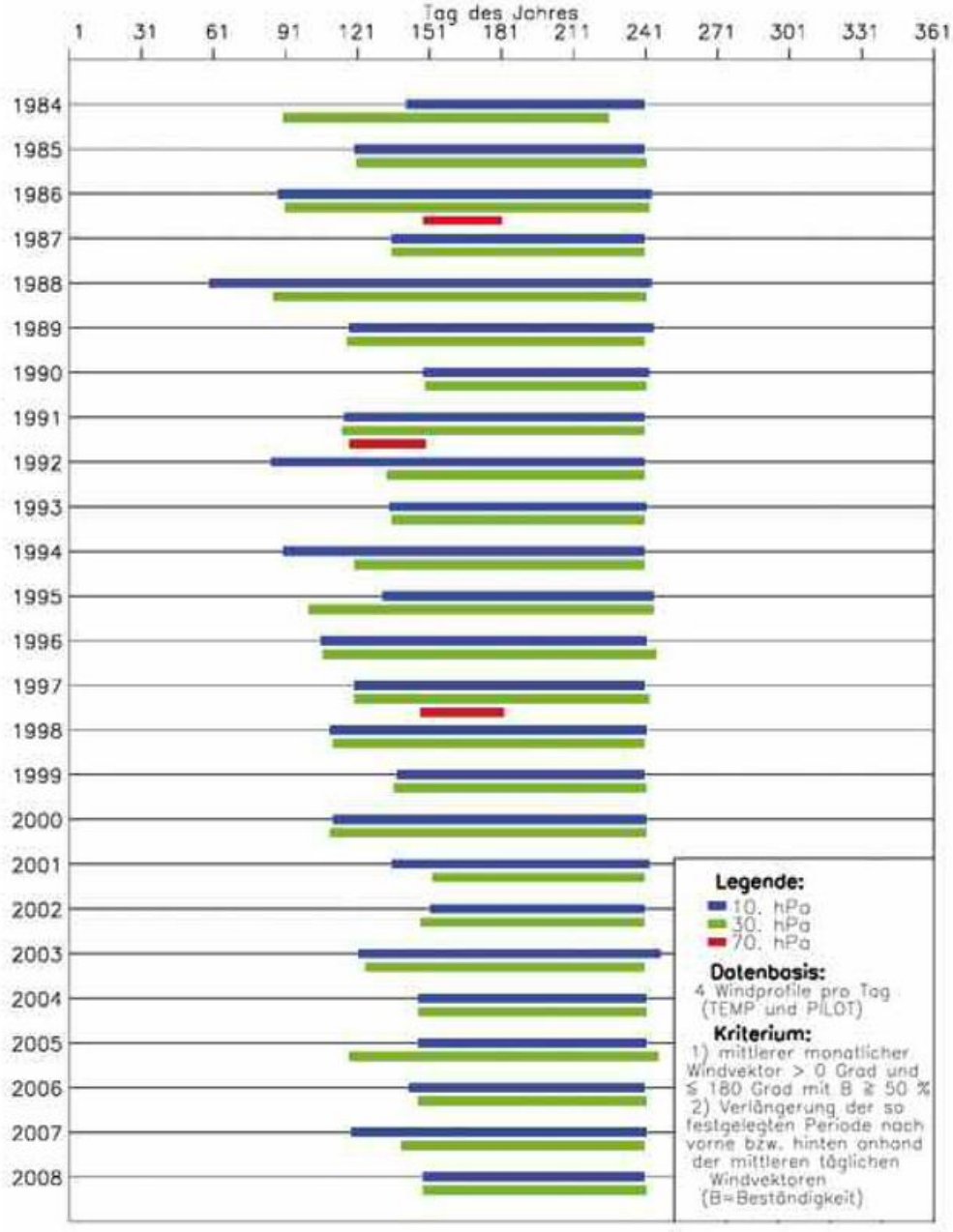


Abb. 3: Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre, Stuttgart 1984-2008

Sommerliche Ostwindperioden

Abbildung 3 zeigt die Folge der sommerlichen Ostwindperioden für drei Druckflächen über Stuttgart von 1984 bis 2008.

Die stratosphärische Ostwindzirkulation setzte 2008 sowohl in 30 hPa als auch in 10 hPa Ende Mai ein und blieb, wie auch in den Vorjahren, bis Ende August recht beständig. Damit zeichnete sich 2008 durch eine ähnlich kurze Periode wie 2006 und 2004 aus.

Tab.1: Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre an 11 Radiosondenstationen für das Jahr 2008 (Datenbasis: Monatsmittelwerte und Tagesmittelwerte aus 2 bis 4 Windprofilen pro Tag, manuell korrigierte Werte sind mit * gekennzeichnet.)

Station	Druckfläche (hPa)	Beginn (Tag)	Ende (Tag)	Dauer (Tage)
SCHLESWIG (WST)	20	120	244	125
	50	179	212	34
GREIFSWALD (WST)	20	136	243	108
	50	182*	213	32*
EMDEN (WST/AE)	20	120	243	124
	50	180	212	33
BERGEN (BW)	20	138	244	107
	50	180	213	34
LINDENBERG (OBS)	20	136	244	109
	50	182	213	32
ESSEN-BREDENEY (AWST)	20	137	243	107
	50	182*	212	31*
MEININGEN (WST)	20	136	243	108
	50	182*	213	32*
IDAR-OBERSTEIN (BW)	20	138	243	106
	50	182	214	26
STUTTGART(SCHNAR.AWST)	20	138*	243	106*
	50	182	214	33*
KÜMMERSBRUCK (BW)	20	135	243	109
	50	182	212	31*
OBERSCHLEISSHEIM	20	135	243	109
	50	180	243	64

In Tabelle 1 sind Anfang und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre für die Druckflächen 20 hPa und 50 hPa für 11 Radiosondenstationen zusammengefasst.

Die stratosphärische Ostwindzirkulation setzte in 20 hPa zuerst (Ende April) über Schleswig und Emden ein. Ab Mitte Mai wurde die stabile stratosphärische Ostströmung auch an den anderen Stationen beobachtet. Damit wurden in Greifswald, Bergen, Lindenberg, Essen und Meiningen deutlich kürzere Perioden registriert als im Vorjahr. In 50 hPa setzte die sommerliche Ostwindzirkulation an allen Stationen um den 1. Juli herum ein und endete an fast allen Stationen schon wieder Ende Juli/Anfang August. Nur über Oberschleißheim blieb die östliche Strömung bis Ende August beständig. Damit wiesen alle Stationen extrem kurze Perioden der sommerlichen Ostwindzirkulation in 50 hPa auf. In 70 hPa wurde an keiner Station eine sommerliche Ostwindzirkulation gemeldet.

Lufttemperatur

Monatsmittelwerte der Lufttemperatur

In Abbildung 4 sind die Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2008 gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990 im Mittel über 7 Radiosondenstationen in 500 hPa

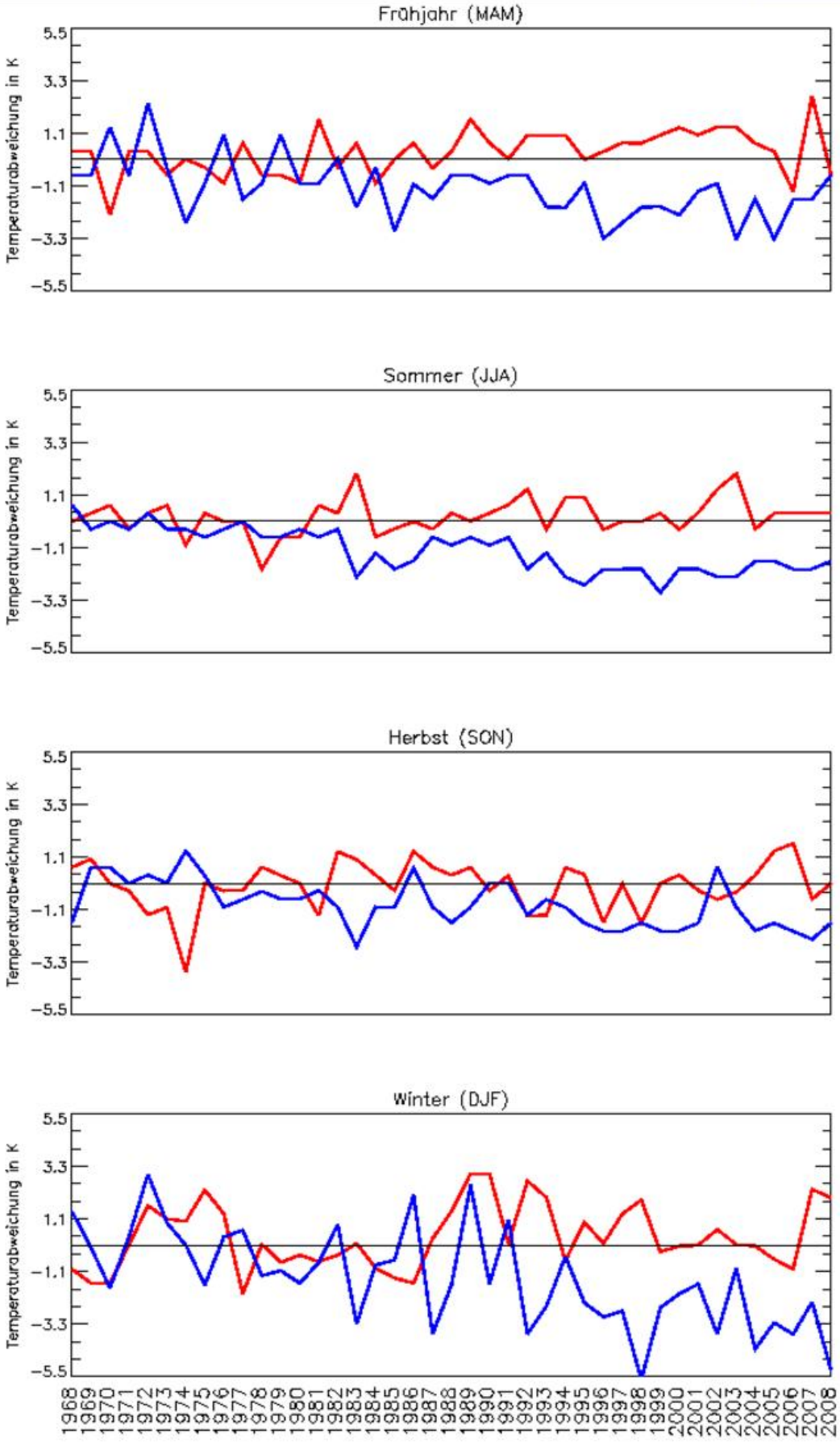


Abb. 4: Abweichungen der mittleren Lufttemperatur vom Referenzzeitraum 1961-1990 für die Jahreszeiten in 500 hPa (rot) und 50 hPa (blau) (Mittelwerte über 7 Stationen)

Tab. 2: Extreme Temperaturminima in der Stratosphäre nach Radiosondenmessungen 2008

Station	Monat	Tag	Termin	Temperatur (°C)	Geopotential (gpm)
SCHLESWIG (WEWA)	Jan	26	0	-81	30109
	Jan	27	12	-86	29400
	Feb	20	0	-87	19779
	Feb	19	12	-88	22470
	Nov	16	0	-81	24899
	Nov	16	12	-82	25279
	Dez	25	0	-87	28404
	Dez	26	12	-85	29029
GREIFSWALD (WEWA)	Jan	25	0	-88	29660
	Jan	19	12	-85	25190
	Feb	19	0	-85	19971
	Feb	20	12	-86	20539
	Dez	16	0	-84	27509
	Dez	24	12	-85	26626
EMDEN - KÖNIGSPOLDER (BW)	Jan	23	0	-82	28616
	Jan	19	12	-85	28370
	Feb	18	0	-87	22200
	Feb	19	12	-88	22032
	Nov	15	0	-80	27742
	Dez	26	0	-84	27214
	Dez	17	12	-84	28556
BERGEN (BW)	Jan	20	0	-82	22383
	Jan	25	12	-80	30156
	Feb	19	0	-87	21464
	Feb	19	12	-88	22627
	Nov	16	12	-81	24901
	Dez	18	0	-81	26781
	Dez	17	12	-83	29219
LINDENBERG (OBS)	Jan	20	0	-83	25863
	Jan	25	12	-83	30048
	Feb	19	0	-84	20892
	Feb	21	12	-85	21696
	Dez	25	0	-85	29002
	Dez	26	12	-83	29215
ESSEN - BREDENEY (AWST)	Jan	22	0	-82	25421
	Jan	21	12	-82	25350
	Feb	20	0	-86	22151
	Feb	19	12	-87	21916
	Dez	25	0	-82	27877
	Dez	26	12	-83	26824
MEININGEN (WEWA)	Feb	20	0	-86	22234
	Feb	20	12	-86	23201
	Dez	26	0	-80	27690
	Dez	16	12	-81	27444
IDAR - OBERSTEIN (BW)	Jan	21	0	-80	26841
	Jan	21	12	-81	25470
	Feb	19	0	-85	22586
	Feb	19	12	-85	22049
	Dez	26	12	-80	29004
STUTTGART - SCHNARR. (AWST)	Jan	19	12	-81	23554
	Feb	20	0	-84	22382
	Feb	19	12	-84	21533
	Dez	26	12	-80	27356
KÜMMERSBRUCK (BW)	Jan	19	12	-81	24834
	Feb	19	12	-85	22073
	Dez	16	12	-80	27953
OBERSCHLEISSHEIM (WEWA)	Jan	20	0	-80	25965
	Feb	20	0	-84	22563
	Feb	20	12	-84	23876

und in 50 hPa dargestellt. Betrachtet werden die vier Jahreszeiten seit 1968. Seit 1987 finden sich insbesondere im Frühjahr und im Winter markante positive Temperaturabweichungen in der Troposphäre. Allerdings zeigte das Frühjahr 2008 hier eine negative Abweichung. Ursache war ein Kälteeinbruch in der zweiten Märzhälfte. Der Sommer zeichnete sich in den letzten Jahren zwar durch eine konstante aber relativ geringe positive Temperaturabweichung aus. Die Stratosphäre war, wie auch schon in den Vorjahren, in allen Jahreszeiten zu kühl. Besonders ausgeprägt war die negative Temperaturabweichung wieder im Winter.

Temperaturminima in der Stratosphäre

Im Jahr 2008 wies das stratosphärische Temperaturminimum an fast allen Stationen ab dem 19. Januar Werte von –80° C und darunter auf. In einer Höhe zwischen etwa 20 und 30 km wurden extreme Werte über Greifswald: –88° C und Schleswig: –86° C gemessen. Die Ausnahme bildete Meiningen, wo erst am 20. Februar ein Minimum von –86° C registriert wurde. Die extremen Temperaturminima, die an allen Stationen nochmals im Februar aufgezeichnet wurden, gingen einher mit einer Abnahme des stratosphärischen Ozons von 10% - 15% (s. Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 120, 17. Juli 2008). Tabelle 2 gibt eine Zusammenfassung der stratosphärischen Temperaturminima des Winters 2008.

Die agrarmeteorologische Situation im Jahr 2008

W. Trampf, H. Hassemer - Schwarz, F. - J. Löpmeier

Übersicht

Nach einem kalten Jahresbeginn setzte zur Mitte der ersten **Januar**dekade eine unbeständige und milde Witterung ein, die bis zum Monatsende anhielt. Die mittleren Krumentemperaturen lagen zunächst um -1°C, im Norden um den Gefrierpunkt. Die anfangs in der Tiefe noch gefrorenen Böden wurden mit der Erwärmung überall frostfrei und die mittleren Krumentemperaturen stiegen auf Werte um 5°C, in der Westhälfte um 8°C. Am Monatsende führte ein Kaltlufteinbruch dazu, dass die mittleren Krumentemperaturen auf Werte um 3°C zurückgingen. Bei häufigen Niederschlägen blieben die Böden im gesamten Monat gesättigt.

Durch die milde Witterung endete im zweiten Januardrittel die Vegetationsruhe. So wurde im Rheingraben, im Nordwesten und im südlichen Ostdeutschland der Beginn der Haselblüte beobachtet. Stellenweise wurde aus diesen Gebieten auch die Schneeglöckchenblüte gemeldet. Bis zum Monatsende setzte in fast allen Gebieten Deutschlands mit der Blüte des Haselstrauches der Vorfrühling ein. Die Eintrittsdaten waren um drei Wochen verfrüht. Durch hohe Bodenfeuchten blieben die Felder unbefahrbar, so dass keine Außenarbeiten möglich waren.

Auch im **Februar** setzte sich die milde bis sehr milde Witterung fort. Lediglich zur Monatsmitte zeigte sich ein deutlicher Rückgang der Temperaturen. Doch zum Ende der zweiten Dekade setzte wieder eine Erwärmung ein. Die mittleren Krumentemperaturen bewegten sich zunächst um 4°C, sie gingen dann im Süden auf Werte um 1°C zurück und lagen im letzten Februardrittel um 7°C. Während der Frostperiode zur Monatsmitte gefroren die Böden verbreitet bis in Tiefen um 15 cm. Durch ergiebige Niederschläge blieben die Bodenfeuchten im gesamten Februar im Sättigungsbereich.

Im ersten Februardrittel hatte auch im Bergland die Haselblüte begonnen, in allen Gebieten blühten die Schneeglöckchen und verbreitet auch die Schwarzerlen. Gebietsweise wurde im Norden und Osten der Beginn der Huflattichblüte und das Ergrünen der Gräser beobachtet, in den klimatisch begünstigten Gebieten die Blüte der Salweiden. Nach dem winterlichen Intermezzo setzte wieder ein deutlicher Entwicklungsschub ein, so dass in der letzten Dekade die Blüte der Schwarzerlen im Bergland und im äußersten Norden beobachtet wurde, in fast allen Gebieten blühten der Huflattich und die Salweiden. Die Eintrittsdaten waren ca. vier Wochen verfrüht. Ende Februar hatten die nach Ernst und Löper errechneten Temperatursummen im Westen und Nordwesten Werte um 200 erreicht, so dass dort das Gräserwachstum einsetzte. Wo die Felder befahrbar waren, begann in den letzten Februartagen die Bestellung von Sommergetreide. Zu dieser Zeit blühten in den Gärten die Krokusse und andere Frühjahrsblüher.

Im **März** war es anfangs kühl. Zum Ende der ersten Dekade stiegen zuerst im Norden, dann in allen Gebieten, die Temperaturen an. Im weiteren Verlauf wurde es wieder kälter, zu Beginn des letzten Märzdrittels erfolgte ein Kaltlufteinbruch mit Schnee-

fall, so dass sich zu den Osterfeiertagen meist eine Schneedecke bildete. Die mittleren Krumentemperaturen, die zum Monatsbeginn um 2°C lagen und dann auf Werte um 8°C stiegen, gingen wieder auf Werte um 2°C zurück. Ende März setzte eine Erwärmung ein, so dass der Schnee außer in höheren Lagen rasch wieder schmolz. Die mittleren Krumentemperaturen stiegen auf Werte um 9°C. Die übernormal hohen Niederschläge im Monatsverlauf ließen die Bodenfeuchten im Sättigungsbereich.

Infolge der niederschlagsreichen Witterung verzögerte sich die Frühjahrsbestellung, so dass häufig erst in den letzten Märztagen die Aussaat von Sommergetreide sowie auch von Zuckerrüben erfolgte. Ende Februar mit Sommergetreide bestellte Flächen waren bis zum letzten Märzdrittel aufgelaufen. In der ersten Dekade wurde die Salweidenblüte aus dem Nordosten und dem Bergland gemeldet. Winterraps begann im Südwesten sowie gebietsweise im Norden und Osten, bis zum Monatsende auch in den anderen Gebieten mit dem Schossen. Die Blüte von Forsythien setzte in den tieferen Lagen der Westhälfte sowie im südlichen Ostdeutschland ein, in der zweiten Dekade im übrigen Deutschland. Die nach Ernst und Löper errechneten Temperatursummen erreichten bis zum Ende der ersten Dekade im größten Teil Deutschlands den Wert 200. Stachelbeersträucher und andere frühe Gehölze öffneten bis zum Ende des zweiten Märzdrittels die Blattknospen. Nachdem die winterliche Witterungsepisode im letzten Märzdrittel die Pflanzenentwicklung stagnieren ließ, begann zum Monatsende bei Winterraps gebietsweise die Knospenbildung und bei Wintergerste in den tieferen Lagen des Südwestens das Schossen. Dort setzte die Blüte des Löwenzahns, im oberen Rheingraben auch die Süßkirschenblüte ein.

In der ersten **April**dekade zeigte sich nochmals eine sehr kühle, winterliche Witterung mit verbreitetem Schneefall, wobei verbreitet eine Schneedecke entstand. Die mittleren Krumentemperaturen bewegten sich überwiegend um 7°C. Von der Monatsmitte an setzte von Südwesten her eine Erwärmung ein. Die Nächte wurden mit Ausnahme des äußersten Südens wieder frostfrei und die mittleren Krumentemperaturen erreichten Werte um 10°C, zum Monatsende um 14°C. Der April war mit Ausnahme des äußersten Nordens und Nordwestens durch überdurchschnittlich hohe Niederschläge gekennzeichnet, so dass die Bodenfeuchten unter Gras und den Winterungen meist im Bereich der Sättigung lagen. Erst in der zweiten Monatshälfte konnten im größten Teil Deutschlands die Böden im Krumenbereich abtrocknen, so dass Ende April im Norden Bodenfeuchten um 80% nutzbarer Feldkapazität (nFK), in den anderen Gebieten meist um 90% nFK, errechnet wurden. Im äußersten Süden blieben sie im Sättigungsbereich.

Zunächst machte auf den meist unbefahrbaren Böden die Frühjahrsbestellung kaum Fortschritte. So konnten die Aussaat von Sommergetreide und Zuckerrüben sowie die Bestellung von Kartoffeln gebietsweise erst in der zweiten Aprilhälfte erfolgen. Zum Monatsende wurde verbreitet Mais bestellt. Zu dieser Zeit war Sommergetreide überall aufgelaufen. Winterraps zeigte im ersten Aprildrittel die Knospenbildung, zum Monatsende begann im größten Teil Deutschlands die Blüte. Wintergetreide war überall im Stadium des Längenwachstums. Im Monatsverlauf blühten der Löwenzahn und die Birken. Die Süßkirschenblüte wurde im ersten Aprildrittel vor allem in den tieferen Lagen des Südwestens und im südlichen Ostdeutschland beobachtet, bis zum Monatsende auch im übrigen Deutschland. Ende April blühten mit Ausnahme vom Nordosten, von Schleswig-Holstein und der Mittelgebirge die Apfelbäume. Mit der

Blattentfaltung der Rotbuchen waren am Monatsende die Laubwälder wieder grün. Waren Ende Februar die Eintrittsdaten meist um 4 Wochen verfrüht, hatte sich durch die zeitweise kühle Witterung im März und April der Vorsprung auf nur noch wenige Tage verkürzt.

Der **Mai** war durch warme Witterungsperioden und Trockenheit besonders im Norden und Osten gekennzeichnet. Die mittleren Krumentemperaturen erreichten meist Werte um 21°C, in kühleren Abschnitten um 15°C. Niederschläge waren in der zweiten Maihälfte vor allem in der Westhälfte zu verzeichnen. Die Bodenfeuchten gingen bei einer stark negativen klimatischen Wasserbilanz im Norden und Osten deutlich zurück und lagen am Monatsende unter Gras um 55% nFK und unter Winterweizen um 40% nFK. Im übrigen Deutschland waren es Werte um 70% nFK unter Gras und um 60% nFK unter Winterweizen. Unter Mais und Zuckerrüben wurden höhere Feuchten um 90% nFK, im Osten und Norden um 70% nFK, errechnet. Dabei zeigte sich im trockenen Norden und Osten in der Schicht bis 30 cm Tiefe eine sehr starke Austrocknung, während darunter höhere Feuchten vorhanden waren.

Anfang Mai wurde noch Mais bestellt, der bis zur zweiten Dekade überall auflief. Zunächst blühte in allen Gebieten der Winterraps, bis zum Monatsende waren die Bestände abgeblüht. Bei Winterroggen und -gerste wurde in ersten und zweiten Dekade das Ährenschieben beobachtet. In den letzten Maitagen setzte die Blühphase ein. Winterweizen schob in der zweiten Maihälfte die Ähren, Hafer war überall im Längenwachstum. Bei meist guten Trocknungsbedingungen wurde der erste Gräserschnitt zur Gewinnung von Silage, von der zweiten Dekade an auch von Heu, vorgenommen. Anfangs begann auch im Norden und im Bergland die Apfelblüte, bis zum Monatsende war sie überall beendet. Frühe Kartoffelbestände zeigten den Bestandsschluß. Mit der Blüte des Schwarzen Holunders begann in der zweiten und letzten Dekade geringfügig verfrüht der phänologische Frühsommer.

Auch der **Juni** war durch Wärme und unterdurchschnittliche Niederschläge gekennzeichnet, wobei im Norden und Nordosten nur Monatssummen um 60% der vieljährigen Mengen registriert wurden und dort die Trockenheit anhielt. Ende Juni waren in diesen Gebieten unter Winterweizen nur noch Bodenfeuchten um 10% nFK und unter Zuckerrüben um 20% nFK zu verzeichnen. Sonst lagen sie unter Gras verbreitet um 50% nFK, unter Winterweizen um 25% nFK sowie unter Zuckerrüben um 40% nFK. Unter Mais wurden in der Nordhälfte Bodenfeuchten um 55% nFK, im übrigen Deutschland um 75% nFK, errechnet. Im Gebiet südlich der Donau waren die Böden im gesamten Juni meist sehr gut versorgt. Die mittleren Krumentemperaturen erreichten überwiegend Werte um 25°C, im zweiten Monatsdrittel um 20°C.

Im ersten Junidrittel begann auch im Bergland die Blüte des Winterroggens. Wintergerste reifte zügig ab, bis zum Monatsende wurde überall die Gelbreife beobachtet. In den klimatisch begünstigten Gebieten waren Ende Juni die Bestände vollreif, im Rheingraben, im südlichen Ostdeutschland und auch in Niederbayern begann der Mähdrusch. Zu dieser Zeit erreichte gebietsweise auch Winterroggen die Gelbreife, sonst zeigten die Getreidebestände die Kornbildung oder Milchreife. In der ersten Dekade setzte bei Hafer im Norden, Osten sowie im Südwesten das Rispenschieben ein, etwas später in den anderen Gebieten. Im zweiten und letzten Junidrittel erreichten Zuckerrüben- und Kartoffelbestände den Bestandsschluß, zum Monatsende blüh-

ten verbreitet die Kartoffelpflanzen. Im gesamten Juni wurde Heu geworben. Süßkirschen und Johannisbeeren wurden im Monatsverlauf in allen Gebieten reif. Im Juni hatte überall, ungefähr eine Woche verfrüht, die Blüte der Sommerlinden begonnen, diese Phase gibt den Beginn des Hochsommers an.

Im **Juli** fielen im größten Teil Deutschlands überdurchschnittlich hohe Niederschläge. Damit konnte sich die durch den trockenen Mai und Juni angespannte Bodenwasserversorgung stabilisieren. Am Monatsende wurden unter Gras meist Bodenfeuchten um 50% nFK, im Osten um 40% nFK, sowie im Westen um 60% nFK errechnet. Unter Mais waren es etwas höhere Werte, unter Zuckerrüben lagen sie im Nordosten weiterhin am Welkepunkt, in den anderen Gebieten von Ostdeutschland um 20% nFK. Im übrigen Deutschland waren es unter Zuckerrüben Werte um 30% nFK, im Westen um 50% nFK. Im Gebiet südlich der Donau blieben die Böden unter Gras und den Kulturen bei Feuchten von meist mehr als 80% nFK sehr gut versorgt.

In der ersten Dekade begann in allen Gebieten der Mähdrusch von Wintergerste. Winterraps wurde vollreif, in den tieferen Lagen des Südwestens und auch im südlichen Teil von Ostdeutschland setzte die Ernte ein, im übrigen Deutschland etwas später. Winterroggen und Winterweizen waren im ersten Julidrittel verbreitet gelbreif, im Rheingraben auch der Hafer und andere Sommergetreide. Bei Mais begann das Fahnenschieben. Im Südwesten und im südlichen Ostdeutschland wurde der Beginn der Blüte beobachtet, im übrigen Deutschland erst im zweiten Julidrittel. Nachdem im zweiten Julidrittel die Niederschläge die Erntearbeiten erheblich behindert hatten, konnte trockene Witterung in der letzten Dekade zur zügigen Getreide- und Winterrapsernte genutzt werden, so dass Ende Juli der Mähdrusch von Wintergerste und die Rapsernte weitgehend abgeschlossen waren. Weiterhin erfolgte die Ernte von Winterroggen, Winterweizen und Sommergerste. Hafer erreichte Ende Juli die Gelbreife, Mais zeigte nach der Blüte die Kornbildung, im oberen Rheingraben die Milchreife. Zuckerrüben waren wie auch Kartoffeln im Dickenwachstum. Im Rheingraben wurden Ende Juli die Früchte des Schwarzen Holunders reif. Frühe Äpfel erreichten in weiten Teilen Deutschlands die Fruchtreife.

Der **August** zeigte sich anfangs warm, dann kühl und im Norden und Westen erheblich zu nass. Die mittleren Krumentemperaturen, die im ersten Monatsdrittel auf Werte um 25°C anstiegen, lagen in der Folgedekade verbreitet um 18°C, in den letzten Augusttagen um 21°C. Die Niederschläge führten zur Auffüllung der Böden, so dass Ende August die Bodenfeuchten unter Gras und den Kulturen im äußersten Norden und äußersten Süden sowie im Westen Werte um 90% nFK erreichten. Im übrigen Deutschland wurden unter Gras verbreitet Werte um 45% nFK sowie unter Mais und Zuckerrüben um 20% nFK errechnet.

An den niederschlagsfreien Tagen wurde die Getreideernte fortgesetzt und bis zum Monatsende abgeschlossen. Nach Angaben des Bundesministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Verbraucherschutz wurde mit 45 Millionen Tonnen die zweithöchste Getreideernte (ohne Körnermais und Corn-Cob-Mix) seit der Rekordernte von 2004 eingefahren. Das Vorjahresergebnis wurde um 22,2%, der Durchschnitt der Jahre 2002-2007 um 11,8% übertroffen. Bei Mais wurde in der ersten Monatshälfte überall der Eintritt der Milchreife, in der letzten Dekade auch die Siloreife beobachtet. Auf den abgeernteten Getreidefeldern erfolgten im Monatsverlauf die Saatbettberei-

tung und die Bestellung von Winterraps. Im zweiten Augustdrittel wurde in den tieferen Lagen des Südwestens und im südlichen Teil von Ostdeutschland, bis zum Monatsende auch in den anderen Gebieten - wenige Tage verfrüht - die Fruchtreife des Schwarzen Holunders, als Zeichen des beginnenden Frühherbstes, beobachtet. Stellenweise zeigte sich auch bei Rosskastanien die Fruchtreife.

Nach Monaten mit übernormalen Monatsmitteltemperaturen fiel der **September** zu kalt und in vielen Gebieten zu trocken aus. So lagen die Bodenfeuchten unter Gras Ende September verbreitet um 80% nFK, im Osten um 50% nFK. Nur in Schleswig-Holstein, am Alpenrand und in den Mittelgebirgen waren Werte im Sättigungsbereich zu verzeichnen. Die mittleren Krumentemperaturen bewegten sich bis zur Monatsmitte um 18°C, dann um 12°C.

Die überwiegend trockene Witterung wurde zur Bestellung von Wintergerste und roggen sowie auch von Winterweizen genutzt. Bis zum Monatsende war der Aufgang zu beobachten. Winterraps zeigte nach dem Auflaufen das Stadium der Blattentwicklung. Im Monatsverlauf wurden in allen Gebieten späte Kartoffeln gerodet und Silomais geerntet. Gebietsweise konnte auch Körnermais als Corn-Cob-Mix eingefahren werden. Zuckerrüben waren im Dickenwachstum und standen am Monatsende vor Beginn der Ernte. Im September wurden die Früchte der Rosskastanien reif. In den letzten Monatstagen zeigten Laubbäume wie Rotbuchen die Blattverfärbung.

Ein „Goldener **Oktober**“ mit viel Sonnenschein war nur im zweiten Monatsdrittel zu verzeichnen, sonst dominierte eine unbeständige und niederschlagsreiche Witterung. Die mittleren Krumentemperaturen lagen meist um 10°C, in warmen Witterungsabschnitten um 13°C sowie am Monatsende um 5°C. Die Monatssummen des Niederschlags waren in allen Gebieten übernormal hoch. So lagen Ende Oktober die Bodenfeuchten unter Gras in fast allen Gebieten im Sättigungsbereich, auch im Osten waren verbreitet hohe Werte um 80% nFK zu vermerken, im Rhein-Main-Gebiet und der Pfalz war es bei Werten um 70% nFK trockener.

Die günstige Witterung der ersten Oktoberhälfte wurde zur Bestellung von Winterroggen und auch von Winterweizen genutzt. Ebenso wurde die Ernte von Silo- und Körnermais fortgesetzt. Winterroggen und zeitig bestellter Winterweizen liefen auf. Seit den letzten Septembertagen hatte die Zuckerrübenkampagne begonnen. Die Erntearbeiten und die nachfolgende Bestellung von Winterweizen wurden durch Niederschläge in den letzten Oktobertagen erheblich behindert. Nach der Laubverfärbung setzte in der zweiten Monatshälfte bei den Rotbuchen überall der Blattfall ein.

Der **November** war zunächst mild und die mittleren Krumentemperaturen lagen zunächst um 9°C, dann um 5°C. Mit winterlicher Witterung zu Beginn der letzten Novemberdekade gingen sie auf Werte am Gefrierpunkt zurück, im Osten und Südosten sowie in den Mittelgebirgen drang der Frost zeitweise bis in eine Tiefe um 10 cm in die Böden ein. Die Böden blieben gesättigt, im Osten lagen die Bodenfeuchten unter Gras meist um 90% nFK, im Rhein-Main-Gebiet und der Pfalz um 70% nFK.

Anfangs wurden noch Zuckerrüben gerodet und Körnermais geerntet. Der Transport gerodeter Zuckerrüben zu den Fabriken ging im gesamten November weiter, so dass nach Angaben der Wirtschaftlichen Vereinigung Zucker bis Ende Dezember die ge-

samte Erntemenge von fast 23 Millionen Tonnen mit einem Zuckergehalt von durchschnittlich 18% bei den Verarbeitungsstätten angeliefert waren. Weiterhin lief noch Winterweizen auf. Winterroggen und zeitig aufgelaufener Winterweizen waren in der Blattentwicklung, Wintergerste stellenweise am Beginn der Bestockung. Der Blattfall der Laubbäume war am Ende der zweiten Dekade abgeschlossen. Mit dem Einsetzen der winterlichen Witterung stellte sich bei Tagesmitteltemperaturen von weniger als 5°C die Vegetationsruhe ein.

Im **Dezember** setzte sich die unbeständige und überwiegend nass-kalte Witterung mit Regen- und Schneefällen fort. Die mittleren Krumentemperaturen lagen beständig in der Nähe des Gefrierpunktes, die Böden waren frostfrei. In einer trockenen Kälteperiode ab den Weihnachtsfeiertagen gefroren die Böden bis in Tiefen um 20 cm. Niederschläge, auch in Form von Schnee, traten vor allem in der ersten Monatshälfte auf, dann blieb es trocken. Am Jahresende war nur in den höheren Mittelgebirgslagen von Ost- und Süddeutschland eine Schneedecke anzutreffen. Die Bodenfeuchten lagen im gesamten Dezember im Sättigungsbereich, im Rhein-Main-Gebiet und in der Pfalz um 80% nFK.

Landwirtschaftliche Außenarbeiten wurden im Monatsverlauf nicht mehr vorgenommen. Es wurden aber weiterhin an Feldrändern gelagerte Zuckerrüben zu den Fabriken transportiert. Bei Tagesmitteltemperaturen von meist weniger als 5°C setzte sich die Vegetationsruhe im gesamten Dezember fort.

Die phänologische Entwicklung im Jahre 2008

Ein sehr milder Januar ließ die Schneeglöckchenblüte bereits in der zweiten Januardekade in den klimatisch begünstigten Gebieten des Westens und Südwestens beginnen. Bis zum Ende des ersten Februardrittels wurde diese Phase auch aus den übrigen Gebieten gemeldet. Damit setzte der Vorfrühling allgemein ca. vier Wochen verfrüht ein.

Dieser Trend wurde durch winterliche Witterungsabschnitte im Februar und März deutlich abgeschwächt. So begann die Apfelblüte im Westen, Südwesten sowie im südlichen Ostdeutschland im letzten Aprildrittel, im übrigen Deutschland in den ersten Maitagen. Die Eintrittsdaten und damit der Beginn des Vollfrühlings waren nur noch ca. 10 Tage verfrüht.

Ein warmer Mai führte zum Ährenschieben des Winterroggens in der ersten Monatshälfte, so dass der Beginn des phänologischen Frühsommers, der mit dieser phänologischen Phase zusammenfällt, weiterhin um ca.10 Tage verfrüht auftrat.

In den Sommermonaten lagen die Monatsmitteltemperaturen bei einer unbeständigen Witterung nur geringfügig über den vieljährigen Durchschnittswerten. So wurden die ersten reifen Kastanien, die den Beginn des Frühherbstes anzeigen, in der ersten Septemberdekade im Westen, Südwesten und verbreitet im Osten beobachtet. Im übrigen Deutschland begann der Frühherbst im zweiten und letzten Septemberdrittel. Die Eintrittsdaten waren im Norden und Osten um ca. 10 Tage, in den anderen Gebieten nur um wenige Tage verfrüht. Im Bergland wurden die Kastanien um eine Woche verspätet reif.

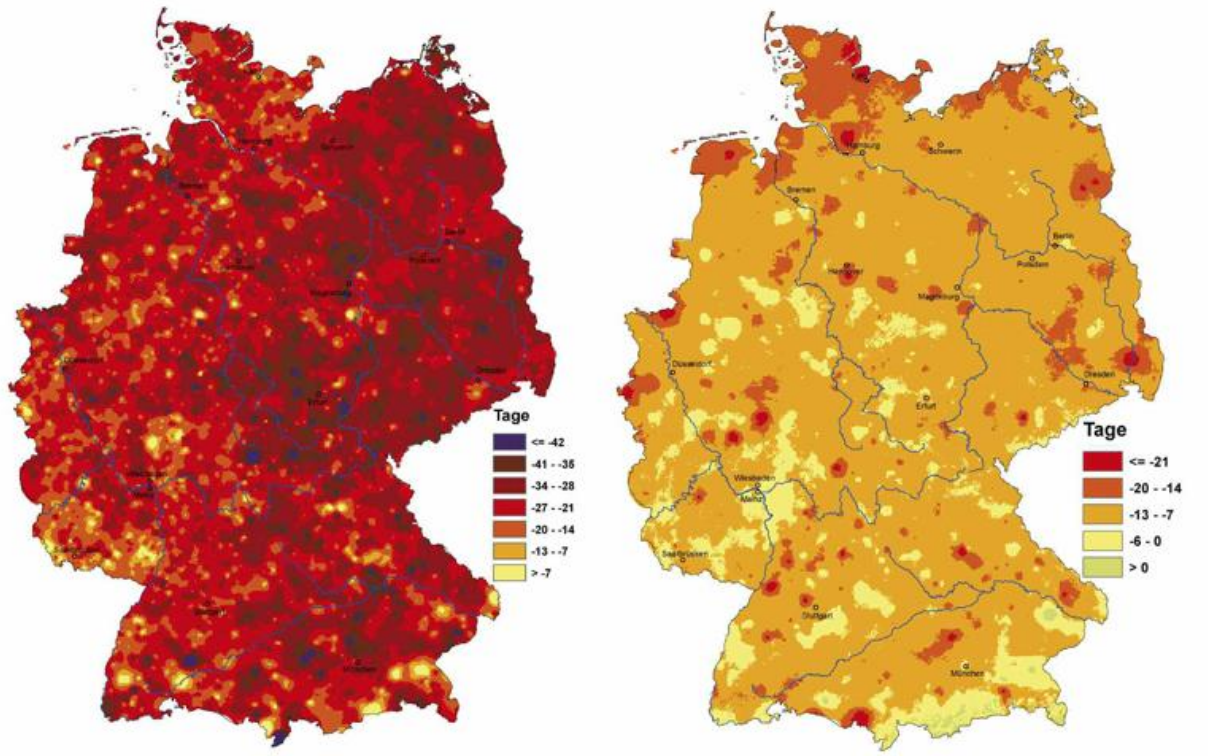


Abb. 1: Abweichung der Schneeglöckchen-(links) und Apfelblüte (rechts) vom vieljährigen Mittel

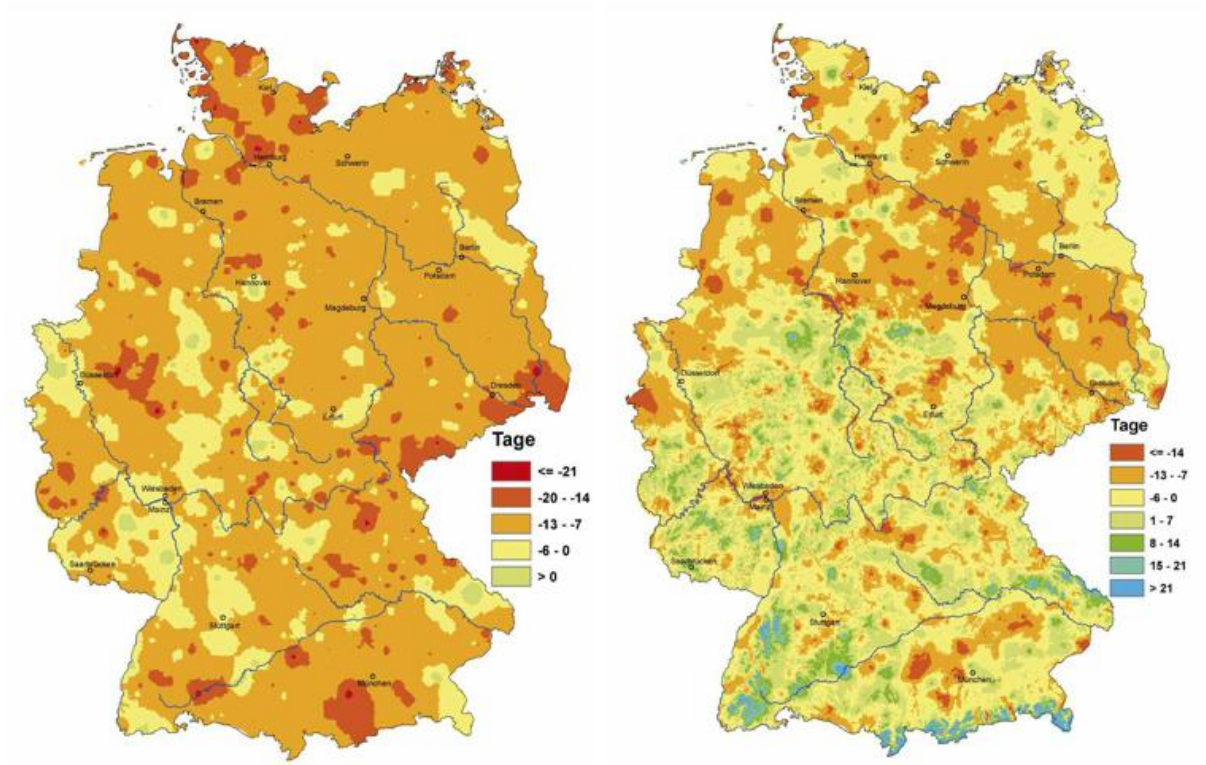


Abb. 2: Abweichung der Eintrittsdaten für das Ährenschieben vom Winterroggen (links) und der Fruchtreife der Rosskastanie (rechts)vom vieljährigen Mittel

Betrachtungen zum Weinbau 2008

Beim Weinbau beeinflusste das durchwachsene Wetter den Eintritt der phänologischen Phasen erheblich, was am Beispiel des Rheingaus näher betrachtet werden soll. Nach einem außergewöhnlich warmen Januar und Februar war man wieder auf eine beschleunigte Entwicklung der Reben eingestimmt. Mehrere kühle und auch feuchte Witterungsabschnitte im März und April sorgten allerdings dafür, dass der Austrieb Ende April etwa zum langjährigen Durchschnittstermin erfolgte. Das warme und sonnige Maiwetter beschleunigte die Rebentwicklung. Dadurch wurde die Entwicklungsphase zwischen Austrieb und Blühbeginn beim Riesling stark verkürzt, so dass die Blüte Anfang Juni beim Riesling 2 Wochen früher als im langjährigen Vergleich einsetzte. Die weitere Entwicklung wurde in den Sommermonaten von häufigen Niederschlägen und mäßig warmem Wetter begleitet, und der Vorsprung wurde nach und nach wieder abgebaut. Im August setzte beim Riesling in der ersten Dekade der Reifebeginn ein, wobei die Trauben zunächst auch zügig weiterreiften. Im September wurde die Reife durch kühles und trübes Wetter gebremst und die Säure nur zögerlich abgebaut. Anfang Oktober begann die Lese beim Riesling.

Es wurde eine leicht überdurchschnittliche Erntemenge erzielt. Da besonders zur Reifezeit keine längere Schönwetterperiode auftrat, wurden überwiegend Weine mittlerer Qualitätsstufe erzeugt. Nach einigen Spitzenjahrgängen steht den Winzern nun wieder ein Wein zur Verfügung, der die Nachfrage nach mittleren Qualitäten bedient.
Probleme gab es in diesem Jahr besonders mit dem Echten Mehltau (Oidium), wobei der Infektionsdruck durch den häufigen Wechsel von kühlen und warmen Phasen aufrecht erhalten wurde. Aufgrund der üppigen Wasserversorgung und dem dadurch begünstigten Dickenwachstum platzten einzelne Beeren, was in einigen Trauben zu Fäulnisnestern führte.
Da das Lesegut teilweise von Fäulnis bedroht war, wurden bei den meisten Weingütern bereits während der regulären Lese alle Trauben geerntet. Nur einzelne Weingüter konnten Trauben zur Erzeugung von Eiswein hängen lassen. Trotz des Kälteeinbruchs nach Weihnachten reichte die Kälte in den meisten Lagen nicht aus, um die Trauben vor dem Jahreswechsel ausreichend durchfrieren zu lassen. So verzögerte sich das Ende der Lese bis in den Januar 2009, bis Schnee und Dauerfrost für geeignete Voraussetzungen zum Durchfrieren der Trauben sorgten.

Bodenfeuchte und Mikroklima

Schlagzeile

Die mikroklimatischen Bedingungen in 2008 wurden geprägt durch die milden Monate Januar und Februar und insbesondere durch den extremen Mai. Der Mai mit geringen Niederschlägen und extrem hohen Verdunstungsraten dominierte gleichzeitig auch die Bodenfeuchtesituation zum Teil bis in den Sommer hinein.

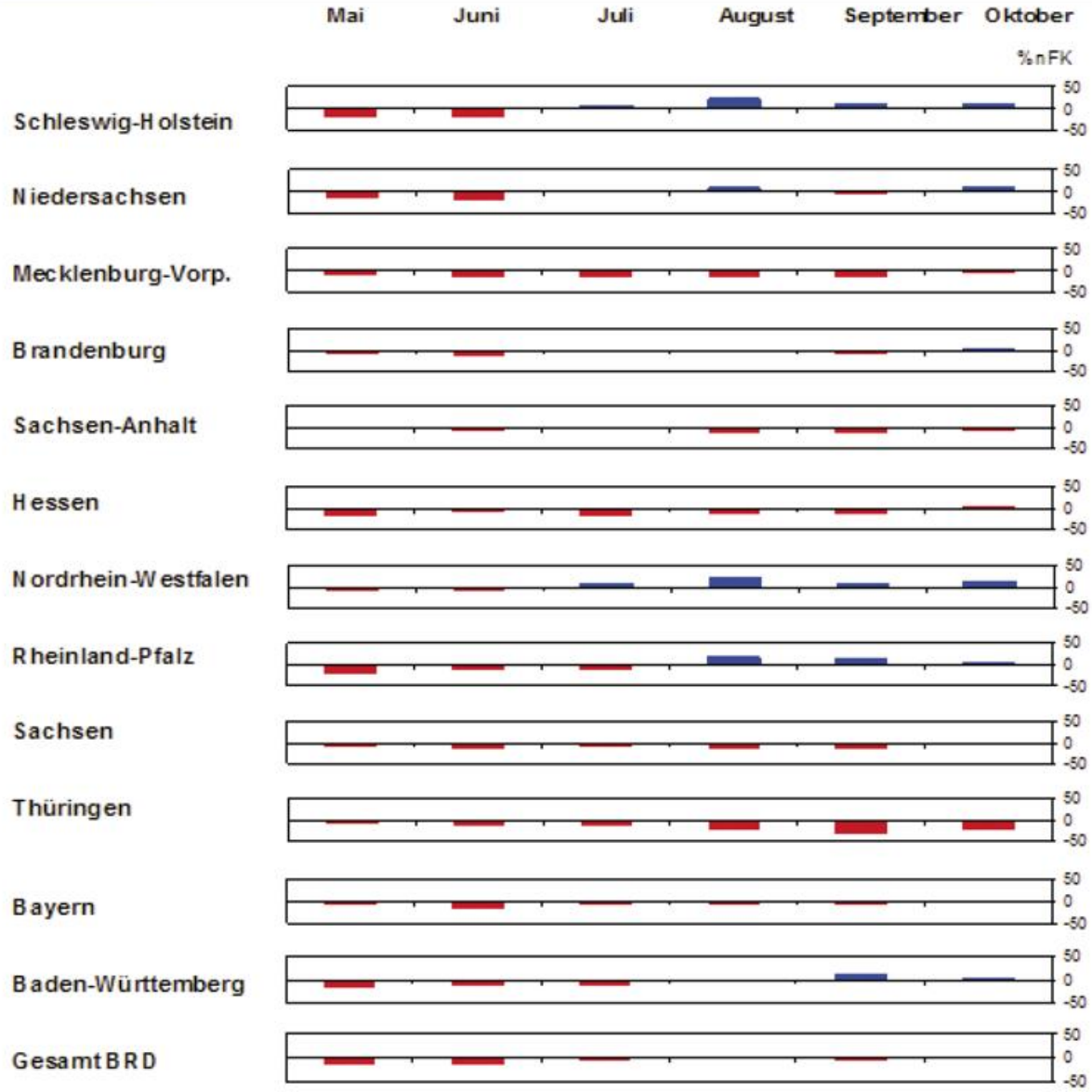


Abb. 1: Monatliche Abweichungen der Bodenfeuchte von Wintergetreide auf leichten Standorten (% NFK) im Jahr 2008 vom langjährigen Mittelwert 1962 – 2006 (rot = zu trocken, blau = zu feucht)

Die Bodenfeuchtesituation während der Vegetationszeit 2008

Die Bodenfeuchtesituation 2008 (siehe Abb.1) war geprägt durch geringe Niederschläge kombiniert mit hohen Verdunstungsraten im Mai. Obwohl regional sehr unterschiedlich, waren in allen Bundesländern negative Abweichungen der Bodenfeuchte zu verzeichnen. Insbesondere in Schleswig-Holstein, Hessen, Nordrhein-Westfalen und Baden-Württemberg waren deutliche Abweichungen vom langjährigen Mittelwert zu beobachten. Die relativ geringen Abweichungen in Bayern resultieren aus den einerseits extremen Bedingungen in Nordbayern, die oben durch die entspannten Bedingungen in den südlichen Landesteilen kompensiert werden. Zu der Häufigkeit dieser Bedingungen siehe auch Abbildung 2. Während in den Bundesländern Schleswig-Holstein, Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen und Rheinland-Pfalz im Juli bzw. August die negativen Abweichungen der Bodenfeuchte vom langjährigen Mittelwert in eher zu feuchten Bedingungen wechselten, blieben in den übrigen Gebieten die Abweichungen zu trockenen Bedingungen erhalten.

Tab. 1 Charakteristische agrarmeteorologische Kenngrößen für das Jahr 2008. Die Tabelle enthält die Abweichungen vom langjährigen Mittelwert (1962-2006) im Jahr 2008 für die Parameter Bodentemperatur, Minimumtemperatur in Bodennähe, Penman–Verdunstung und Benetzungszeit. Die rot dargestellten Werte stellen zu warme, bzw. Zeiten mit hoher Verdunstung und geringer Blattbenetzung, die blauen Werte zu niedrige Temperaturen, hohe Blattbenetzung und geringe Verdunstung dar.

Abweichungen vom langjährigen Mittel für das Jahr 2008

	Januar		Februar		März			April			Mai			Juni		
	A	B	A	B	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	D
Schleswig-Holstein	2.8	4.6	2.9	4.0	0.9	1.0	112.3	0.7	0.2	100.6	2.5	-0.1	135.7	1.2	0.3	123.2	68.4
Niedersachsen	3.0	4.7	2.6	3.0	0.6	1.0	109.3	0.0	0.2	89.6	2.3	0.4	120.0	1.5	0.4	116.4	68.7
Mecklenburg-Vorp.	2.2	4.1	3.1	4.5	1.2	1.5	109.8	0.6	0.9	88.0	2.0	-0.1	123.1	0.8	-0.3	120.0	56.1
Brandenburg	2.3	4.6	3.3	4.6	0.9	1.4	100.5	0.1	0.9	82.1	2.1	0.4	114.2	1.9	0.5	122.4	56.5
Sachsen-Anhalt	2.9	5.1	3.2	4.3	1.1	1.2	110.6	0.5	1.1	84.9	2.3	0.5	111.0	2.5	0.7	126.3	65.1
Hessen	2.4	4.4	1.9	2.3	0.1	0.4	107.3	6.4	-1.1	-0.1	79.6	2.3	1.9	117.0	60.4	1.4	0.8	114.3	76.1
Nordrhein-Westfalen	3.0	4.0	2.3	2.0	0.2	0.6	103.0	7.0	-0.1	0.0	90.7	96.0	2.6	1.7	112.0	63.9	1.5	0.7	107.4	87.8
Rheinland-Pfalz	2.2	3.7	2.3	2.0	-0.1	0.4	95.0	8.4	-0.5	0.1	81.3	112.5	2.8	2.8	123.1	51.5	1.8	1.2	105.4	77.6
Sachsen	2.0	5.3	2.7	4.7	0.6	1.0	113.0	1.9	0.3	0.6	83.4	128.4	2.2	0.9	109.6	79.6	2.4	1.1	118.8	66.1
Thüringen	2.3	5.5	2.4	4.1	0.6	0.9	122.6	3.2	-0.2	0.6	82.5	123.6	2.4	1.0	113.4	68.0	2.2	1.0	120.1	71.6
Bayern	1.4	5.2	2.3	3.8	0.4	1.0	102.0	5.5	0.0	0.5	86.0	113.5	2.0	1.4	115.2	51.2	1.8	1.6	105.6	82.3
Baden-Württemberg	1.7	3.2	2.1	1.7	0	0.3	103.2	6.0	-0.6	0.3	81.8	118.7	2.4	1.9	121.0	46.5	1.5	1.4	99.2	92.2
Gesamt BRD	2.2	4.5	2.5	3.3	0.5	0.9	105.8	5.7	0.0	0.4	86.2	115.0	2.3	1.1	118.8	59.1	1.6	0.9	112.4	74.7

	Juli				August				September				Oktober				November		Dezember	
	A	B	C	F	A	B	C	F	A	B	C	E	A	B	C	E	A	B	A	B
Schleswig-Holstein	0.6	0.7	105.8	0.2	-0.3	1.0	79.8	4.4	-0.1	-0.3	93.7	-6.6	0.1	0.3	82.8	8.7	1.3	1.6	0.6	1.3
Niedersachsen	0.5	0.5	100.6	0.3	0.0	0.9	89.8	1.2	-0.5	-0.8	94.5	-4.9	0.1	0.4	86.4	8.8	1.0	1.0	0.0	0.4
Mecklenburg-Vorp.	0.6	0.3	108.1	-1.6	-0.3	0.6	89.5	1.0	-0.2	-0.1	90.2	-2.4	0.0	0.1	81.1	9.9	1.4	1.5	0.7	1.3
Brandenburg	0.4	0.4	98.0	-0.3	-0.1	0.7	92.2	0.5	-0.3	-0.2	85.2	9.6	0.2	0.4	80.7	14.6	1.3	1.2	0.5	1.5
Sachsen-Anhalt	0.8	0.8	100.1	0.5	0.5	1.0	99.7	-1.3	-0.2	-0.2	87.0	8.5	0.5	0.4	91.0	12.5	1.3	1.3	0.4	1.4
Hessen	0.2	-0.1	105.8	-1.5	-0.3	0.5	99.8	-1.8	-1.5	-1.1	88.9	7.4	-0.6	-0.4	79.8	10.5	0.9	0.1	-0.4	-0.1
Nordrhein-Westfalen	0.0	0.1	93.3	2.6	-0.1	0.8	90.6	0.3	-1.1	-1.5	90.4	-.3	-0.3	-0.4	82.8	6.5	0.5	0.3	-0.6	-0.6
Rheinland-Pfalz	0.2	0.2	101.3	-1.1	-0.4	0.3	89.9	-0.6	-1.6	-1.5	85.1	6.2	-0.1	-0.2	79.7	6.5	0.9	0.5	-0.6	-0.3
Sachsen	0.6	0.5	103.6	-1.4	0.3	0.6	105.3	-1.5	-0.8	-0.8	84.7	7.2	0.2	0.1	90.2	11.1	1.3	0.9	0.1	1.4
Thüringen	0.5	0.4	107.5	-1.3	0.3	1.0	109.9	-3.1	-1.2	-1.2	88.8	-.9	0.0	-0.2	92.4	11.3	1.0	0.6	-0.2	0.6
Bayern	0.2	0.5	102.5	-0.7	0.3	0.3	102.6	-0.8	-1.3	-0.8	82.8	7.9	-0.1	0.0	80.2	6.8	1.1	0.3	0.1	1.5
Baden-Württemberg	0.1	-0.1	99.0	-0.9	-0.1	0.0	95.2	-0.7	-1.8	-1.5	80.5	7.4	-0.2	-0.2	90.6	7.6	0.5	-0.1	-0.6	0.1
Gesamt BRD	0.3	0.3	101.6	-0.3	0.0	0.6	94.5	0.0	-1.0	-0.9	87.1	3.0	0.0	0.0	84.2	8.9	1.0	0.7	0.0	0.7

Legende:
A = Bodentemperatur unbewachsener Boden 5 cm (rot = zu warm, blau = zu kalt)
B = Minimumtemperatur in Bodennähe für unbewachsenen Boden (rot = zu warm, blau = zu kalt)
C = Penman-Verdunstung, Abw.in % (rot = zu hohe Verdunstung, blau = zu geringe)
D = Benetzungszeiten, Abw. in % (rot = rel. geringe Benetzungszeiten, blau = relativ hohe)
E = Krumenbodenfeuchte, %nFK (rot = relativ trocken, blau = relativ feucht)
F = Kornfeuchte (%, 19 Uhr) (rot = relativ gering, blau = relativ hoch)

Mikroklima 2008

Wie aus der Tabelle 1 ersichtlich, sind im Jahr 2008, wie schon in den Vorjahren, die meisten Monate bei den Bodentemperaturen und den Minimumtemperaturen in Bodennähe als zu warm zu bezeichnen. Insbesondere die Wintermonate Januar und Februar waren wieder deutlich zu warm. Auch der Mai wies extrem positive Abweichungen auf. Im Mai und teilweise auch im Juni kamen dazu noch Abweichungen bei der Penman-Verdunstung mit ca. 120 % des langjährigen Monatssolls hinzu. Der Winter 2008/2009 begann im November zunächst wieder mit deutlichen Abweichungen nach oben, der Dezember zeigte jedoch schon eine etwas uneinheitliche Tendenz. Der Wintereinbruch zum Ende des Jahres beendete anschließend die zu warmen Perioden.
In ganz Deutschland einheitlich zu kalt und mit unterdurchschnittlichen Verdunstungswerten war eindeutig der September. Nicht ganz einheitlich, aber als etwa im normalen Bereich lassen sich der August und Oktober klassifizieren.

Besondere Situation 2008

Der niederschlagsarme Mai, kombiniert mit hohen Verdunstungsraten, führte in vielen Regionen zu extrem geringen Bodenfeuchten, verbunden mit Ertragseinbußen bzw. mit den frühen Einsätzen von Beregnungsmaßnahmen. In der Abbildung 2 sind die Bodenfeuchtebedingungen (% nFK) für leichte Standorte und Wintergetreide für die Bundesländer seit 1962 zum Zeitpunkt Anfang Juni dargestellt. Die roten Säulen kennzeichnen jeweils die fünf geringsten Bodenfeuchten in diesem Zeitraum. Für die gesamte Bundesrepublik und die Bundesländer Schleswig-Holstein, Niedersachsen, Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg zählt damit 2008 zu den fünf Jahren mit den geringsten Bodenfeuchten. Es wird aber auch deutlich, dass in vielen Bundesländern das Jahr zu diesem Zeitpunkt keine besonders extremen Bedingungen bei der Bodenfeuchte aufwies, zumindest nicht zu den fünf extremsten Jahren seit 1962 zu zählen ist. Dabei gibt es in den einzelnen Bundesländern selbstverständlich regional große Unterschiede. So findet man auf einzelne Regionen bezogen durchaus extreme Bedingungen, wie z.B. in Nordbayern, die jedoch durch ausgeglichene Bestände in den südlichen Landesteilen kompensiert werden.

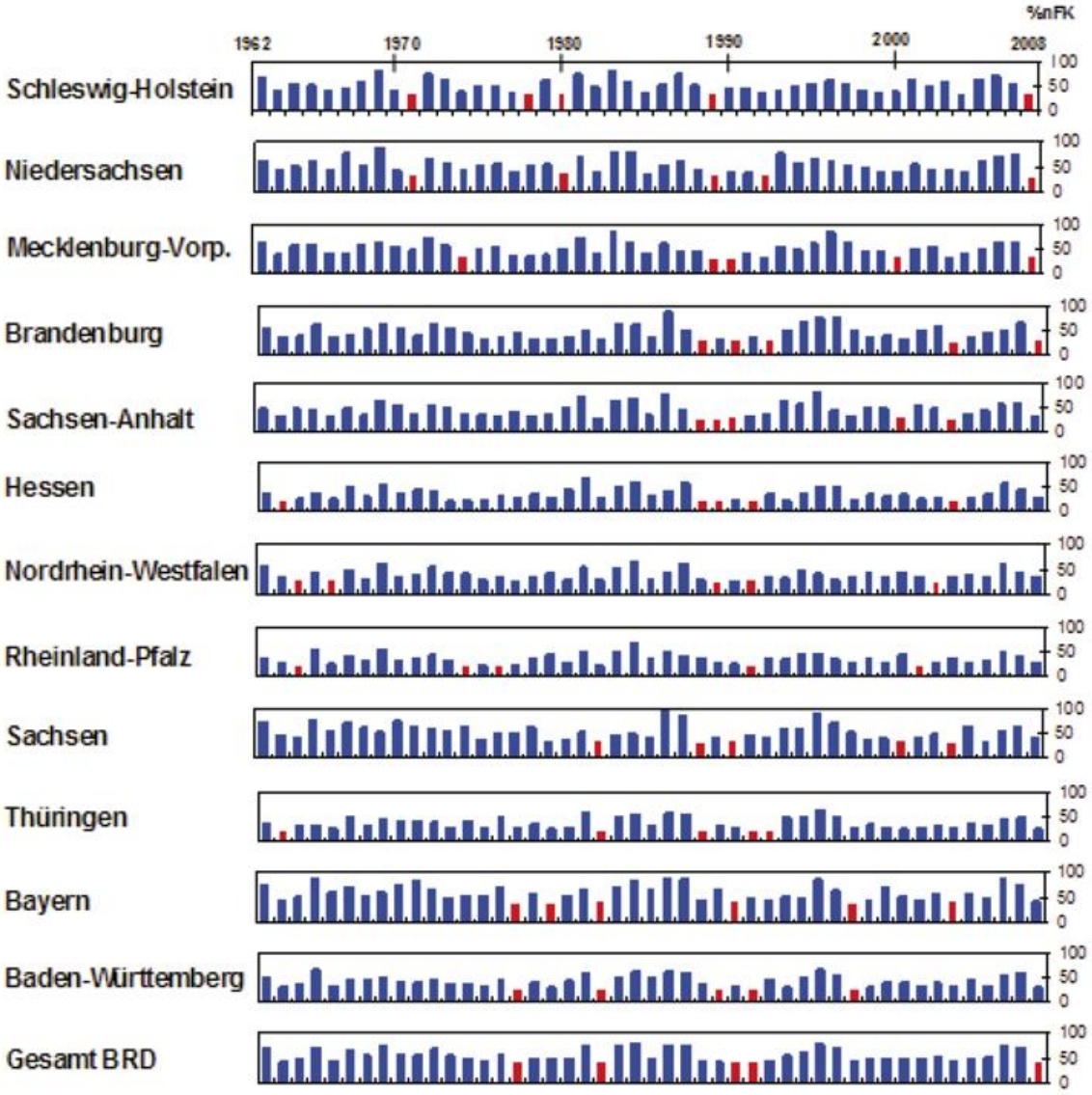


Abb. 2 Bodenfeuchtezustand (% nFK) jeweils Monatsbeginn Juni, 1962 – 2008, für leichte Böden und Wintergetreide, rot = fünf geringsten Bodenfeuchten seit 1962

Entwicklung der Ozonschicht

H. Claude, W.Steinbrecht, U.Köhler

Nach mehr als einer Dekade mit nahezu kontinuierlich ansteigenden Gesamtozonwerten wurde dieser Trend 2008 vorerst unterbrochen. Mit 316 Dobson Einheiten (DU) lag der Jahresmittelwert am Hohenpeißenberg um etwa 2% signifikant unter den Mittelwerten der vorangegangenen 5 Jahre. Auch andere europäische Stationen zeigten eine ähnliche Entwicklung. Innerhalb der 41 Jahre langen Gesamtozon-Messreihe am Hohenpeißenberg wiesen nur 6 Jahre noch niedrigere Gesamtozon-Jahresmittel auf; drei davon aber jeweils nach starken Vulkanausbrüchen (El Chichon 1983, Pinatubo 1992/93).
Dennoch bewegte sich das Jahresmittel 2008 nahe eines zu erwartenden Verlaufs, der durch die längerfristige Entwicklung maßgeblicher Einflussfaktoren vorgegeben ist (grüne Linie in Abb. 11). Diese Faktoren sind der gesamt-stratosphärische Chlorgehalt, der 11-jährige solare Zyklus und die bereits erwähnten Vulkanaerosole. So hat der Rückgang der Vulkanaerosole nach 1992/93 zusammen mit der Zunahme der solaren Aktivität bis zum solaren Maximum 2002 zu dem starken Ozonanstieg in dieser Episode geführt. Wegen der dann folgenden Abschwächung der solaren Aktivität war schon ab 2005 mit niedrigeren Ozonwerten zu rechnen, was aber 2006/07 durch weitere Einflüsse verhindert wurde. Erst 2008 bewirkte die zusätzliche Kombination aus westlicher Phase der quasi-biennalen Oszillation (QBO) und positiver Phase der Arktischen Oszillation (AO)/Nordatlantik Oszillation (NAO) einen deutlicheren Rückgang beim Gesamtozon, da diese Faktoren je nach Phasenlage über eine veränderte Dynamik zu höheren oder niedrigeren Gesamtozonwerten beitragen.

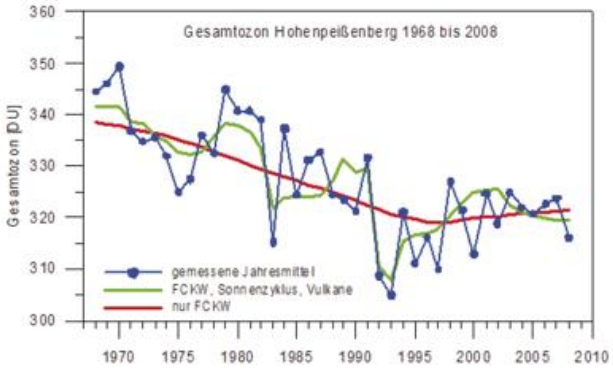


Abb. 1: Blaue Kurve: Jahresmittel des Gesamtozons aus Hohenpeißenberger Messungen. Die rote und die grüne Linie sind Ergebnisse einer Schätzung von Einflussfaktoren mittels linearer Regression. (Rote Linie: Langjähriger Verlauf durch anthropogenes Chlor (aus FCKWs). Grüne Linie: Langjähriger Verlauf durch Chlor, Vulkanausbrüche, und 11-jährigen Sonnenzyklus).

Jahre mit auffallend höherem oder niedrigerem Gesamtozon kommen immer wieder vor. So war in den Jahren 1997 und 2000 die Ozonschicht über Mitteleuropa ebenfalls geschwächt. In diesen Jahren war im vorangegangenen Winter der arktische Polarwirbel besonders kalt und stabil, wodurch es zu einem verstärkten, chemisch bedingten Ozonabbau kam. Die ozonärmeren Luftmassen erreichten im Frühjahr und Frühsommer auch Mitteleuropa und verursachten hier Rekordminima mit erhöhter Sonnenbrandgefahr. Bei entsprechender Wetterlage sind solche tiefen Werte auch heute noch möglich. Bisher beträgt die Ozonerholung aufgrund des beginnenden Chlorrückgangs in der Stratosphäre nämlich nur geringfügige 2 bis 3 Dobson-Units.

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa

T. Fuchs

Die Analysen des Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) zeigen im Jahr 2008 überwiegend geringe Abweichungen der Gebietsniederschläge in Europa von den vieljährigen Mittelwerten des Zeitraumes 1951-2000. In der Anomaliekarte (Abb. 1b) fallen besonders die großflächigen Niederschlagsdefizite in Portugal, im östlichen Mittelmeerraum sowie in der Mitte von Norwegen auf. Niederschlagsüberschüsse traten in Großbritannien und Irland, im Süden von Norwegen, Schweden und Finnland, in Estland und dem äußersten Nordwesten von Rußland, im Westen der Ukraine, sowie in Norditalien auf. Das größte Niederschlagsdefizit mit örtlich weniger als 60% der mittleren Jahresniederschläge ist in der prozentualen Anomalieanalyse (Abb.1c) in der Mitte von Norwegen erkennbar, in Finnland hingegen wurde das 1,3-fache der normalerweise zu erwartenden Niederschlagsmenge erreicht.

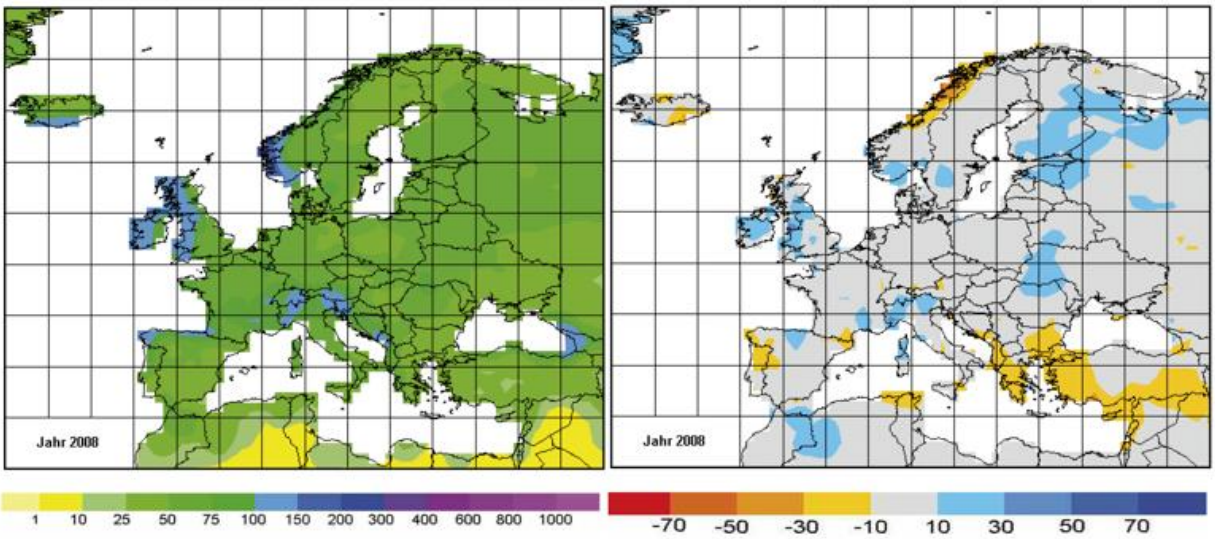


Abb. 1a: Niederschlagshöhe in mm/Monat im Jahr 2008

Abb. 1b: Niederschlagsanomalie im Jahr 2008 Abweichung in mm/Monat vom Mittelwert des Zeitraumes 1951-2000

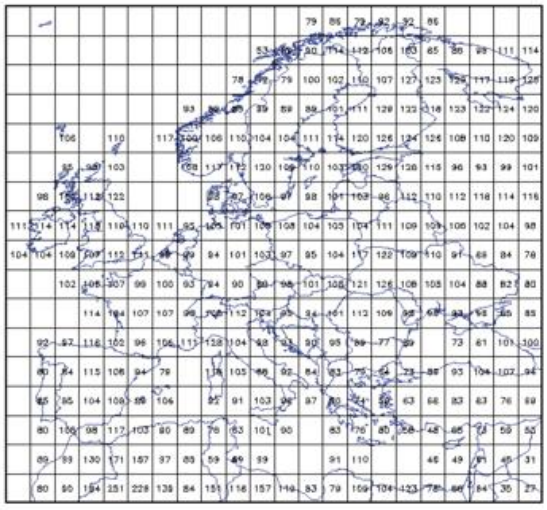


Abb. 1c: Jährlicher Niederschlag im Jahr 2008 in Prozent der Mittelwerte 1951 - 2000

Im jahreszeitlichen Überblick des Jahres 2008 (Abb. 2a und 2b auf der nächsten Seite) ist bemerkenswert: Im Winter großflächige Trockenheit in der Südhälfte Europas, in einem Streifen von den Britischen Inseln über den Süden von Skandinavien bis zum Weissen Meer hingegen zu feucht. Im Frühling war es im Westen von Europa wie auch im äußersten Osten großflächig zu feucht. Im Sommer dominierten überdurchschnittliche Niederschlagshöhen im Bereich der Britischen Inseln sowie im Nordosten Europas. Der Herbst war im Großteil Europas recht durchschnittlich, in Portugal und der Mitte Norwegens aber wesentlich zu trocken.

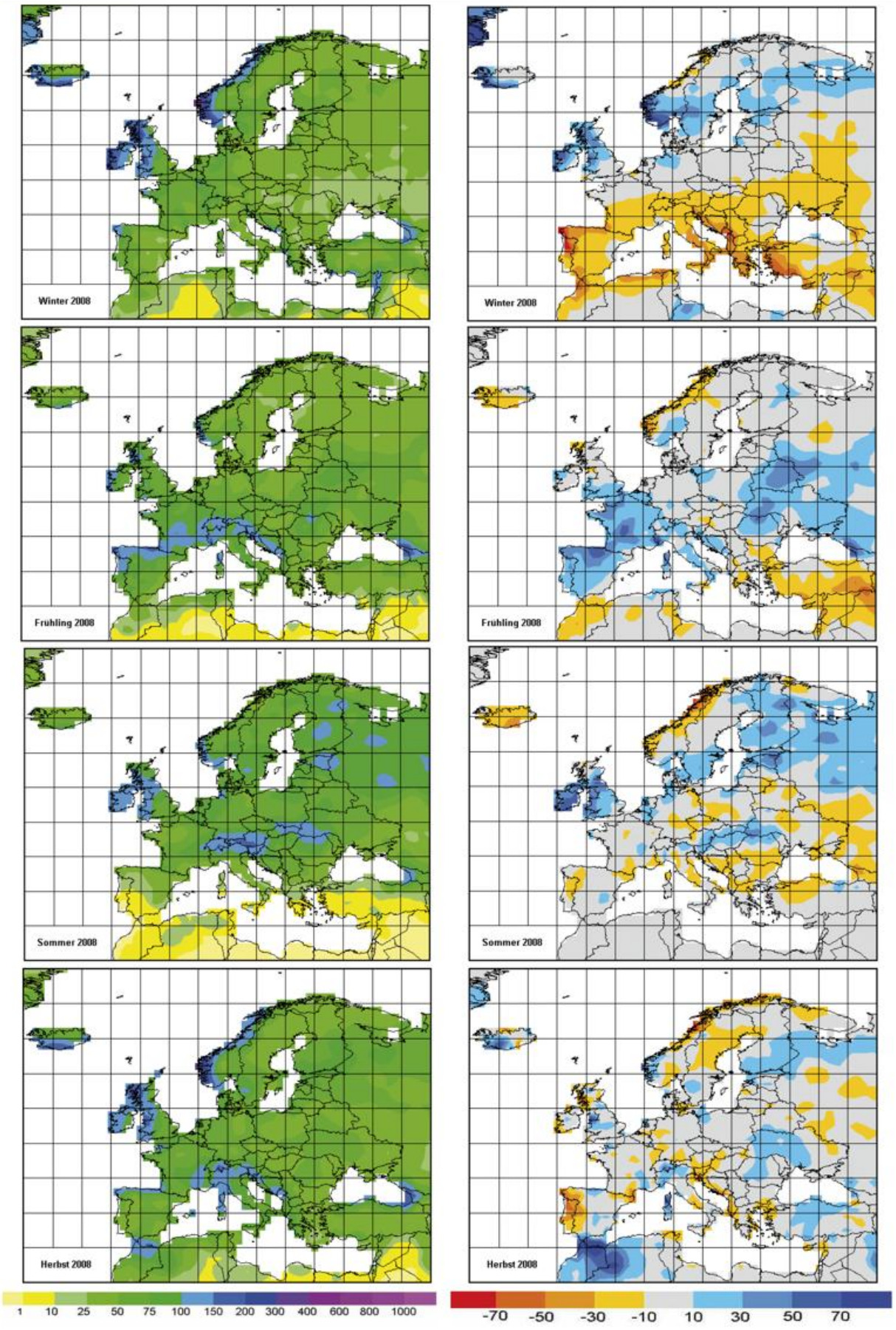


Abb. 2a: Niederschlagshöhe für die Jahreszeiten in mm/Monat

Abb. 2b: Niederschlagsanomalie für die Jahreszeiten in mm/Monat (Bezugszeitraum 1951-2000)

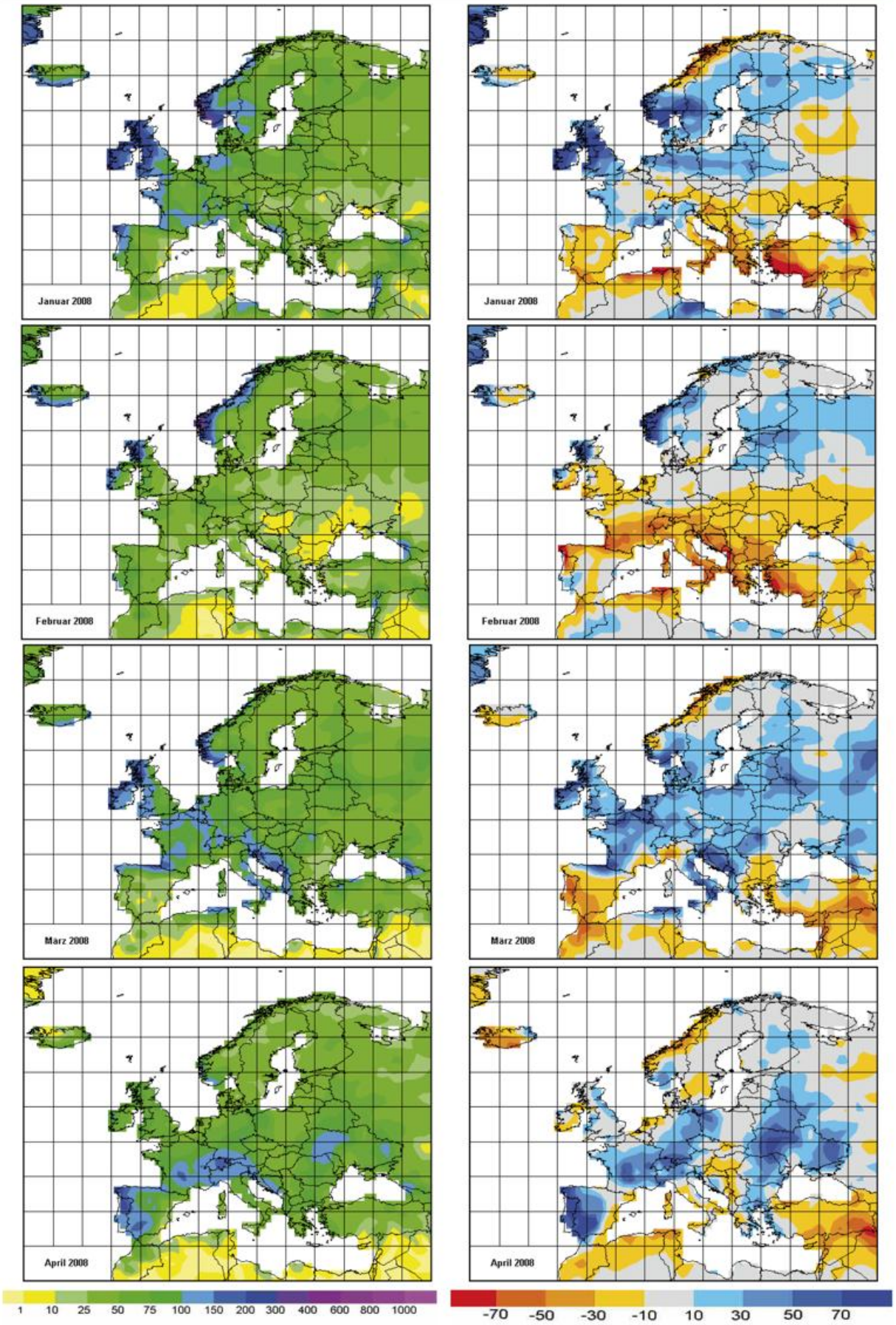


Abb. 3a: Monatliche Niederschlagshöhen in mm

Abb. 3b: Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1951-2000)

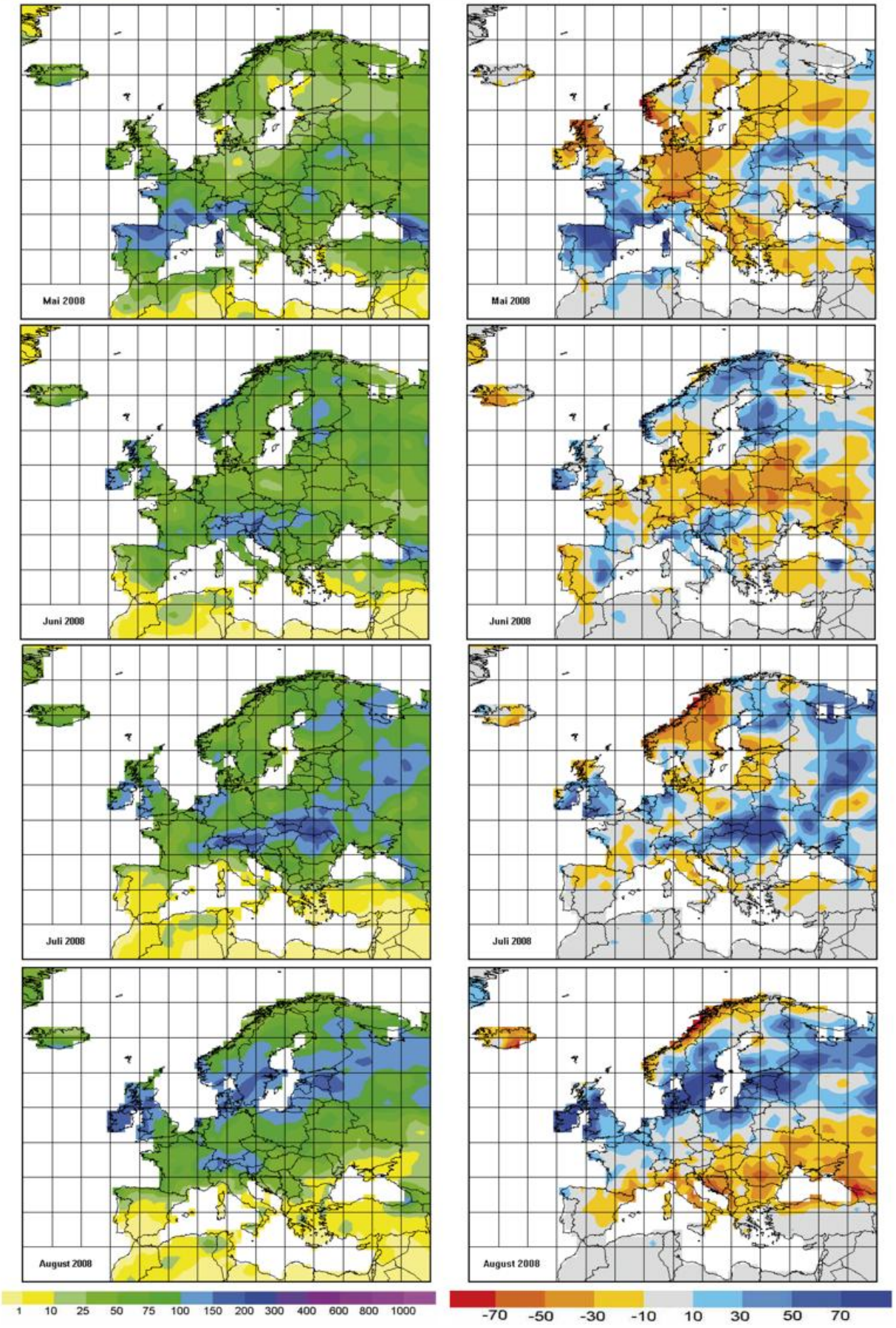


Abb. 3a: Monatliche Niederschlagshöhen in mm

Abb. 3b: Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1951-2000)

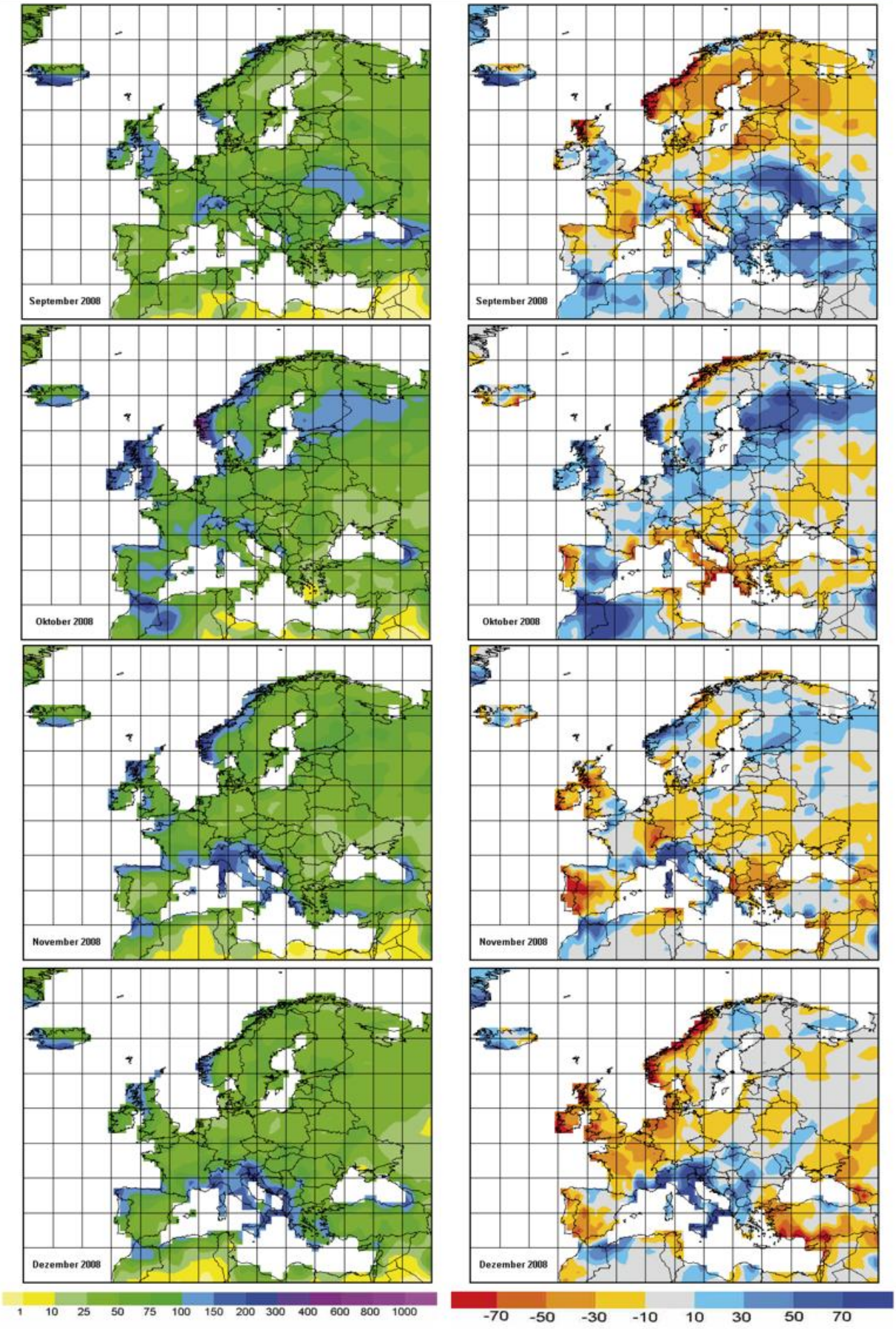


Abb. 3a: Monatliche Niederschlagshöhen in mm

Abb. 3b: Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1951-2000)

Die monatlichen Niederschläge und extremen Niederschlagsereignisse in Europa im Jahr 2008 von Januar bis Dezember:

Kurzzeitige Extremniederschläge oder über mehrere Tage anhaltende ergiebige Niederschläge erreichen z.T. das durchschnittliche „Monatssoll" bzw. liegen sogar höher und sind damit auch in den Karten der monatlichen Niederschlagshöhen (Abb. 3a) bzw. Niederschlagsanomalien (Abb. 3b) sichtbar. Wesentliche zu lokalen oder regionalen Hochwasser- bzw. Dürreschäden in Europa führende monatliche Niederschlagsereignisse werden nachfolgend für jeden Monat des Jahres 2008 kurz beschrieben.

Im **Winter** brachten Sturmtiefs ab Mitte **Januar** in Nordwest-Europa z.T. innerhalb von nur einem Tag die sonst übliche monatliche Niederschlagsmenge. Weiterer Regen in den Folgetagen führte zu mehr als 500 überfluteten Häusern in Nordengland (wo z.T. mehr als das 2,5-fache der dort im Januar normalen Niederschlagsmenge fiel) und deutlichen Einschränkungen des Bahnverkehrs in Südnorwegen. Anfang **Februar** wurden Schottland und wiederum Südnorwegen von Schneestürmen und heftigem Regen heimgesucht. In Lissabon wurde Mitte des Monats eine neue Höchstmarke für Februar-Tagesniederschlag erreicht: 118 Liter pro m². Die seit Oktober 2007 andauernde schwerste Dürre seit mehr als 50 Jahren führte in Spanien, insbesondere in Katalonien und Andalusien, zu großer Wasserknappheit. In den Alpen zeichnete sich ähnlich wie der Vorwinter auch der Winter 2007/2008 durch großen Schneemangel aus.

Im **Frühjahr** überzogen mehrere Winterstürme im **März** Mitteleuropa und die Britischen Inseln mit heftigem Schnee und Regen, was den Straßen- und Bahnverkehr zum Teil völlig zum Erliegen brachte. In Spanien setzte sich die schwere Dürre fort. Insgesamt war dort seit Oktober 2007 im Flächenmittel 40 % weniger Niederschlag als normal zu verzeichnen. Erst im **April** brachte kräftiger Regen in der Westhälfte von Spanien wieder Feuchtenachschub. Der **Mai** war in ganz Spanien sehr naß und entwickelte sich dort zum feuchtesten Maimonat seit 1971, was zu einer deutlichen Verringerung des Niederschlagsdefizites der Vormonate beitrug (siehe Abb. 4). Am Monatsende wurden der Süden Frankreichs und der Nordwesten von Italien von Starkregen heimgesucht. Überschwemmungen und Erdrutsche führten daraufhin z.T. zur völligen Blockade von Straßen und Bahnlinien.

Am Anfang des **Sommers** war im **Juni** wiederum Spanien betroffen: in der ersten Junihälfte führte kräftiger Regen im Nordwesten des Landes zu z.T. schweren Überschwemmungen. Im **Juli** traf es die Ukraine außergewöhnlich stark. Eine 9-tägige Periode mit heftigem Regen in der zweiten Monatshälfte verursachte dort die schwerste Hochwasserkatastrophe seit 100 Jahren: mehr als 30 Todesopfer und mehr als 17000 Evakuierte waren zu verzeichnen. Der Monat **August** war auf den Britischen Inseln außergewöhnlich feucht. In Nordirland war dies der feuchteste Augustmonat seit Beginn der regelmäßigen Wetteraufzeichnungen in 1914.

Der **Herbst** begann Anfang **September** mit überdurchschnittlich hohen Niederschlägen in Wales, Mittel- und Nordostengland, wo in nur 3 Tagen großflächig mehr als die normale Monatsmenge und örtlich bis zum 3-fachen der üblichen Regenmengen fielen. Als Folge mussten u.a. mehr als 200 Menschen evakuiert werden. In Algerien

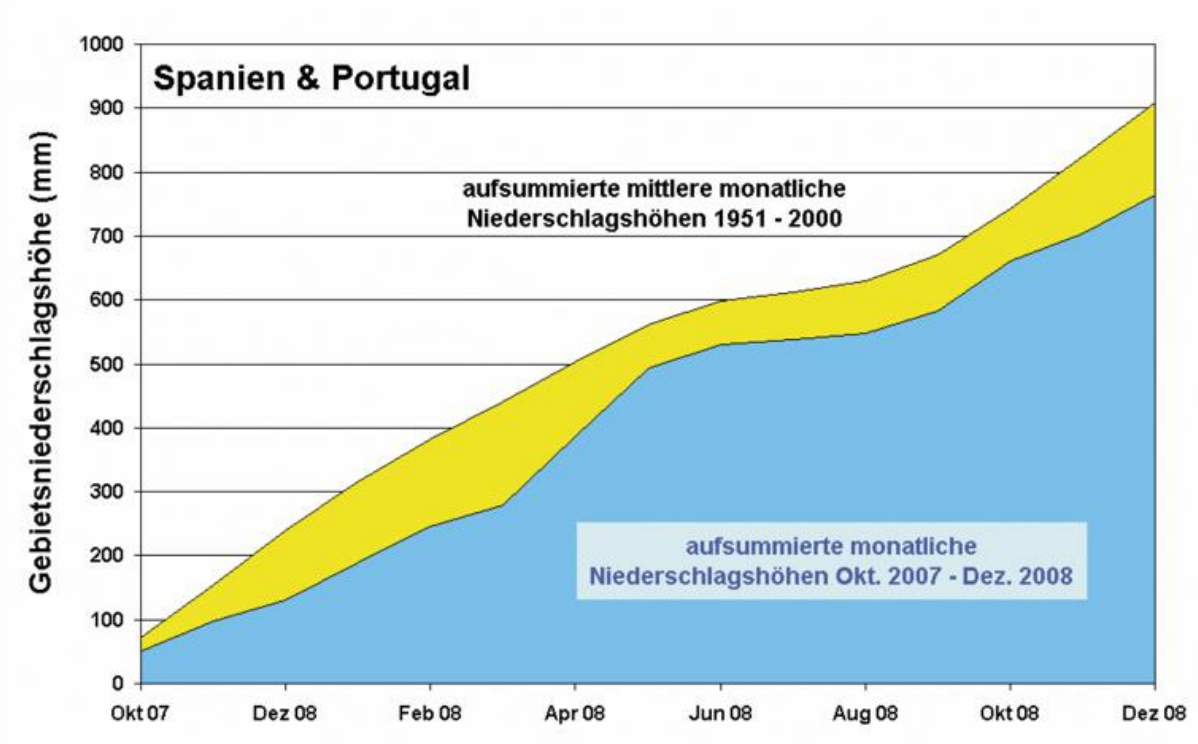


Abb. 4: Akkumulierte monatliche Niederschläge über Spanien und Portugal von Okt. 2007 bis Dez. 2008 im Vergleich zu den akkumulierten klimatologischen Mittelwerten 1951-2000. Die blaue Fläche gibt die im Laufe der Zeit anwachsende Niederschlagssumme an, die gelbe Fläche kennzeichnet das Niederschlagsdefizit gegenüber den klimatologischen Mittelwerten 1951-2000.

führten kräftige Niederschläge in der ersten Hälfte des Monats **Oktober** zu Überschwemmungen, die dort mehr als 60 Menschen das Leben kosteten. Auch im Nordwesten der Britischen Inseln war der Oktober deutlich zu naß, in Schottland war dies gar der feuchteste Oktobermonat seit 1954. In der ersten **Dezember**hälfte sorgte ein Genua-Tief für starke Schneefälle auf der Südseite der Alpen und kräftigen Regen in ganz Italien und entlang der östlichen Adriaküste. Innerhalb von 8 Stunden fiel in Rom mehr Regen als normalerweise im gesamten Dezember üblich. Als Folge davon überschwemmte der Tiber in Rom viele Straßen und Häuser in Flußnähe.

Hinweise zur Datenbasis der Niederschlagskarten und Berechnung der Anomalien:
Die Niederschlagskarten dieses Beitrags beruhen auf Rasterdaten, die regelmäßig monatlich auf der Basis gemessener Niederschlagsdaten im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN, engl. Global Precipitation Climatology Centre, GPCC) berechnet werden (Rudolf et al.,1992, Rudolf und Schneider, 2005). Für das etwa zwei Monate nach Ablauf eines Analysemonats verfügbare „GPCC Monitoring Product" (Schneider et al., 2008) werden die in SYNOP- und CLIMAT-Meldungen über das globale Fernmeldesystem (Global Telecommunication System, GTS) empfangenen Daten von weltweit rund 7.500 Stationen nach einer gründlichen Qualitätskontrolle durch das WZN analysiert.

Das Analyseverfahren des WZN basiert auf Abweichungen der monatlichen Niederschlagssummen an Meßstationen von deren klimatologischen monatlichen Bezugswerten (für die Periode 1951-2000 bzw. darin enthaltene 30-jährige Zeiträume) bzw. an Stationen, wo kein Bezugswert verfügbar ist, auf Abweichungen von der hoch auf-

gelösten globalen Niederschlagsklimatologie des WZN (Schneider et al., 2008). Für die Analyse der absoluten Niederschlagsfelder werden die Anomaliewerte mittels der Analysemethode SPHEREMAP räumlich interpoliert und dann der globalen Niederschlagsklimatologie des WZN überlagert. Die Rastergröße der Analysen beträgt 1° mal 1° geographische Breite und Länge, die resultierenden Rasterwerte wurden zur Darstellung in den Karten (Abb. 1-3) geglättet. Die einheitliche Verwendung der Maßeinheit Millimeter pro Monat dient der Vergleichbarkeit der jährlichen (Abb. 1), jahreszeitlichen (Abb. 2) und monatlichen (Abb. 3) Niederschlagskarten.
Alle gerasterten Analyseprodukte des WZN sind über die WZN-Homepage http.//gpcc.dwd.de frei visualisierbar und zugreifbar.

Literatur

Schneider, U., T. Fuchs und B. Rudolf (2008): Global Precipitation Analysis Products of the GPCC. Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M., Germany. 16 pp. Internetpublikation unter http://gpcc.dwd.de.

Rudolf, B., und U. Schneider (2005): Calculation of Gridded Precipitation Data for the Global Land-Surface using in-situ Gauge Observations, Proceedings of the 2nd Workshop of the International Precipitation Working Group IPWG, Monterey October 2004, EUMETSAT, ISBN 92-9110-070-6, ISSN 1727-432X, 231-247.

Rudolf, B., H. Hauschild, M. Reiß und U. Schneider (1992): Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie - Contributions to the Global Precipitation Climatology Centre. Meteorologische Zeitschrift N. F. 1 Nr. 1, 7-84.

Quellenangaben zu den aufgelisteten Extremereignissen

- Roger Brugge, University of Reading, UK, http://www.met.rdg.ac.uk/~brugge/world.html
- Dartmouth Flood Observatory, New Hampshire, USA, http://www.dartmouth.edu/~floods
- UK MetOffice climate and weather statistics: http://www.metoffice.gov.uk/climate/uk/

Weltweite Besonderheiten der Witterung

P. Hechler

Die Analysen führender Klimazentren ordnen das Jahr 2008 unter den wärmsten seit Aufzeichnungsbeginn ein. Nach den Berechnungen des UK Met Office Hadley Centre lag die mittlere **globale Lufttemperatur** (Meeresoberflächentemperatur und Lufttemperatur über Land) 0,31 K über der mittleren Jahrestemperatur des Referenzzeitraums 1961-1990 von 14,0°C; 2008 ist somit das zehntwärmste Jahr. NOAAs National Climatic Data Center zufolge lag das Jahr 0,49 K über dem vieljährigen Mittel des letzten Jahrhunderts (1901 – 2000) und ging als acht wärmstes Jahr in deren Beobachtungsreihen ein.

Die mittlere globale Lufttemperatur 2008 lag damit leicht unter denen der bisherigen Jahre des 21. Jahrhunderts; dies erklärt sich teilweise mit dem mäßigen bis starken **La Nina** Ereignis, welches sich bereits in der zweiten Hälfte des Jahres 2007 entwickelt hatte. Die mittlere globale Temperaturabweichung für Januar 2008 (+0,05 K) entsprach der geringsten monatlichen Anomalie seit Februar 1994 (-0,09 K) – alle weiteren Monate dieses Zeitraums waren mehr als 0,05 K zu warm.

Das La Nina Ereignis hielt bis Mai 2008 an. Nahezu neutrale Bedingungen herrschten über den größten Teil der zweiten Jahreshälfte 2008 vor. Die atmosphärischen Zirkulationsmuster sowie kühle Oberflächenwasser wiesen jedoch zum Ende des Jahres wiederum auf La Nina Verhältnisse im tropischen Pazifik hin.

Die Ausdehnung des **arktischen Meereises** fiel in der sommerlichen Schmelzperiode 2008 auf den zweitgeringsten Wert seit Beginn der Satellitenmessungen 1979. Die mittlere Ausdehnung des Meereises für den Monat September betrug 4,67 Millionen km². Der bisher niedrigste Monatswert wurde im Jahr 2007 mit 4,3 Millionen km² gemessen.

Januar und Februar waren in fast ganz Europa sehr mild; die mittleren monatlichen **Temperaturabweichungen** betrugen in einigen Gebieten Skandinaviens mehr als +7 K. In Teilen Finnlands, Norwegens und Schwedens war der Winter 2007/2008 der wärmste seit Aufzeichnungsbeginn. In Teilen Asiens von der Türkei bis China war der Winter hingegen bemerkenswert kalt und forderte Hunderte Menschenleben in Afghanistan und China. In diesen Regionen erreichten die Abweichungen von den mittleren Temperaturen im Januar -4 K bis -10 K. In Kanada, Alaska und im Norden der USA lagen die Februartemperaturen deutlich unter dem Durchschnitt; in einigen Gebieten wurden Abweichungen vom mittleren Tagesmittel von -4 K bis -5 K aufgezeichnet.

In Australien begann das Jahr mit dem landesweit wärmsten Januar seit 1950. Im März trat eine außergewöhnlich lang andauernde Hitzewelle auf, die große Teile des südlichen Australiens betraf. Adelaide erlebte die längste Hitzewelle seit Aufzeichnungsbeginn mit Tagesmaxima über 35°C an 15 Tagen in Folge (bisheriger Rekord: 8 aufeinander folgende Tage).

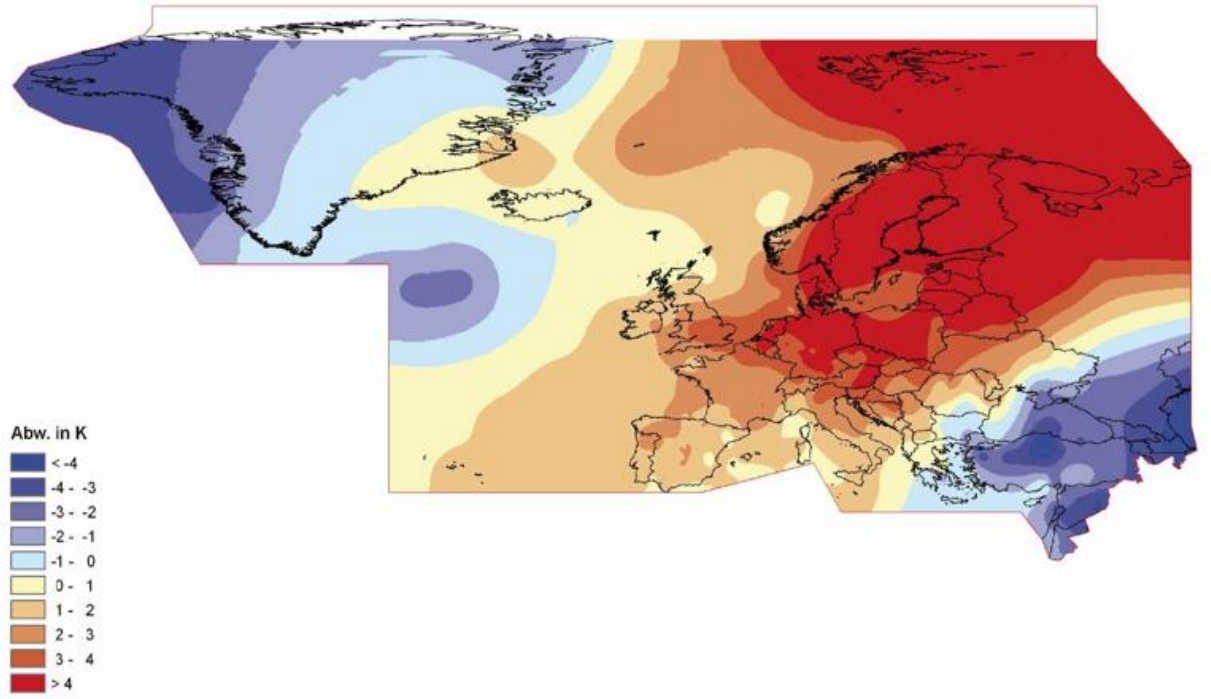


Abb. 1: Abweichung der Monatsmitteltemperatur vom Referenzwert 1961 - 1990 für Europa, April 2008

Der Frühling war in großen Teilen Europas und Asiens sehr warm; dies lag besonders an einem sehr warmen März mit Abweichungen von +5 K in Zentral- und Nordwestasien. Auch Sommer und Herbst waren im größten Teil Europas und Asiens wärmer als normal.
Südargentinien und Chile lagen zwischen Januar und April im Bereich stabiler atmosphärischer Blockierungssituationen, die zu sehr hohen Temperaturen führten. Insbesondere der Februar war in dieser Region sehr warm. Viele Gebiete registrierten den wärmsten Februar seit 50 Jahren mit Tagesmaxima zwischen 35°C und 40°C (vieljährige mittlere Tagesmaxima: 20°C bis 28°C).

Die mittleren Julitemperaturen wiederum lagen in großen Teilen Argentiniens, Uruguays, Paraguays, Südostboliviens und Südbrasiliens mehr als 3 K über dem Durchschnitt – für viele Regionen bedeutete das den wärmsten Juli der letzten 50 Jahre.

Der globale **Jahresniederschlag** über Landflächen lag im Jahr 2008 leicht über dem vieljährigen Mittel 1961-90.

Im Januar waren 1,3 Millionen km² in insgesamt 15 Provinzen Südchinas mit Schnee bedeckt, verbunden mit anhaltend niedrigen Temperaturen und Vereisung. Millionen von Menschen litten unter Energieausfällen, unterbrochenen Verkehrsadern und landwirtschaftlichen Schäden.

Im April traten im US-amerikanischen Staat Missouri sowie im südlichen Indiana in Folge heftiger Regenfälle in Verbindung mit feuchtigkeitsgesättigten Böden und Schneeschmelze ausgedehnte Überschwemmungen auf. Im Juni meldeten 78 USamerikanische Stationen in diesem Gebiet die höchste Niederschlagstagessumme, die je in einem Juni registriert wurde, wobei an 15 dieser Stationen absolute Rekordwerte erreicht wurden.

Südlich der Sahara wurde Afrika von schweren Regenfällen heimgesucht; diese verursachten auch die bislang schwersten Überflutungen in Simbabwe und zogen mehr als 300 000 Menschen in Westafrika während des Monsuns in Mitleidenschaft.

Außergewöhnlich heftige Regenfälle traten im Zeitraum September bis November in Nordafrika und Südwesteuropa auf. Im spanischen Valencia wurden 390 mm innerhalb von 24 Stunden gemessen; davon fielen 144 mm in weniger als 1 Stunde. In Frankreich waren mehrere Regionen von starken Regenfällen im Zeitraum 31. Oktober bis 2. November betroffen: innerhalb von 3 Tagen wurden an einigen Stellen 500 mm registriert.

In Südasien fielen mehr als 2600 Menschen heftigen Monsunregenfällen und dadurch verursachten Sturzfluten zum Opfer. Betroffen waren vor allem Indien, Pakistan und Vietnam - in Indien wurden hierdurch allein 10 Millionen Menschen aus ihren Behausungen vertrieben.

Im westlichen Kolumbien waren in der zweiten Jahreshälfte mindestens eine halbe Million Menschen von anhaltenden Regenfällen mit überdurchschnittlichen Niederschlagsmengen betroffen, die großflächige Schäden sowie Erdrutsche verursachten. Im südlichen Brasilien wurde der Bundesstaat Santa Catarina vom 21. bis 24. November von starken Regenfällen heimgesucht. In diesem Zeitraum wurden mehr als 500 mm Niederschlag registriert, darunter mehr als 200 mm innerhalb von 24 Stunden. Unter den resultierenden heftigen Überflutungen und Muren litten 1,5 Millionen Menschen - mehr als 80 Menschen verloren ihr Leben.

Der tödlichste **tropische Zyklon** im Jahr 2008 war Nargis, welcher sich im nördlichen Indik entwickelte und Anfang Mai Myanmar erreichte. Mehr als 70 000 Menschen kamen ums Leben und Tausende von Häusern wurden zerstört. Nargis war der zerstörerischste Zyklon in Asien seit 1991 und verursachte die schlimmste Naturkatastrophe in der Geschichte Myanmars.

Im Atlantik entwickelten sich 16 Wirbelstürme (vieljähriges Mittel: 11) von denen 8 Hurrikanstärke erreichten (vieljähriges Mittel: 6). Fünf von ihnen waren schwere Hurrikane der Kategorie 3 oder höher (vieljähriges Mittel: 2). Die Hurrikansaison 2008 war verheerend mit vielen Opfern und großflächigen Zerstörungen in der Karibik, in Zentralamerika sowie in den USA.

Im Nordwest-Pazifik wurden 22 tropische Stürme registriert von denen 11 als Taifun klassifiziert wurden (vieljährige Mittel: 27 und 14). Am stärksten betroffen waren die Philippinen, Kambodscha, Laos, Thailand, Vietnam und Südost-China.

Ausgeprägte Dürren wurden im Südosten Nordamerikas, auf der Iberischen Halbinsel, im südöstlichen Teil Südamerikas und in Australien registriert.

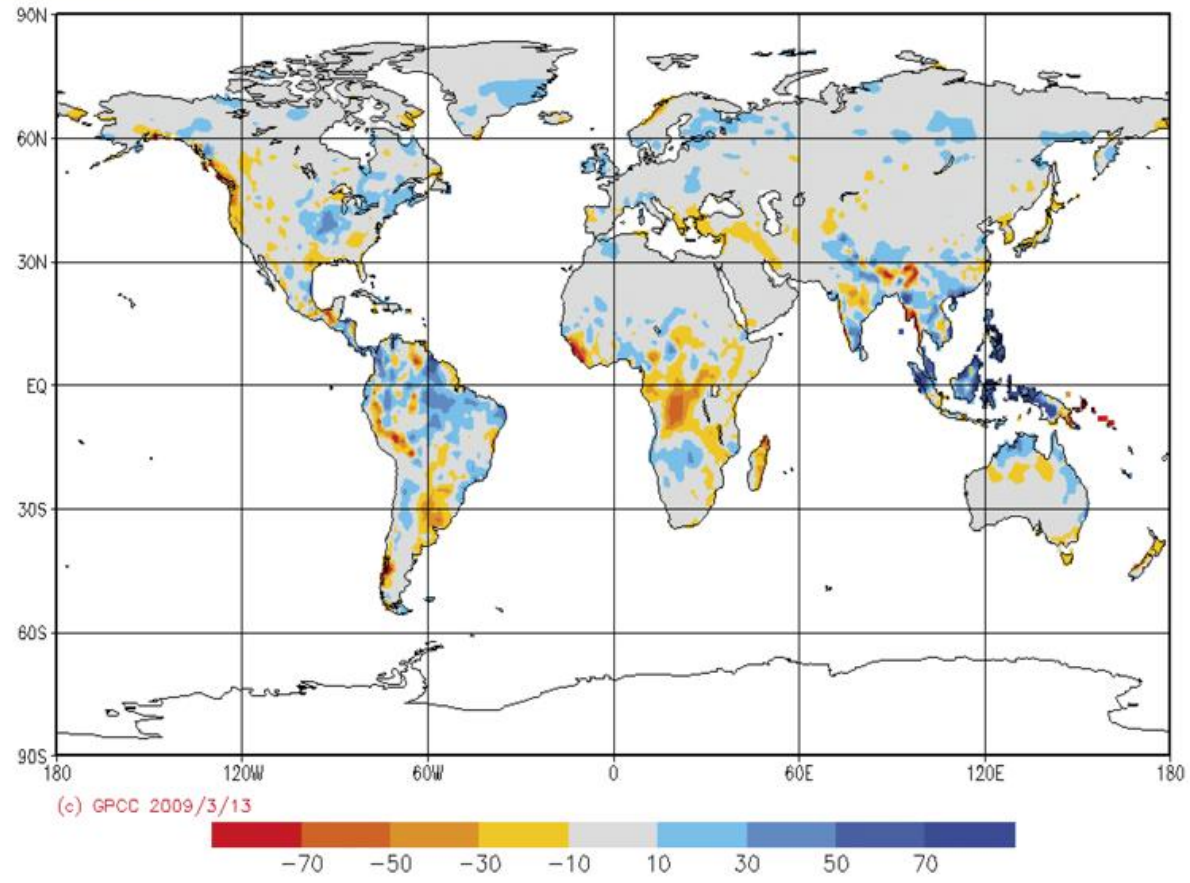


Abb. 2: Globale Verteilung der Niederschlagabweichungen auf den Landflächen der Erde im Jahr 2008, Niederschlagsmesser-basierte Analysen im 1 Grad Raster als normierte Abweichungen in mm/Monat bezogen auf 1961 - 1990.

Rettung historischer Klimadaten in Deutschland: das KLIDADIGI-Projekt des DWD

H. Mächel, A. Kapala, J. Behrendt und C. Simmer

Einleitung

Im Zuge der Diskussion um die globale Erwärmung, insbesondere aber um die mögliche Zunahme extremer Wetterereignisse, ist der Bedarf der Klimaforschung an zeitlich und räumlich hoch aufgelösten Beobachtungsdaten hoher Qualität in der letzten Dekade stark gewachsen, zumal Entscheidungsträger möglichst auf einer regionalen Skala belastbare, d.h. statistisch gut abgesicherte und robuste Aussagen zum Klimawandel, einschließlich der Extreme, von der Wissenschaft fordern. Für viele Teile der Welt sind jedoch belastbare Aussagen über Änderungen in der Statistik extremer, d.h. seltener, Wetterereignisse kaum möglich, da die meist notwendigen, zumindest täglichen Beobachtungsdaten nicht verfügbar sind (IPCC, 2007). In der Regel sind tägliche Beobachtungen nur für die letzten zwei bis drei Dekaden, im besten Fall für die zweite Hälfte des 20. Jh. für einige Regionen in digitaler, wissenschaftlich auswertbarer Form vorhanden. Tägliche Beobachtungsreihen mehrerer Parameter, die 100 und mehr Jahre umspannen, sind selten und für viele Regionen überhaupt nicht verfügbar (Page et al. 2004).

Um diese Defizite zumindest teilweise zu beheben hat die WMO bereits 1999 im Rahmen des Global Climate Observing System (GCOS) ein Programm zur Rettung klimatologischer Daten etabliert (Data Rescue, DARE). Darin wurden alle Mitgliedstaaten aufgefordert, ihre Papierarchive auf elektronischen Medien zu sichern, die Beobachtungs- und Metadaten sowie das noch nicht digitalisierte Material aus Jahrbüchern zu digitalisieren (Tan et al. 2003, Abb. 1).



Abb. 1: DWD Zentralarchiv (Zwischenlager während des Umbaus)

Inzwischen haben z. B. USA, Kanada und Australien ihre Klimadaten für bestimmte Parameter systematisch digitalisiert. Diesen Beispielen folgen jetzt auch viele europäische Länder wie z. B. dokumentiert im von der WMO unterstützten Projekt MEDARE (Rescue and Digitization of Climate Records in the Mediterranean Basin). In den USA wurde seit 2000 im Rahmen des Climate Database Modernization Program (CDMP) eine Vielzahl klima- und umweltrelevanter Daten und Dokumente digitalisiert, angefangen von Satellitenbildern und ozeanographischen Daten bis zu Sonnenbeobachtungen, maritimen Logbüchern und wissenschaftlichen Publikationen (*http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/cdmp/cdmp.html*). Hierbei ist zu erwähnen, dass die NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, USA) auch die

Tab. 1: Bestand an Stationen mit täglichen Beobachtungen in der Klimadatenbank (Stand vor Projektbeginn 2005) aufgeteilt nach alten und neuen Bundesländern und nach Beobachtungsdauer. Zahlen in schwarz beziehen sich auf Niederschlagsstationen (RR), die Zahlen in rot auf Klimastationen (Klima)

RR/Klima	1901- 2005 ~ 100 Jahre	1951- 2005 ~ 50 Jahre	1971- 2005 ~ 30 Jahre	1991- 2005 ~ 10 Jahre	Stand Dez. 2005
Neue Bundesländer (30% Flächenanteil)	8/3	410/51	1212/66	1366/113	956/132
Alte Bundesländer (70% Flächenanteil)	80/9	2085/214	2347/307	2652/419	2055/417
Summe	88/12	2495/265	3559/373	4018/532	3017/549

täglichen Wetterberichte des DWD, der Deutschen Seewarte und des Reichswetterdienstes aus den Jahren 1896-1975, gescannt und im Internet verfügbar gemacht hat (*http://docs.lib.noaa.gov/rescue/data_rescue_germany.html*). Die USA unterstützen außerdem einige Entwicklungsländer in der Datendigitalisierung. Alle diese Bemühungen sollen in einer globalen Klima-Reanalyse ab 1892 münden (Compo et al. 2006).
Auch in Deutschland sind erhebliche Defizite in der Verfügbarkeit langer, täglicher Beobachtungsreihen vorhanden (Abb. 3, Tab. 1). Nur 12 Klimastationen (2%) und 88 Niederschlagsstationen (3%) weisen fast kontinuierliche, digital zugängliche Beobachtungsreihen seit 100 Jahren auf (Stand: Dez. 2005).

Um hier Abhilfe zu schaffen und gleichzeitig einen Beitrag zu nationalen und internationalen Aktivitäten in der Digitalisierung klimarelevanter Beobachtungsdaten zu leisten, wurde vom Meteorologischen Institut der Universität Bonn im Rahmen des Projektes „Großräumige Klimaänderungen und ihre Bedeutung für die Umwelt“, 2004 eine Initiative zur „Rettung“ der historischen Klimadaten ergriffen, auf der das DWD-Projekt KLIDADIGI aufbaut.
Das Ziel und die Arbeitsschwerpunkte des Projektes werden im nächsten Kapitel vorgestellt. Dem folgt eine Übersicht über die Verfügbarkeit der täglichen Klimareihen zu Beginn des Projektes. Fortschritte in den Digitalisierungsarbeiten werden skizziert und grundlegende Informationen zur Aufbereitung der digitalisierten Rohdaten sowie zu auftretenden Problemen werden diskutiert. Abschließend wird ein Ausblick auf zukünftige Schwerpunkte des Projektes gegeben.

Ziel und Konzept des KLIDADIGI-Projektes

Das DWD-Projekt KLIDADIGI wurde in Kooperation mit dem Meteorologischen Institut der Universität Bonn im September 2005 ins Leben gerufen und zunächst bis 2008 geplant. Im September 2007 beschloss der Vorstand des DWD die Laufzeit des Projekts bis Dezember 2013 zu verlängern. Zu Beginn konnte das KLIDADIGI-Projekt auf die am Meteorologischen Institut der Universität Bonn geleisteten Vorarbeiten aufbauen. Diese lieferten wichtige Informationen und Eckdaten, die für die Planung und Erstellung des Feinkonzeptes des KLIDADIGI-Projektes sehr hilfreich waren.

Ziel des KLIDADIGI-Projekts ist es, einen Datensatz von langen, täglichen Klimareihen hoher Qualität für Deutschland zu erstellen, der die Datengrundlage für die Klimaforschung, durch eine digitale Erfassung der handgeschriebenen, täglichen Beobachtungsaufzeichnungen, entscheidend verbessern soll. Gleichzeitig werden die Originalunterlagen des DWD-Papierarchivs durch digitale Fotografien für kommende Generationen vor dem Verlust bewahrt. Außerhalb des KLIDADIGI-Projektes werden beim DWD auch historische maritime (Projekt HISTOR, Zöllner 2006) und in geringem Umfang phänologische, aerologische und projektbezogene Unterlagen digitalisiert.

Es ist zu erwarten, dass die Ergänzung der Datenbasis durch die digitale Nacherfassung historischer Beobachtungen zu einem besseren Verständnis der Schwankungsbreite des Klimas und zu zuverlässigeren Aussagen über Klimatrends führen wird. Die langen Reihen ermöglichen eine zuverlässigere Bewertung der Dimension der rezenten und zukünftigen extremen Wetterereignisse. Somit trägt das Projekt zu einer verbesserten Klimaüberwachung bei. Ferner wird damit eine erweiterte Datengrundlage für die Validierung von Klimamodellen und für eine genauere Aneichung von Proxy-Daten (z. B. schriftliche Chroniken, Baumringdaten) geschaffen.

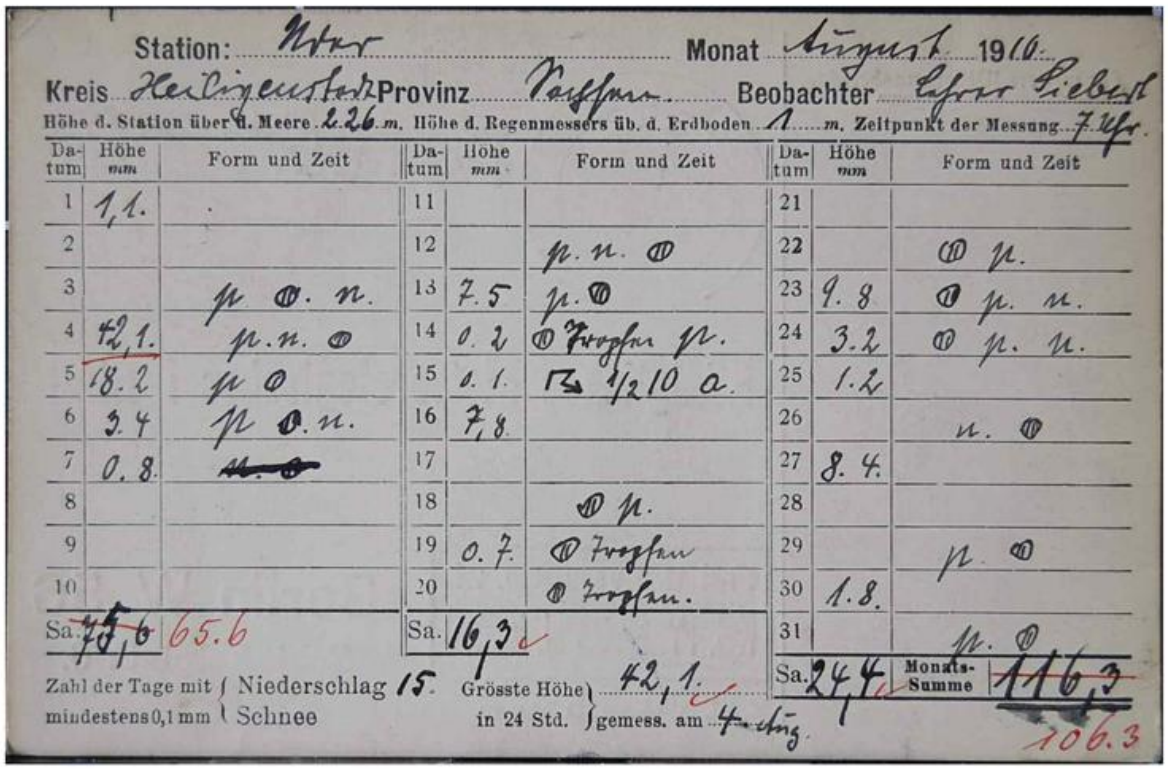
Das zur Durchführung des Projektes erstellte Konzept enthält detaillierte Angaben zur Vorgehensweise bei der Digitalisierung und Sicherung von Originalunterlagen, der Aufbereitung der Rohdaten (Qualitätskontrolle, Homogenisierung) und der Integration der geprüften Daten in die Datenbank des DWD. Die Grundlage des Konzeptes bildet die Schätzung des zu digitalisierenden Potentials an täglichen Beobachtungsreihen, das einerseits aus der Differenz zwischen bereits digital vorhandenen Monats- und Tagesreihen ermittelt wurde und andererseits auf der Bestandsaufnahme der sich im Zentralarchiv und an den regionalen DWD-Dienststellen lagernden Unterlagen basiert.

Der in der ersten Projektphase erstellte digitale, kontinuierlich aktualisierte Bestandskatalog enthält über 17.000 Zeilen (Stand: Dez. 2008, je eine Zeile pro Kollektiv (Klima oder Niederschlag) und Archivquelle für jede Station) mit Spezifikationen der Archivierungsstandorte der Originalunterlagen und der verfügbaren Zeiträume. Ein Teil dieser Zeiträume ist bereits in der digitalen Datenbank vorhanden. Die Zeiträume der Unterlagen aus verschiedenen Quellen können sich teilweise überschneiden.

Da es sich bei den meisten Originalunterlagen um handschriftliche Aufzeichnungen (oft mit Bleischrift) handelt, die nicht selten mehrmals durchgestrichen und korrigiert worden sind (Abb. 2), ist eine Anwendung von Texterkennungssoftware (OCR) für die digitale Erfassung der Daten nicht geeignet; die Fehlerquote und der Aufwand für die Korrekturen übersteigt den Zeitaufwand für die Tastatureingabe der Daten deutlich. Ferner liegen viele der Unterlagen als Bücher oder gebundene Bände vor, so dass diese beim Einscannen beschädigt bzw. zerschnitten und anschließend wieder gebunden werden müssten. Das digitale Fotografieren hat sich hingegen bewährt, da auch Seiten in Büchern scharf abgebildet werden. Die Bilder dienen zur Sicherung der Unterlagen und machen auch die Informationen, die zunächst noch nicht erfasst werden, für eine nachträgliche Auswertung zugänglich. Auch beim Prüfen der Daten können mit Hilfe der Fotos Tippfehler identifiziert bzw. Extremereignisse durch Zusatzinformationen (Bemerkungen der Beobachter über Dürren oder Überschwemmungen) bestätigt werden.

Die Datenerfassung selbst findet – entsprechend den WMO-Empfehlungen – mit Hilfe von einheitlichen, eigens gestalteten Eingabemasken in Excel© statt. Dabei berechnet Excel© direkt die Monatsmittel bzw. Monatssummen und Maxima, die mit denjenigen auf der Unterlage verglichen werden. Diskrepanzen sind in einer zusätzlichen Tabelle festzuhalten. Es hat sich bestätigt, dass durch diese einfache Dateneingabe die Zahl der Tippfehler äußerst gering ist (weniger als 1 ‰).

Für die Datenerfassung wird Fachpersonal eingesetzt (Wetterbeobachter, Fachdienst des DWD, fortgeschrittene Studierende der Meteorologie), da ein gewisser Fachverstand für die Interpretation der Unterlagen erforderlich ist. Erfahrenes Personal findet schon bei der Eingabe offensichtliche Fehler oder erkennt nicht ordnungsgemäß ausgefüllte Tabellen und kann diese korrigieren.





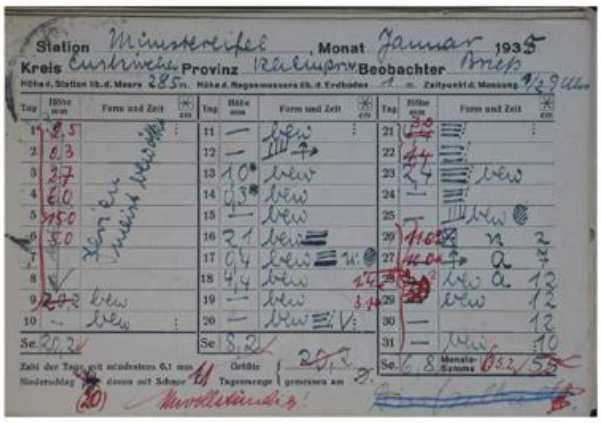


Abb. 2: Beispiel für Niederschlagsmeldekarten die bis Ende 1935 für nebenamtliche Niederschlagsbeobachtungen verwendet wurden (Links unten: Rückseite der oberen Karte, Rechts unten: Beispiel für Korrekturen auf der Karte.).

Ausgangsstand bei Projektbeginn

In Westdeutschland (alte Bundesländer) sind fast alle täglichen Unterlagen von Niederschlagsmessstellen ab 1931 und von Klimastationen ab etwa 1947 digital erfasst. In den neuen Bundesländern sind die Aufzeichnungen von Klimastationen meistens ab 1947 und die von Niederschlagsstationen zum Teil erst ab 1951 oder gar ab 1969 digital vorhanden (Abb. 3 und 6). Die Unterlagen aus Ostdeutschland aus der Zeit vor 1945 sind noch nicht digitalisiert worden.

Das ermittelte Volumen an Papierunterlagen (gebundene Hefte, lose Tabellen), die sich in den DWD-Archiven befinden, beläuft sich auf rund fünf laufende Regalkilometer und fast eine Million Postkarten mit täglichen Niederschlags- und Witterungsaufzeichnungen von Niederschlagsstationen (eine Postkarte pro Kalendermonat, Abb. 2). Nicht berücksichtigt sind dabei diverse Registrierstreifen, deren Bestandsaufnahme noch nicht durchgeführt wurde. Darüber hinaus befinden sich im Zentralarchiv 190 Filmrollen (mit jeweils 900-1000 Bildern pro Rolle). Diese Filme wurden Anfang der 1940er Jahre aufgenommen und enthalten Kopien der während des Zweiten Weltkrieges verschollenen Originalaufzeichnungen von Klimastationen (Wege 2002).

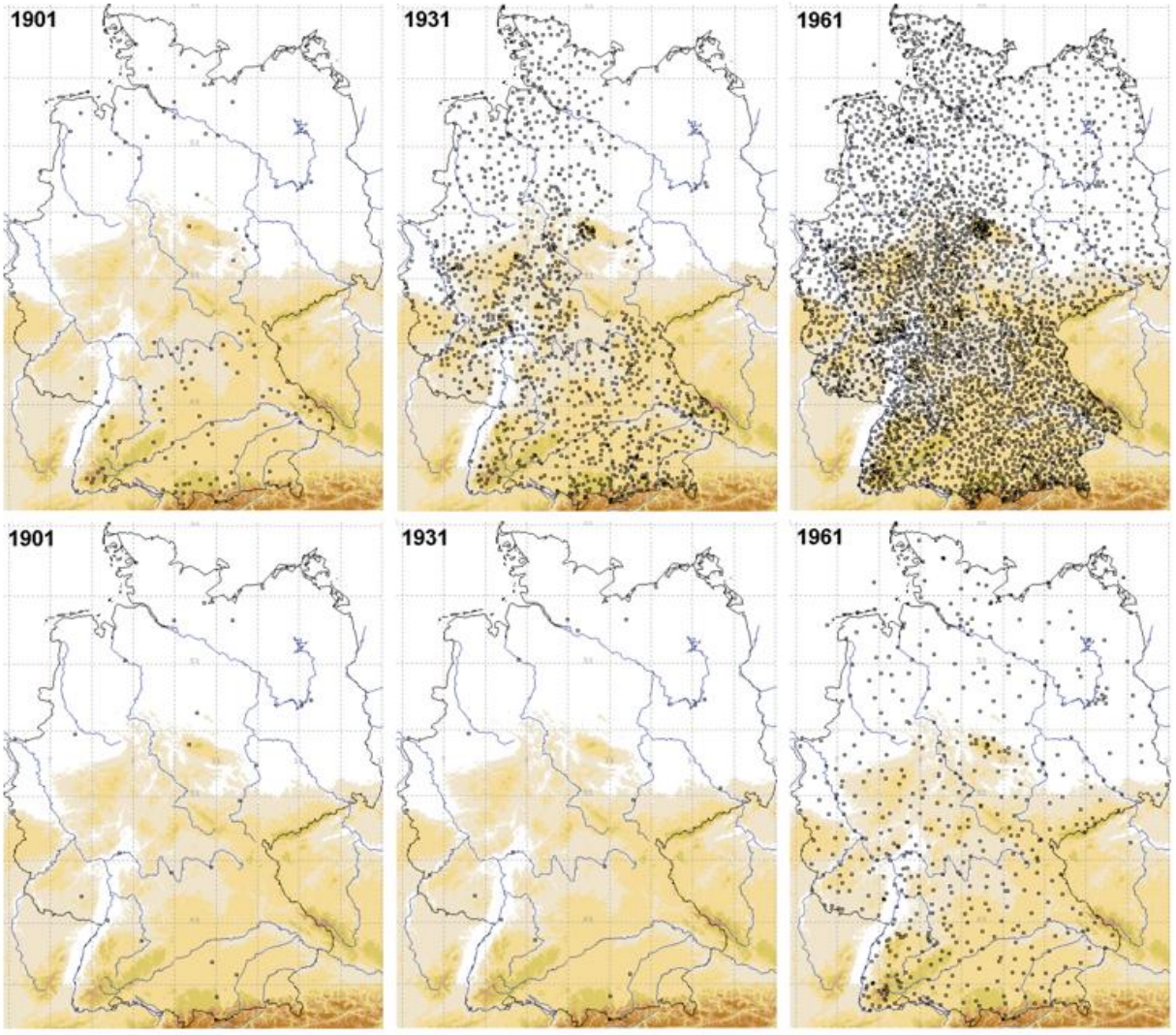


Abb. 3: Stationen, deren Messungen zu den angegebenen Jahren in der DWD-Klimadatenbank enthalten sind (oben: Niederschlagsstationen mit digitalisierten täglichen Werten; unten: Klimastationen)

Dieses Datenvolumen, umgerechnet in zu digitalisierende Stationsjahre (SJ) und in die Zeit, die eine Arbeitskraft benötigt, um die Daten einzugeben und die Originaldaten auf Digitalfotos zu sichern (Personenjahre, PJ), ergibt folgendes Bild: Für Niederschlagsstationen 142.000-165.000 SJ und für die Klimastationen 11.400-23.000 SJ. Die Unsicherheiten in beiden Schätzungen vor allem im Falle der Klimastationen sind darauf zurückzuführen, dass nicht von allen in Frage kommenden Stationen die Monatswerte schon früher digitalisiert worden sind oder, dass dieselben Unterlagen an verschiedenen Standorten mehrfach vorhanden sind. Dies bleibt noch zu prüfen.

Für die Datenerfassung eines Jahres an Niederschlagsmessungen können rund vier und für Klimabeobachtungen 30 Arbeitsstunden veranschlagt werden, d. h. in einem Jahr können pro Mitarbeiter etwa 400-500 Stationsjahre an Niederschlagsdaten oder 50 Stationsjahre an Klimaunterlagen (über 400.000 Werte/Personenjahr) digitalisiert und fotografiert werden. Nach dieser Rechnung würde der Arbeitsaufwand für die Digitalisierung aller Papierunterlagen einschließlich der Filme etwa 790 Personenjahre beanspruchen.

In dieser Schätzung ist die Digitalisierung der Metadaten und des ergänzenden Materials (für Lückenschließung) aus Jahrbüchern oder Fachartikeln noch nicht berücksichtigt.

Fortschritt der Digitalisierungsarbeiten

Da der Digitalisierungsstand der Datenbestände in den alten und neuen Bundesländern sehr verschieden ist (Tab. 1, Abb. 3), sind für beide Regionen unterschiedliche Schwerpunkte gesetzt worden. Aufgrund der vergleichsweise sehr großen Defizite bei den Niederschlagsdaten vor 1969 in den neuen Bundesländern werden hier vor allem Beobachtungen für den Zeitraum 1945-1968 digitalisiert, um zusammen mit dem Datenbestand für die alten Bundesländer einen für die gesamte Bundesrepublik konsistenten Datensatz für die zweite Hälfte des 20. Jahrhunderts zu gewinnen. In den alten Bundesländern, wo der Bestand an digitalisierten Beobachtungen für diesen Zeitraum bereits relativ groß ist, liegt der Schwerpunkt auf der Datennacherfassung aus der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts und davor. Die Aufgabenverteilung zwischen dem DWD und dem Meteorologischen Institut der Universität Bonn ist der Art, dass in Bonn schwerpunktmäßig Niederschlagsdaten der alten Bundesländer und vom DWD-Personal vorwiegend Niederschlagsdaten der neuen Bundesländer und Klimaunterlagen bearbeitet werden.

Bei der digitalen Nacherfassung der Daten konkurrieren zwei Aspekte: die begrenzten Ressourcen und die Notwendigkeit der Sicherung bzw. der Erhaltung der über Jahrzehnte gesammelten Daten für nachfolgende Generationen. Somit ist eine Auswahl der zu bearbeitenden Stationen erforderlich. Da für wissenschaftliche und statistische Analysen lange, lückenlose und homogene Reihen eine Voraussetzung sind, werden zuerst solche Stationen ausgewählt, die noch in Betrieb sind und deren bereits digitalisierte Zeitreihen möglichst lückenlos sind und 30 und mehr Jahre umfassen. Anschließend wird geprüft, ob zusätzliche Unterlagen existieren, anhand derer die Reihen auf 100 Jahre und mehr verlängert werden können. Die ausgewählten Stationen sollen auch möglichst gleichmäßig im Raum verteilt sein. Die Anwendung

der erwähnten Kriterien zur Stationsauswahl erfordert eine akribische Durchsicht der Papierunterlagen. Um die bei der Stationsauswahl gefunden Informationen auch später nutzen zu können, werden alle Informationen im Bestandskatalog unter „Bemerkungen“ aufgeführt.

Die Auswahl der zu digitalisierenden Parameter an **Niederschlagsstationen** ist in erster Linie durch die Fortführung der bereits digital vorhandenen Daten bestimmt. Somit werden die Parameter Niederschlagshöhe und -form, Gesamtschneehöhe sowie Witterungsverlauf digitalisiert. Die Schneehöhe wurde etwa seit den 1920er Jahren registriert, jedoch nicht einheitlich in den Grenzen des heutigen Deutschland. Erst mit der Gründung des Reichswetterdienstes 1934 wurde überall ein Standard eingehalten. Aus der bisherigen Erfahrung wurde auch der Witterungsverlauf nicht systematisch und auch nicht einheitlich an den Niederschlagsstationen erfasst. Es bleibt deshalb noch zu entscheiden, ob für lange Niederschlagsreihen generell auch die tägliche Schneehöhe vor dem Jahr 1979 nacherfasst werden soll (in den alten Bundesländern wurde für diesen Zeitraum nur die tägliche Niederschlagshöhe, nicht die tägliche Schneehöhe auf Lochkarten erfasst).

An **Klimastationen** werden soweit beobachtet folgende Parameter digitalisiert: Terminwerte (dreimal täglich): Temperatur, Feuchte und/oder Dampfdruck, Luftdruck, Wind, Bewölkung; einmal täglich: Sonnenscheindauer, Niederschlag, Schnee, Minimum- und Maximumtemperatur. Die Terminwerte werden vor allem auch deswegen erfasst, weil sie zur Berechnung der Tagesmittel genutzt werden (verschiedene Formeln sind notwendig für unterschiedliche Beobachtungszeiten). Auch wenn einige der Parameter zunächst nicht als so wichtig erscheinen, so können sie doch zur internen Prüfung bzw. als Entscheidungshilfe bei unklaren Fällen herangezogen werden. Außerdem ist die Wahrscheinlichkeit für Fehleingaben hoch, wenn nicht alle Spalten der Unterlagen digitalisiert werden. Die Eingabemaske wird deshalb an die Unterlagen angepasst.

Für die erste Phase der Projektlaufzeit (Sept. 2005 bis Dez. 2008) wurden 21.5 Personenjahre eingesetzt. Insgesamt waren 24 DWD-Mitarbeiter am Digitalisierungswerk beteiligt, davon sieben Mitarbeiter für zwei oder mehr Jahre. Am Meteorologischen Institut in Bonn wurden die Daten von drei bis vier Meteorologiestudenten mit einer durchschnittlichen Arbeitszeit von 10 Wochenstunden digital erfasst.

Einen zusammenfassenden Überblick über die bis Ende 2008 geleisteten Arbeiten im Projekt KLIDADIGI und von den beteiligten Partnern gibt Tabelle 2 sowie Abb. 5 bis 7. Die angestrebten Ziele während des Projektzeitraums konnten durch die im Vergleich zum Plan zu geringe Mitarbeiterzahl nicht ganz erreicht werden. Insgesamt wurden bis Ende 2008 im Projekt KLIDADIGI und durch die beteiligten Partner 282 lange, tägliche Niederschlagsreihen zusammengestellt (Abb. 5) und 59 Reihen aus den neuen Bundesländern für die Nachkriegszeit digitalisiert. Allerdings sind von den 282 nur 60 Reihen mit weniger als 1000 Tagen Lücken für den Zeitraum 1901-2000 vorhanden. Da die Lücken meistens am Ende des Zweiten Weltkrieges und kurz danach fast an allen Stationen gleichzeitig vorkommen, wird es kaum möglich sein diese zu ergänzen. Die Zahl der digitalisierten Klimastationen beträgt 23 (um mehr als 10 Jahre ergänzt).

Das Verhältnis der in den letzten Jahren durchgeführten Digitalisierungsarbeiten zu dem gesamten Digitalisierungspotential ist in Abb. 6 für die Niederschlags- und Klimastationen dargestellt. Ein Beispiel für eine Niederschlagsreihe, die im Projekt KLIDADIGI verlängert wurde, zeigt Abbildung 4.

Tab. 2: Übersicht über die während der Projektlaufzeit digitalisierten Daten (Die Einheit Stationsjahre wurde zur besseren Vergleichbarkeit gewählt)

Beteiligte	vor 2005	bis Dez. 2008	Plan (2005-2008)
	Stationsjahre (Niederschlag)		
Andere	441	11	10
Universität Bonn		4347	5000
DWD (KU41)	2729	3420	10000
KLIDADIGI		4074	
	Stationsjahre (Klimastationen)		
KLIDADIGI		942	1200

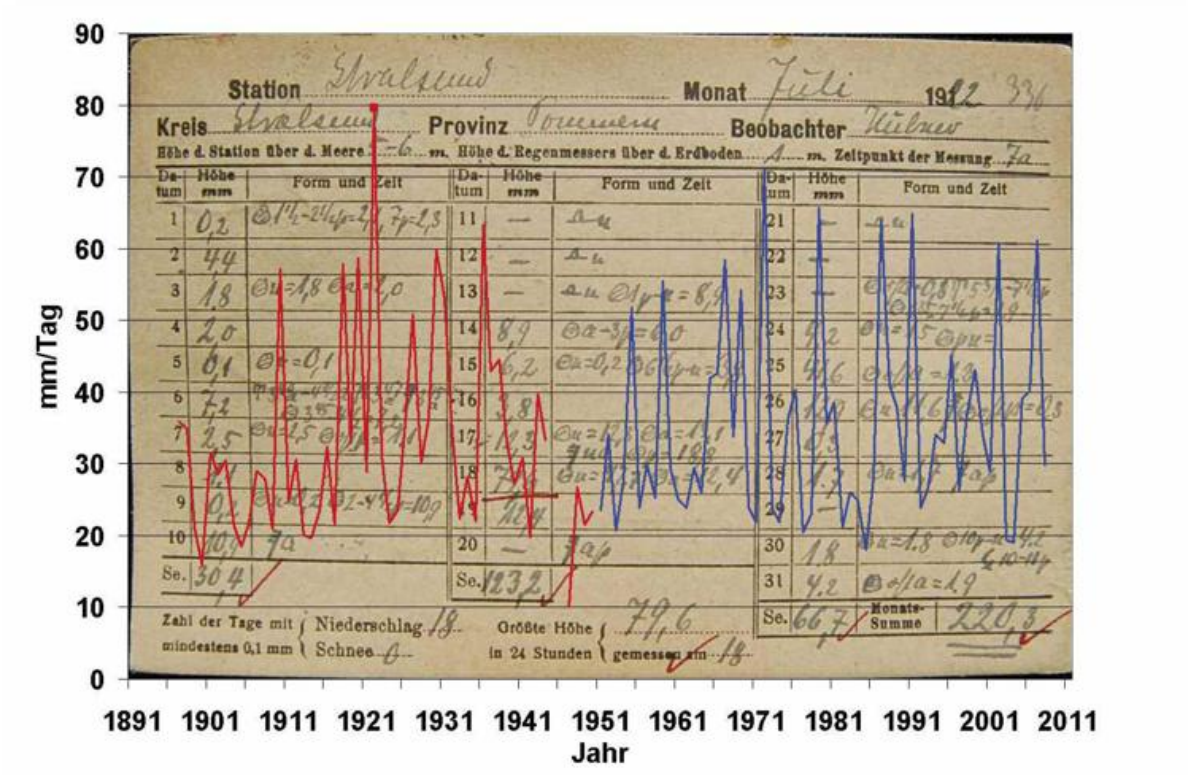


Abb. 4: Tägliche Niederschlagsbeobachtungen an der Station Stralsund für den Zeitraum 1897-2008. Im Hintergrund ein Beispiel der originalen Aufzeichnungen für Juli 1922; im Vordergrund eine Zeitreihe der täglichen Niederschlagsmaxima im jeweiligen Kalenderjahr, die durch die Digitalisierung der originalen Aufzeichnungen im Projekt KLIDADIGI ergänzt wurde (rote Linie). Roter Punkt in der Zeitreihe markiert das Maximum von 79,6 mm am 18. Juli 1922, das auch dem maximalen täglichen Niederschlag in diesem Jahr entspricht.

Entsprechend der WMO-Forderung werden alle digitalisierten Unterlagen gleichzeitig durch digitale Fotos gesichert. Der diesbezügliche Aufwand ist relativ gering, wenn die Unterlagen im Rahmen der Vorbereitung zum Digitalisieren fotografiert werden. Von allen beteiligten Gruppen wurden bis Ende 2008 die Originalunterlagen auf insgesamt 161.250 Fotos gesichert. Diese Fotos wurden zunächst in einem Dateisystem gespeichert und können bei Unklarheiten abgerufen werden. Sie können auch als Grundlage für die digitale Datenerfassung zum späteren Zeitpunkt genutzt werden. Wichtig ist dabei, dass die Fotos leicht zu finden sind, d.h. alle Fotodateien müssen unter Verwendung von Stationsnummer, Jahr, Monat und Seitenzahl (falls mehrere Seiten pro Monat vorhanden sind) benannt werden. Ob im DWD auch für die bereits in der Datenbank vorhandenen und für die nun ergänzten langen Klimareihen (Abb. 7) die Originalunterlagen fotografiert werden sollen, ist zurzeit noch offen und letztlich von den verfügbaren Mitteln abhängig. An der Universität Bonn werden die dort bearbeiteten langen Reihen von ihrem Beginn bis zum Jahre 2002 fotografiert.

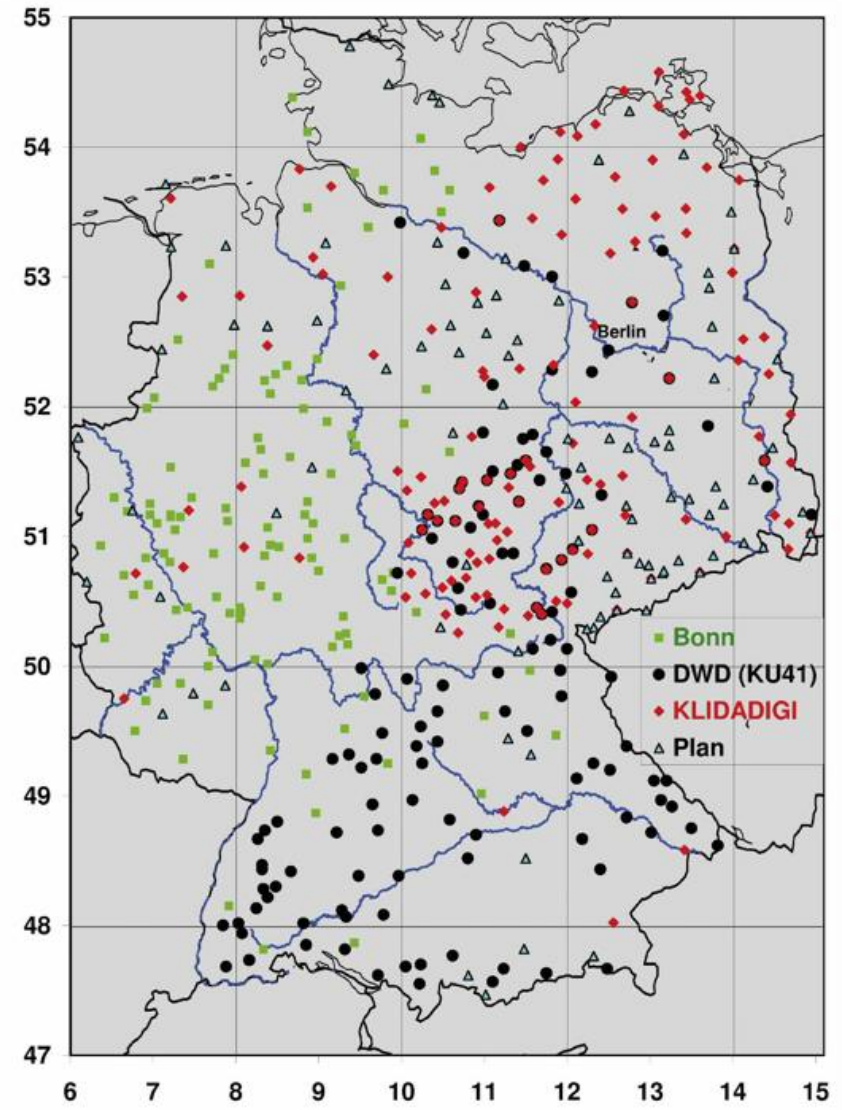


Abb. 5: Räumliche Verteilung der von verschiedenen Gruppen durchgeführten und geplanten Ergänzungen von Niederschlagsreihen; Stand Dez. 2008

Darüber hinaus wurde mit dem Scannen der vorhandenen Rollfilmen aus den 1940er Jahren begonnen, die - wie bereits erwähnt - Sicherheitskopien vieler Unterlagen von Klimastationen enthalten und die jetzt die einzige noch verbliebene Quelle für die am Ende des Zweiten Weltkriegs verloren gegangen Unterlagen darstellen (Wege 2002). Da Zelluloidfilme aus jener Zeit eine 60-70jährige Haltbarkeit haben, ist es dringend notwendig, diese so bald wie möglich digital zu sichern (Abb. 8). Bislang wurden 12.200 Bilder von Filmen gescannt.

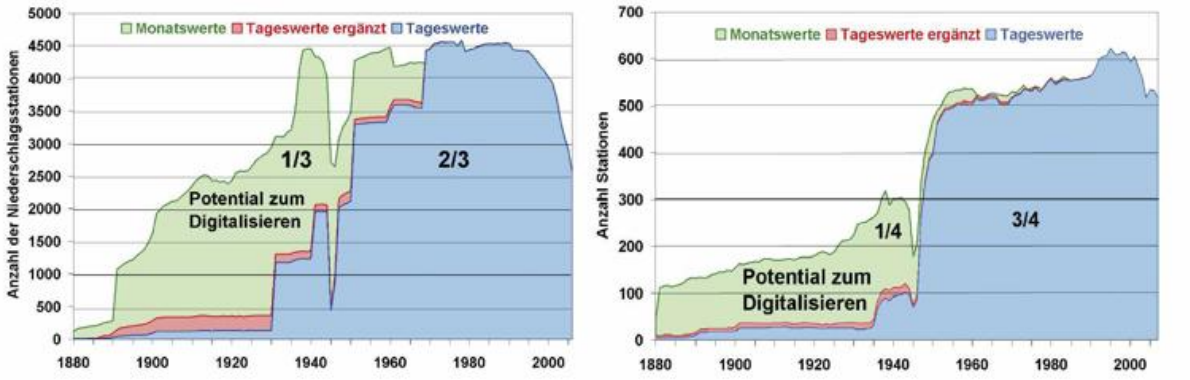


Abb. 6: Zeitreihen der Zahl der Niederschlags- (links) und Klimareihen (rechts): grün (nur als Monatssummen digital vorhanden), rot (im Projekt KLIDADIGI und anderen Projekten digitalisierte Tageswerte), blau (vor Projektbeginn bereits digital vorhandene Tageswerte)

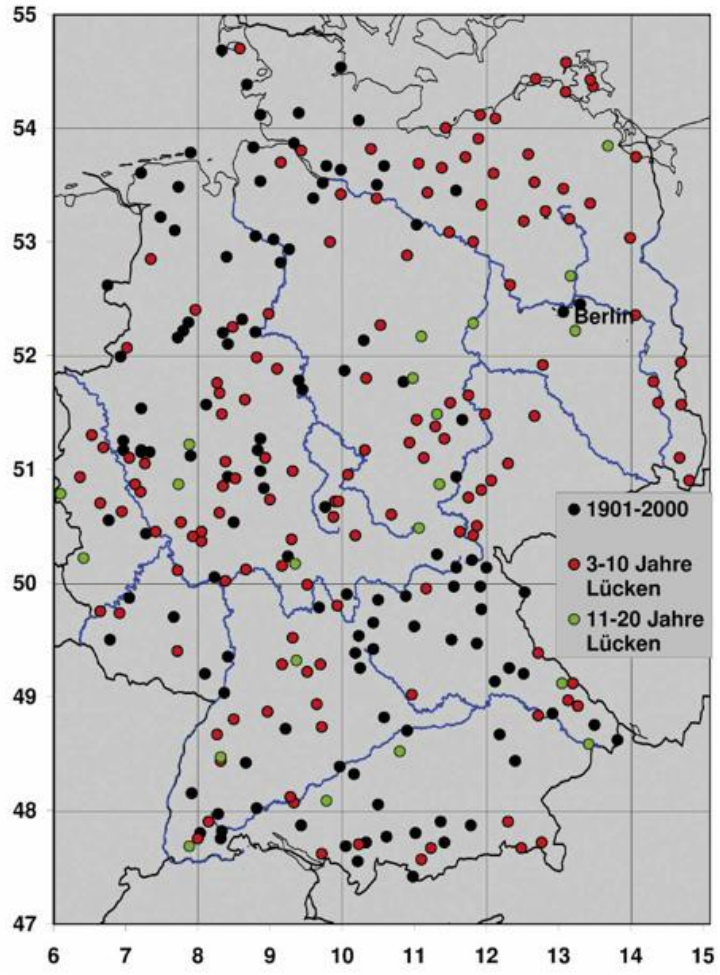


Abb. 7: Räumliche Verteilung langer Niederschlagsreihen der Periode 1901-2000 (schwarze Punkte bedeuten, dass diese weniger als 3 Jahre Lücken aufweisen); Stand Dez. 2008



Abb. 8: Beispiel einer Klimatabelle (Cassel, Juni 1897) auf einem beschädigten Rollfilm (Negativ).

Inwertsetzung der digitalisierten Daten

Die digital nacherfassten Daten sind im Rohzustand noch nicht für wissenschaftliche Anwendungen geeignet; hierzu müssen die erstellten Reihen mehrstufige Kontrollen durchlaufen, bei denen Tippfehler und Ausreißer identifiziert sowie die räumlich-zeitliche Konsistenz überprüft werden. Anschließend müssen die Daten einer Homogenitätsprüfung unterzogen werden. Dazu gehören auch etwaige Korrekturen und ggf. Lückenschließungen.

Die in Excel©-Tabellen erfassten Daten werden zuerst mit einem Excel©-Makro in ASCII und dann mittels eigens entwickelter Programme in ein beim DWD gängiges Format umformatiert, das direkt in die Datenbank geladen werden kann. Es wird jeweils eine Datei mit Tageswerten und mit Monatswerten erzeugt. Die Metadaten werden in einer dritten Datei gespeichert und durch Angaben über die Stationsgeschichte aus der Datenbank und anderen Quellen ergänzt. In letzterer werden auch alle bei den Prüfungen gefundenen Fehler und Korrekturen festgehalten (auch die weiter unten erwähnten Sammelmessungen und Lücken). Für die Daten der Klimastationen wird noch eine innere Konsistenzprüfung durchgeführt (beispielsweise sollte die Tagesschwankung der Temperatur weniger als 25 K betragen oder die Druckänderung zum Vortermin geringer als 20 hPa betragen, Änderungen zum Vortag sollten bestimmte Schwellenwerte nicht übersteigen u. a.).

Die digitalen Daten werden vor dem Laden in die Datenbank einer dreifachen Prüfung unterzogen. Die erste Prüfung findet direkt beim Eingeben der Daten statt und beinhaltet einen Vergleich mit Informationen in den Papierunterlagen (z. B. Monats- und Maximalwerte). Die zweite Prüfung umfasst den Vergleich mit den früher schon digitalisierten Monatssummen/-mitteln. Dabei muss berücksichtigt werden, dass sich

die Monatssummen des Niederschlags vor 1971 (alte Bundesländer) bzw. vor 1969 (neue Bundesländer) auf den Messtag beziehen; danach werden sie auf den Tag vor dem Messtag bezogen. Differenzen sollten anhand der in der Excel©-Eingabemaske mitgelieferten Bemerkungen überprüft und die Tageswerte für diesen Monat bewertet werden. Sind trotz vorhandener Differenzen keine Besonderheiten oder Tippfehler vermerkt, muss anhand der Originalunterlagen bzw. deren Fotos und ggf. durch Vergleich mit Nachbarstationen überprüft werden, welche die/das richtige Monatssumme/-mittel ist (zuweilen haben sich die Beobachter oder Prüfer verrechnet). An dieser Stelle würde auch eine falsche Stationszuordnung auffallen, spätestens aber bei der dritten Prüfung (siehe unten). Für diese Prüfungen wurden eigene Rechenprogramme entwickelt, die auch für die bereits in der Datenbank archivierten Daten angewendet werden können.

Bei der dritten Prüfung werden die erfassten Daten systematisch mit denen von Nachbarstationen verglichen. Dies kann allerdings erst dann stattfinden, wenn genügend benachbarte lange Reihen vorhanden sind. Vor allem bei der Erfassung der Niederschläge werden nur auf diese Weise typische Fehler gefunden wie z. B. Sammelmessungen, Messeinträge an falschen Tagen oder vergessene Einträge von Messwerten.

Vor allem historische Messungen aus dem 19. Jh., die nicht nach den heutigen Regeln und Standards durchgeführt wurden, müssen sorgfältig geprüft und systematische Unterschiede müssen eliminiert werden. Systematische Unterschiede ergeben sich z. B. durch Änderungen in den Berechnungsverfahren für die Reduktion des Stations- drucks und für die Berechnung der Tagesmittel bei geänderten Beobachtungsterminen. Durch den Vergleich mit sogenannten Referenzstationen des DWD, die parallel nach heutigen und konventionellen Methoden messen, könnte der Einfluss der Beobachtungstermine auf das Tagesmittel eruiert werden. Bei der Umrechnung der Feuchttemperatur in relative Feuchte müssten die erfolgten Berechnungen nach den damals verwendeten Formeln wieder zurückgerechnet und nach den heutigen Formeln neu berechnet werden. Hierfür ist eine genaue Kenntnis der Stationsgeschichte und der verwendeten Regeln unerlässlich.

Neben der Qualitätskontrolle müssen auch noch andere nichtklimatische Einflüsse identifiziert und ggf. beseitigt werden, die sich aus Stationsverlegungen, Beobachterwechsel, Instrumentenwechsel oder der Änderung der Umgebung ergeben. Gegebenenfalls können auch Lücken in den Reihen geschlossen werden. Für die Prüfung und Homogenisierung der Daten ist eine genaue Kenntnis der Stationshistorie die Voraussetzung. Diese Informationen müssen aus Stationsakten extrahiert sowie mit denen von Jahrbüchern und anderen Publikationen ergänzt werden. Da über die Metadaten nur die Wetterdienste verfügen, sollte eine Datenhomogenisierung nur von diesen durchgeführt werden, zumal nach einigen Jahren die Homogenisierungsprozedur wiederholt werden muss. Im Rahmen der COST-Aktion (ES0601: Advances in homogenisation methods of climate series: an integrated approach: HOME) werden Anstrengungen zur Entwicklung von Homogenisierungsverfahren für tägliche Beobachtungen unternommen. Bislang sind diese Anstrengungen noch nicht von einem durchschlagenden Erfolg gekrönt.

Problemfälle

Bei der Digitalisierung und Qualitätskontrolle sind mehrere Probleme aufgetreten, die hier kurz erwähnt werden sollen, weil sie für das Verständnis des Umgangs mit historischen Daten relevant sind. Zu diesen Problemfällen gehören Sammelmessungen, Lücken in den Zeitreihen, unvollständige Stationsakten und Stationen mit fehlenden Koordinaten (evt. „Kandidaten" für die Ergänzung der Lücken). Für die Klärung sind Nachbarstationen notwendig, die aber erst im Laufe der Zeit durch die Digitalisierung zur Verfügung stehen.

Problematisch ist oft die richtige Zuordnung der zu digitalisierenden Unterlagen zu einer bereits in der Datenbank archivierten mittlerweile geschlossenen oder noch existierenden Station, weil auf den Unterlagen oft nur ein Stationsname vermerkt ist. Die Ortsnamen und damit auch die Stationsnamen haben sich aber im Laufe der Zeit (z. B. durch Verlegung und Eingemeindungen) mehrmals geändert. Da auch viele Namen mehrfach vorkommen, werden Zusatzinformationen benötigt, wie z. B. Landkreis oder Provinz/Bundesland. Teilweise unterscheiden sich auch diese Angaben vor und nach dem Zweiten Weltkrieg.

Im Bestandskatalog gibt es für fast 1000 Einträge noch keine Angaben zu den geographischen Koordinaten, d. h. man kann die Daten zurzeit keiner bekannten Station einfach zuordnen. In solchen Fällen wird versucht, die Stationsnamen mit einem Katalog der Ortsnamen des GEOnet Names Server (National Geospatial-Intelligence Agency, NGA, USA, http://earth-info.nga.mil/gns/html/) abzugleichen, in dem auch die Koordinaten der Orte vorliegen. Auch kann man die Koordinaten mit Hilfe von Google-Maps© suchen. Für Stationen, die keinen Ortsnamen beinhalten, sondern beispielsweise den Namen eines Forsthauses tragen, erweist sich die Lokalisierung als äußerst schwierig (bei Meldekarten hilft manchmal der Poststempel, siehe Abb. 2). Dabei ist man fast ausschließlich auf die Stationsakten oder auf Veröffentlichungen über diese Station angewiesen.

Fehlende Informationen in Stationsakten und vollständig fehlende Metadaten stellen ein weiteres Problem dar. Die Stationsakten des DWD enthalten kaum Informationen über die Zeit vor 1945. In den 1950er Jahren wurden beim DWD zumindest für die Klimastationen I. und II. Ordnung (etwa 400 Orte), die Stationsgeschichte rekonstruiert. Sie beinhalten die damals verfügbaren Informationen aus den vorhandenen Stationsakten, aus Meteorologischen Jahrbüchern und anderen Veröffentlichungen. Der Inhalt der rekonstruierten Stationsakten umfasst die Zeitpunkte von Beobachterwechseln und Stationsverlegungen, Angaben über den Standort der Station und die Umgebung, geographische Koordinaten, Instrumentierung, Messprogramm und Messzeitpunkte sowie Veröffentlichungen, in denen Bezug auf diese Station genommen wurde (manchmal sind aber keine genauen Angaben vorhanden). Diese rekonstruierten Stationsakten werden zurzeit noch digitalisiert. Gleichzeitig wird mit Google-Maps© eine Karte mit den dokumentierten Verlegungen erstellt.

Sehr problematisch sind die häufig auftretenden sogenannten Sammelmessungen bei Niederschlagsbeobachtungen (darunter versteht man Messung der Niederschlagshöhe über mehrere Tage hinweg und Eintrag der Summe am letzten Tag), da sie leicht als eine hohe tägliche Niederschlagssumme interpretiert werden können.

Dieser Umstand ist bei Untersuchungen zu Extremwerten besonders zu beachten. Sammelmessungen werden daher vorläufig als fehlende Werte gekennzeichnet. Diese Sammelmessungen wieder genähert auf die einzelnen Tage zu verteilen, ist nur im Vergleich mit Nachbarstationen möglich. Da es aber bei den historischen Daten zurzeit nur wenige digitale Vergleichsstationen gibt, kann diese Korrektur erst später durchgeführt werden. Ähnlich problematisch ist die häufig fehlende Unterscheidung zwischen „Messung ausgefallen", „kein Niederschlag gefallen" und „Niederschlag nicht messbar". Je nach Beobachter wurde dies unterschiedlich gehandhabt; meistens wurde leider nichts aufgeschrieben. Daher ist auch hier ein Abgleich mit benachbarten Stationen notwendig, um fehlende Messungen zu finden und entsprechend zu kennzeichnen.

Ausblick

Die in der ersten Projektphase begonnenen Arbeiten werden nach 2008 entsprechend folgenden Schwerpunkten fortgesetzt: Digitalisierung von Rollfilmen, Ergänzung der Ostdeutschen Niederschlagsreihen von 1945 bis 1968, Aufbereitung der digitalisierten Daten, Erstellung der 1. Version eines qualitativ hochwertigen täglichen Klimadatensatzes, Kooperationen mit in- und ausländischen Arbeitsgruppen in diesem Bereich.

Höchste Priorität wird derzeit der digitalen Sicherung der Rollfilme eingeräumt, deren Zustand besorgniserregend ist (Abb. 8). Darüber hinaus sieht die Planung für die zweite Phase des Projekts (2009-2013) eine Erhöhung des Bestands an täglichen langen Niederschlagsreihen um 90 Stationen vor. Die Klimareihen sollen bis 2013 um ca. 30 Reihen ergänzt werden. Damit wäre allerdings erst etwa 10 % des geschätzten Digitalisierungspotentials abgearbeitet (Tab. 3). Auf der Basis der bis 2013 geplanten Digitalisierungen wird die erste Version eines hochwertigen Niederschlags- und Klimadatensatzes erstellt werden, der der Wissenschaft zur Verfügung gestellt werden kann.

Tab. 3: Ausblick auf die Ergänzung der täglichen langen Beobachtungsreihen

	Anzahl der Stationen mit täglichen Zeitreihen >100 Jahre	
	Niederschlagstationen	Klimastationen
Stand vor Projektbeginn	88	12
Realisiert bis Dez. 2008	242	12
Plan 2009-2013	90	30
Zwischenstand Ende 2013 *in % des gesamten Potentials*	420 *10 %*	54 *10 %*
Plan 2013-2025	580	36
Stand Ende 2025 *in % des gesamten Potentials*	1000 *28 %*	90 *23 %*
Gesamtpotential in Stationsjahren	165000	23000

Aus der Perspektive und den Erfahrungen des Verlaufs der ersten Phase (der letzten 3 Jahre) betrachtet, muss das KLIDADIGI-Projekt langfristiger, d.h. über 2013 hinaus, angelegt werden, um den Anforderungen der WMO, der internationalen Klimaforschungs-Community und der Zielsetzung des Projektes zumindest teilweise gerecht zu werden. Als langfristiges Ziel wird eine Erweiterung des Bestands an langen Niederschlagsreihen von anfangs 88 (in 2005) um 912 auf etwa 1000 bis zum Jahr 2025 angestrebt (28% des Gesamtpotentials). Für den gleichen Zeitraum sollen die langen Klimareihen von 12 (2005) um 78 auf 90 erweitert werden (23% des Gesamtpotentials). Mit dem derzeitigen Personalbestand könnte somit etwa ein Viertel des Gesamtpotentials bis zum Jahr 2025 digitalisiert und gesichert werden (Tab. 3).

Wenn sich der Trend der letzten Jahre in der Wissenschaft fortsetzt, wird der Bedarf an zeitlich hoch aufgelösten Klimadaten weiter ansteigen. Für die erwähnten Reanalysen des 20. Jh. (The 20th Century Reanalysis Project, NOAA and DoE, Compo et al. 2006) sind insbesondere die sehr spärlichen Messungen der freien Atmosphäre aus der ersten Hälfte des 20. Jh. von herausragender Bedeutung. Daher ist auch die Digitalisierung der bisher noch unerwähnt gebliebenen Unterlagen von Messungen der freien Atmosphäre (Radiosonden- und Ballonaufstiege vor dem Jahre 1960) und von Stundenwerten der Klimadaten (aus Registrierungen der Thermohygrographen, des Windes und des Bodendrucks sowie von Sonnen- und Regenschreibern), ins Auge zu fassen. Besonders die Streifen aus Thermopapier sind vom Ausbleichen bedroht und damit auch der Verlust dieser Daten. Dabei müssen die Empfehlungen von Phil Jones berücksichtigt werden: „all DARE activities should be considered long-term, so there is a need to prioritize efforts, as well as continuing to look for sources of older material, looking particularly for measurements made prior to the founding of the National Meteorological and Hydrological Services (NMHS)" (MEDARE: Rescue and Digitization of Climate Records in the Mediterranean Basin, Implementation Plan. WCDMP No. 67, WMO-TD No. 1432 S. XVIII).

Eine Zusammenarbeit mit den Nachbarländern ist, besonders in Bezug auf die Homogenisierung der langen Reihen, unbedingt notwendig. Da Berechnungsmethoden, Beobachtungstermine und Beobachteranleitungen gleichzeitig landesweit geändert wurden, ist es mit räumlich benachbarten Stationen des gleichen Landes nicht einfach möglich, daraus resultierende nichtklimatische Änderungen zu entdecken. Diese können aber sehr wohl durch Vergleiche über Ländergrenzen hinweg erkannt und eliminiert werden. Auch wenn Nachbarländer ähnliche Regeln hatten, war die Zeit ihrer Einführung meist unterschiedlich.

Eine noch ausstehende Aufgabe ist die Suche nach Unterlagen in anderen Archiven (z. B. an Universitäten und in Stadt- und Staatsarchiven) mit Beobachtungen aus der Zeit vor der Gründung der Landeswetterdienste. Der Leser wird daher um diesbezügliche Hinweise gebeten.

Literatur

Aguilar E., I. Auer, M. Brunet, T.C. Peterson and J. Wieringa 2003: Guidance on metadata and homogenization. WCDMP-No. 53, WMO-TD No. 1186. (http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/wcdmp/WCDMPseries.html).

Brönnimann S., J. Annis, W. Dann, T. Ewen, A. N. Grant, T. Griesser, S. Krähenmann, C. Mohr, M. Scherer, C. Vogler, 2006: A guide for digitising manuscript climate data. Clim. Past, 2, 137–144. (www.clim-past.net/2/137/2006/).

Compo G. P., J. S. Whitaker, P. D. Sardeshmukh, 2006: Feasibility of a 100-year Reanalysis using only surface pressure data. BAMS, Vol. 87, 175-190. DOI:10.1175/BAMS-87-2-175.

IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Quin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 999 pp.

Page C. M., N. Nicholls, N. Plummer, B. Trewin, M. Manton, L. Alexander, L. E. Chambers, Y. Choi, D. A. Collins, A. Gosai, P. Della-Marta, M. R. Haylock, K. Inape, V. Laurent, L. Maitrepierre, E. E. P. Makmur, H. Nakamigawa, N. Ouprasitwong, S. McGree, J. Pahalad, M. J. Salinger, L. Tibing, T. D. Tran, K. Vediapan and P. Zhai, 2004: Data Rescue in the Southeast Asia and South Pacific Region: Challenges and Opportunities. BAMS, Vol. 85, 1483-1489.

Tan L.S., S. Burton, R. Crouthamel, A. van Engelen, R. Hutchinson, L. Nicodemus, T.C. Peterson, F. Rahimzadeh 2003: Guide to Data Rescue, Preservation and Digitization of Climate Data. WCDMP-No. 55, WMO/TD No. 1210 (http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/wcdmp/WCDMPseries.html).

Wege K. 2002: Die Entwicklung der meteorologischen Dienste in Deutschland. In: Geschichte der Meteorologie in Deutschland, DWD.

Zöllner, R. 2006: Historische maritimmeteorologische Daten von Segelschiffen und Dampfern : das Projekt HISTOR des deutschen Wetterdienstes In: Deutsche Meteorologische Gesellschaft: Mitteilungen ; ISSN 0177-8501. - 2006, 4, S. 2 – 4.

CDMP: Climate Database Modernization Program http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/cdmp/cdmp.html

ECA&D: European Climate Assessment & Dataset; http://eca.knmi.nl/

EMULATE: European and North Atlantic daily to MULtidecadal climATE variability; http://www.cru.uea.ac.uk/cru/projects/emulate/

EMSLP: EMULATE Mean Sea Level Pressure data set; http://hadobs.metoffice.com/emslp/

EuroClimHist: climatic (high-resolution) proxies from natural and documentary archives; http://www.euroclimhist.com/

GODAR: Global Oceanographic Data Archaeology and Rescue and the World Ocean Database Project; http://www.nodc.noaa.gov/General/NODC-dataexch/NODC-godar.html

ICOADS: International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set; http://icoads.noaa.gov/

IEDRO: International Environmental Data Rescue Organization: http://www.iedro.com

IMPROVE : Improved understanding of past climatic variability from early daily European instrumental sources; http://www.isac.cnr.it/~microcl/climatologia/improve.php

Medar/medatlas II: Mediterranean Data Archaeology and Rescue; http://www.ifremer.fr/medar/, http://medar.ieo.es/

MEDARE: Rescue and Digitization of Climate Records in the Mediterranean Basin. WCDMP No. 67, WMO-TD No. 1432. http://www.omm.urv.cat/MEDARE/index.html

Med–CLIVAR: Mediterranean CLImate VARiability and Predictability: http://www.medclivar.eu/

NOAA: Central Library Climate Data Imaging Project http://docs.lib.noaa.gov/rescue/data_rescue_home.html

WMO-DARE: http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/wcdmp/WCDMPseries.html

Qualitätskontrolle historischer Klimadaten

J. Behrendt, K. Zimmermann

Einleitung

Viele Aussagen zum Klima und seiner Variabilität basieren auf einer Analyse von Monatswerten (Summen, Mittel) meteorologischer Parameter. In der letzten Zeit wird zunehmend die Verteilung des Auftretens extremer Ereignisse (und ihre Änderung) untersucht, die wiederum nur mit langen Zeitreihen von zeitlich höher aufgelösten Daten (z.B. von Tageswerten) analysiert werden kann. Die wichtigste Quelle für lange Zeitreihen von Tageswerten aus Deutschland bis zurück in das 18. Jahrhundert ist die Datenbank des Nationalen Klimadatenzentrums (NKDZ) im Deutschen Wetterdienst (DWD). Leider ist die Qualität dieser Daten aus der Zeit vor der Einführung einer rechner-gestützten Qualitätskontrolle Ende der 1970er Jahre nicht ausreichend gesichert. Es wurden zwar eingehende manuelle Verfahren der Qualitätssicherung angewendet, aber diese Verfahren waren nicht immer vollständig und durch Übertragungsfehler bei der Digitalisierung der Daten haben sich nachträglich neue Fehler eingeschlichen.

Aus der Zeit vor Gründung des Reichswetterdienstes im Jahr 1934 (Wege, 2002) kommen noch Unterschiede in der Datengewinnung hinzu, die nicht in jedem Fall ausreichend dokumentiert wurden (von Bezold, 1888). Besonders müssen hier die Verfahren zur Bildung des Tagesmittels der Temperatur aus drei Beobachtungsterminen berücksichtigt werden. Seit 1931 sind die drei Termine für Klimabeobachtungen in Deutschland einheitlich auf die Mannheimer Stunden um 07, 14 und 21 Uhr mittlere Ortszeit (MOZ) festgelegt. Die Tagesmittel der Temperatur werden mit der Kämtz'schen Formel

$$TM = (T07 + T14 + 2 * T21) / 4$$

TM: Tagesmitteltemperatur
T07: Temperatur um 7 Uhr MOZ
T14: Temperatur um 14 Uhr MOZ
T21: Temperatur um 21 Uhr MOZ

berechnet. Vor 1931 gab es aber durchaus Stationen mit anderen Beobachtungsterminen und Verfahren zur Berechnung der Tagesmitteltemperatur.

Aus den genannten Gründen schien es sinnvoll zu sein, alle Tageswerte, die noch nicht mit einheitlichen Verfahren der Qualitätskontrolle überprüft wurden, einer nachträglichen systematischen Prüfung zu unterziehen. Das ist jetzt sehr viel leichter möglich als noch vor etwa zehn Jahren, weil nun alle Daten in einer relationalen Datenbank (MIRAKEL) gespeichert und für eine Überprüfung und Korrektur im Direktzugriff verfügbar sind. Hinzu kommt, dass seit 2006 mit dem Projekt KLIDADIGI zusätzliche Tageswerte aus der Zeit vor 1969 digitalisiert werden und sich so die Möglichkeiten der Qualitätskontrolle historischer Daten wegen der größeren räumlichen Dichte deutlich verbessern.

Da die Überprüfung und die nachfolgenden Maßnahmen der Korrektur oder Dokumentation recht zeitaufwendig sind, wird die Prüfung in zwei Stufen durchgeführt.

1. Zunächst wurden alle Daten einem groben Grenzwertcheck unterzogen, um so deutliche Ausreißer zu identifizieren. Ebenso wurden Daten aus der Zeit vor 1931 darauf hin überprüft, ob die Extrema und die Terminwerte der Temperatur konsistent zum Tagesmittel sind, um so Hinweise auf abweichende Regeln in der Gewinnung von Tageswerten zu erhalten.

2. Parallel dazu wurde damit begonnen, alle Tageswerte (und die den Tageswerten zu Grunde liegenden Terminbeobachtungen) rückwirkend ab 1980 einer systematischen Prüfung gegen integrierte Werte sowie auf fachliche, innere und räumliche Konsistenz zu unterziehen.

Maßnahmen nach der Prüfung sind Bestätigung, Korrektur, Löschung und Markierung der beanstandeten Daten. In Fällen, in denen Probleme aus abweichenden Regeln der Datengewinnung resultieren, werden diese Regeln dokumentiert.

Vorabprüfung

Zunächst wurde ein grober Grenzwertcheck durchgeführt. Es wurden Temperaturmaxima (TX) und -minima (TN), Niederschlagssummen (RR) sowie Windspitzenmaxima (FX) hinsichtlich des Überschreitens grober Schwellenwerte untersucht. Dabei musste in jedem Einzelfall anhand von Originalunterlagen und Nachbarstationen geklärt werden, ob es sich wirklich um zweifelhafte bzw. falsche Werte handelte oder ob extreme Wetterlagen, wie z.B. der „sibirische“ Winter 1929 oder der Sommer 2003 ursächlich waren und die beanstandeten Daten bestätigt werden konnten. Wenn die Daten nicht bestätigt wurden, wurden sie korrigiert oder - wenn das nicht möglich war - gelöscht. Alle beanstandeten Werte und die durchgeführten Maßnahmen wurden in einer Datenbanktabelle dokumentiert.

Anschließend wurde anhand der Temperaturdaten überprüft, ob die Tageswerte und die Terminwerte zusammen passen.

1. TX > TM > TN.

2. TM=(T07+T14+2*T21)/4 (Kämtz’sches Mittel)

Alle Fälle, bei denen diese Bedingungen nicht erfüllt waren, wurden in einer Datenbanktabelle dokumentiert und nach Station und Jahr ausgezählt. Falls diese Bedingungen an einzelnen Stationen häufig verletzt werden, so ist das ein Hinweise darauf, dass an den betreffenden Stationen abweichende Bezugszeiten für die Tagesextrema galten, oder dass andere Regeln bei der Berechnung der Tagesmittel angewendet wurden und die Beobachtungstermine nicht mit den Mannheimer Stunden (07, 14 und 21 Uhr MOZ) übereinstimmten. Vor 1931 konnten so einzelne Stationen und Zeiträume identifiziert werden, in denen abweichende Regeln angewendet wurden. Die Gründe wurden mit Hilfe alter Jahr- und Stationstagebücher recherchiert. Diese geben Auskunft darüber, zu welchen Terminen welche Messungen stattfanden und nach welchen Formeln Mittelwerte berechnet wurden.

Systematische Prüfung

Die systematische Prüfung von Tageswerten wird monatsweise rückwirkend auf die Zeit vor Einrichtung DV-gestützter Prüfroutinen (also vor 1980) durchgeführt. Es ist geplant, die im Zeitraum 1950 – 1980 gemessen Werte bis Ende 2014 systematisch zu prüfen und zu korrigieren. Die historischen Daten langer Zeitreihen vor 1950 werden zusammen mit den dann im Projekt KLIDADIGI neu digitalisierten Werten überprüft (Mächel, 2009). Die hier beschriebene systematische Prüfung beinhaltet Prüfungen auf räumliche und innere Konsistenz, gegen integrierte Werte (Tab. 1) sowie den Abgleich von Tageswerten aus unterschiedlichen Datenkollektiven:

Auf räumliche Konsistenz werden die Werte überprüft, indem sie mit Nachbarmessungen verglichen werden. Das ist vor allem dann sinnvoll, wenn die Stationsdichte hoch genug ist, wie z. B. bei Niederschlagsstationen. Bei anderen Parametern wie der Temperatur reicht die Stationsdichte bei den historischen Daten für einen sinnvollen Vergleich mit Nachbarstationen noch nicht aus. Daher wird in diesem Fall nur eine grobe räumliche Prüfung durchgeführt, d.h. es wird überprüft, ob die Werte zu der Verteilung der Werte an einem Tag in einem größeren Gebiet passen. Bei der Prüfung auf innere Konsistenz wird ein Datensatz auf Widerspruchsfreiheit der Daten untereinander getestet. So darf z.B. bei völlig bedecktem Himmel kein Sonnenschein oder bei Windstille keine Windrichtung registriert worden sein. Prüfung gegen integrierte Werte bedeutet, dass einzelne Terminwerte gegen Tageswerte geprüft werden. Realisiert ist zunächst die Prüfung der Terminwerte der Temperatur gegen die Tagesextrema. Den schematischen Ablauf der systematischen Prüfung zeigt Abbildung 1.

In alten Tageswerten gibt es das Problem, dass Werte an einer Station aus unterschiedlichen voneinander unabhängigen Datengewinnungsroutinen gewonnen wurden. So wurden an Klimastationen neben den Klimatabellen auch Tabellen für die Erfassung der Niederschlagsdaten erstellt. Zusätzlich wurden bei der nachträglichen Auswertung von Registrierstreifen Tagesmaxima der Windgeschwindigkeit und Tagessummen der Sonnenscheindauer zusammen mit den dazugehörigen Stundenwerten gewonnen, die nicht unbedingt mit den Werten in der Klimatabelle übereinstimmten. Ein Abgleich hat früher nicht immer stattgefunden. Aus diesem Grund wurde die systematische Prüfung um einen Tageswerteabgleich ergänzt. Ziel dieser Prüfung ist es sicherzustellen, dass es für jede Station und jedes Element nur einen Tageswert gibt. Es wird geprüft, ob sich die Tageswerte in der Klimadatenbank aus dem Klimamessnetz von Tageswerten aus den speziellen Messnetzen (Niederschlag, Wind und Sonnenscheindauer) unterscheiden. Ist der Unterschied gering, so wird automatisch anhand fester Regeln einer der Werte vorgeschlagen, ist der Unterschied größer, so wird anhand von Nachbarstationen entschieden, welcher Wert der bessere ist.

Parameter	Art der Prüfung
Niederschlag	räumliche Prüfung
Windspitzenmaximum Tagesmittel der Temperatur Temperaturextrema (Minimum, Maximum)	grobe räumliche Prüfung
Sichtweite relative Feuchte Erdbodenzustand Neuschneehöhe Schneehöhe Art der Schneedecke Niederschlagsmenge Form des Niederschlags Sonnenscheindauer Bedeckungsgrad Windgeschwindigkeit Windrichtung Terminwerte Temperatur Temperaturmaximum Temperaturminimum Temperaturminimum am Erdboden Feuchttemperatur	Prüfung auf innere Konsistenz
Terminwerte der Temperatur Temperaturextrema (Minimum, Maximum)	Prüfung gegen integrierte Werte

Tab. 1: Übersicht über die durchgeführten Prüfungen

Als Prüfergebnisse werden die angezweifelten Werte, das Prüfkriterium und ggf. ein Korrekturvorschlag in eine Ergebnistabelle geschrieben. Diese Ergebnistabelle wird manuell bearbeitet, um zu entscheiden, ob die beanstandeten Werte bestätigt oder korrigiert werden müssen. Hinsichtlich der Fehler müssen zwei Klassen unterschieden werden:

- Systematische Fehler,
- Unsystematische Fehler.

Häufungen von gleichartigen Beanstandungen deuteten auf systematische Fehler hin, deren Ursache eruiert werden sollte. Beispiele für systematische Fehler sind z.B. falsche Bezugszeiten, falsche Codierungen oder Fehler in den Bearbeitungsroutinen. Ursache für unsystematische Fehler sind einzelne Übertragungsfehler bei der Digitalisierung oder falsch abgelesene Messwerte.

Die Ergebnistabelle bildet die Grundlage für die endgültigen Korrekturen in der Klimadatenbank. Sie wird archiviert, damit jederzeit nachvollzogen werden kann, welche Fehler gefunden und welche Korrekturen in der Datenbank vorgenommen wurden.

Die systematischen Fehler mit erkennbarem Muster und identifizierter Ursache werden separat, mit speziellen Anwendungen für alle Stationen und Zeiträume, für die diese systematischen Fehler auftraten, korrigiert. Die Dokumentation erfolgt in einer gesonderten Tabelle. Unsystematische Fehler werden mit Hilfe der Ergebnistabelle und den darin enthaltenen Korrekturvorschlägen und ggf. den Originalunterlagen korrigiert. Sowohl die Werte, die beanstandet aber nach Prüfung bestätigt wurden als auch die Werte, die korrigiert wurden und die, die beanstandet aber nicht korrigiert werden konnten, werden mit entsprechenden Qualitätsbytes versehen.

Ergebnisse

Es hat sich herausgestellt, dass die Prüfung historischer Klimadaten ein weit gefächertes und sehr interessantes Arbeitsgebiet ist. Die Resultate der bisher durchgeführten Prüfungen zeigten, dass relativ wenig Fehler in den Daten gefunden wurden. Fehlerhäufungen traten nur bei systematischen Fehlern auf, deren Ursache meistens schnell gefunden wurde, so dass diese problemlos korrigiert werden konnten. Manchmal erforderte die Recherche nach den Ursachen der Fehler, vor allem bei den Klimadaten vor 1931, auch detektivische Fähigkeiten.

Mittels der groben Grenzwertprüfung wurden, gemessen an der Datenmenge, nur wenige falsche Werte gefunden. Nach Überprüfung der extremen Temperaturen wurden im gesamten Archiv acht zu hohe und drei zu niedrige Werte identifiziert. Beim Niederschlag und beim Wind wurden zwar deutlich mehr auffällige Werte gefunden, doch handelte es sich bei den meisten um wirkliche Extrema, die bestätigt werden konnten.

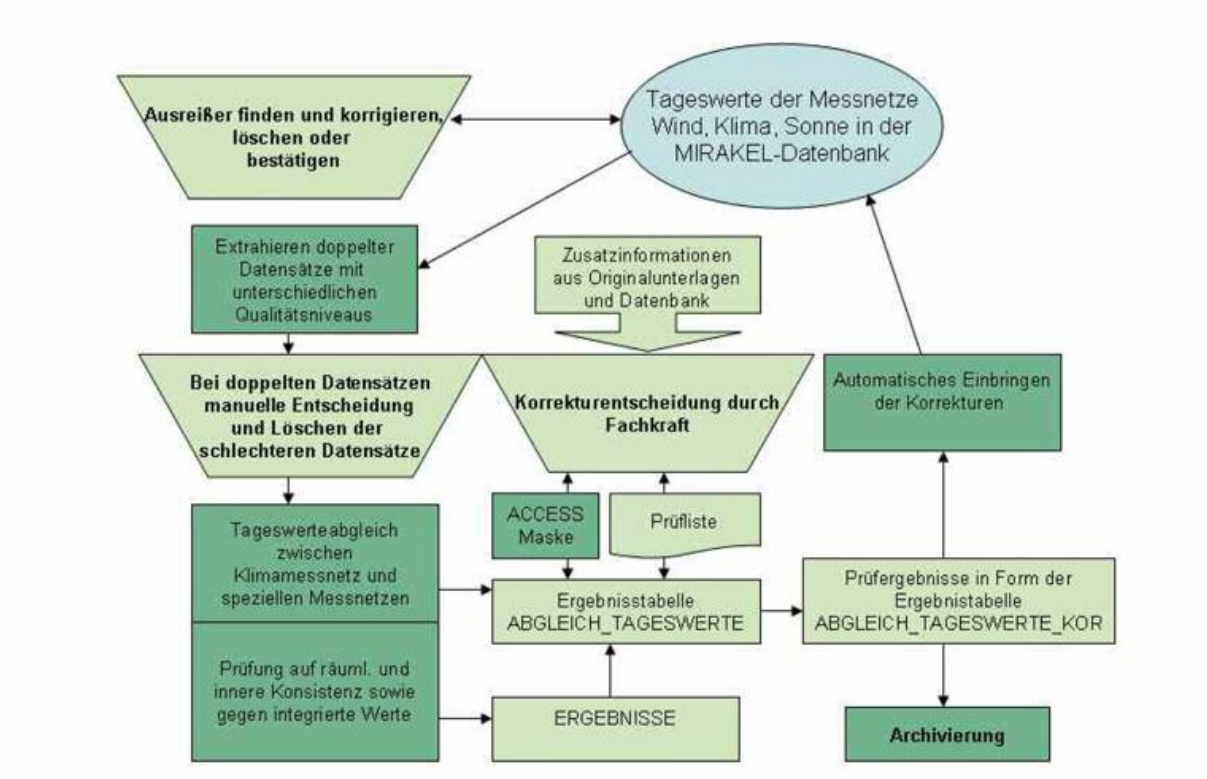


Abb. 1: Qualitätskontrolle historischer Bodendaten

Bei der systematischen Prüfung von Klimadaten vor 1980 konnten einige jahresübergreifende systematische Fehler entdeckt und korrigiert werden. So wurden z.B. bei ostdeutschen Stationen vor 1991 im Windmessnetz fehlende maximale Windspitze aus dem Klimamessnetz übertragen. Auch konnte ein Datensatz mit Tageswerten der Sonnenscheindauer korrigiert werden. Bei der Recherche stellte sich heraus, dass Lücken im Sonnenscheinkollektiv mit Daten von Nachbarstationen ergänzt wurden, obwohl die Werte des Klimakollektivs zur Verfügung standen. Diese, sowie alle anderen korrigierten systematischen Fehler, wurden dokumentiert.

Besonders interessant war das Arbeiten mit historischen Zeitreihen, deren Anfänge im 19. Jahrhundert lagen. Bei der Klimareihe der Seewarte Hamburg war von 1891 - 1915 das Temperaturmaximum häufig kleiner als das Tagesmittel. Dieser Fehler war darauf zurückzuführen, dass das Temperaturmaximum morgens gemessen und statt dem Vortag dem Tag der Messung zugeordnet wurde. Diese Beobachtungsvorschrift kann in den Meteorologischen Jahrbüchern der Deutschen Seewarte der entsprechenden Jahre nachgelesen werden. In den Jahrbüchern ist auch vermerkt, an welchen Stationen nach dem System der Deutschen Seewarte beobachtet wurde. An diesen Stationen wurde nicht zu den Mannheimer Stunden sondern um 08, 14 und 20 Uhr mittlere Ortszeit beobachtet (Direktion der Seewarte, 1891). Die Tagesmittel wurden mit der “Seewartenformel” berechnet: Für die Monate Mai – August wurde das Tagesmittel der Temperatur nach der Formel:

(T08 + T20 + TX + TN) / 4,

T08: Temperatur um 8 Uhr MOZ
T20: Temperatur um 20 Uhr MOZ
TX: Temperaturmaximum
TN: Temperaturminimum

für die Monate September – April nach der Formel:

((T08 + T20) / 2 + (T08 + T14 + T20) / 3) / 2

T14: Temperatur um 14 Uhr MOZ

berechnet.

Die relevanten Informationen zu diesen Stationen wurden tabellarisch dokumentiert. Das um einen Tag verschobene Temperaturmaximum wurde bereits dem richtigen Tag zugeordnet. Konsequenterweise wurden für den Zeitraum 1891 – 1915 für die Monate Mai – August auch die Tagesmitteltemperaturen neu berechnet, da aufgrund der falschen Zuordnung das Tagesmittel mit dem Maximum des Vortages berechnet wurde.

Bei weiteren Untersuchungen bzgl. der Tagesmitteltemperatur stellte sich heraus, dass die Seewartenformel manchmal auch auf Temperaturwerte preußischer Stationen angewendet wurde, die zu den Mannheimer Stunden beobachtet hatten, z.B. Lübeck und Clausthal-Zellerfeld. In diesen Fällen mussten die Tagesmittel nach der Kämtz’schen Formel neu berechnet werden.

Alle bisher gefundenen Besonderheiten der historischen Datenreihen können im Internet unter: www.dwd.de/klimamonitoring unter den Punkten Klimadatenzentren – NKDZ – Qualitätssicherung – historische Klimadaten nachgelesen werden.

Literatur

Direktion der Seewarte 1892: Deutsches Meteorologisches Jahrbuch für 1891. Beobachtungs-System der Deutschen Seewarte. Ergebnisse der Meteorologischen Beobachtungen, Hamburg.

Mächel H., A. Kapala, J. Behrendt, C. Simmer 2009: Rettung historischer Klimadaten in Deutschland: das KLIDADIGI-Projekt des DWD. In: Klimastatusbericht 2008, DWD.

Von Bezold W. 1888: Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen im Jahre 1886. Königlich Preussisches Meteorologisches Institut, Berlin.

Wege K. 2002: Die Entwicklung der meteorologischen Dienste in Deutschland. In: Geschichte der Meteorologie in Deutschland, DWD.

Entwicklung klimarelevanter Spurengase

C. Plass-Dülmer, S. Gilge, H. Claude, W. Fricke, U. Köhler, W. Steinbrecht

1. Globale Entwicklung von klimarelevanten Spurengasen

Die Änderungen der atmosphärischen Treibhausgas- und Aerosolkonzentrationen sowie der Landnutzung sind die Ursache für einen globalen Klimawandel [IPCC2007]. Hierbei ist „der größte Teil des beobachteten Anstiegs der mittleren globalen Temperatur seit Mitte des 20. Jahrhunderts sehr wahrscheinlich durch den Anstieg der anthropogenen Treibhausgaskonzentrationen verursacht“ [IPCC2007]. Das Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) definiert “Strahlungsantrieb” (engl. „Radiative Forcing“) als “eine extern aufgeprägte Störung des Strahlungsenergie-Budgets des Klimasystems der Erde durch z.B. Änderungen der solaren Strahlung, Änderungen der Erd-Albedo, oder Änderungen bei Gasen und Aerosol Partikeln in der Atmosphäre”. Von IPCC werden Änderungen gegenüber dem vor-industriellen Zustand diskutiert, der so gewählt wurde, dass er die Bedingungen von 1750 repräsentiert. In Abbildung 1 sind die verschiedenen Beiträge zum Strahlungsantrieb dargestellt, von denen Kohlendioxid (CO_2), Methan (CH_4), Ozon (O_3), Lachgas (N_2O) und halogenierte Kohlenwasserstoffe (überwiegend Fluorchlorkohlenwasserstoffe, engl. halocarbons) die wichtigsten Beiträge bei den Spurengasen liefern.

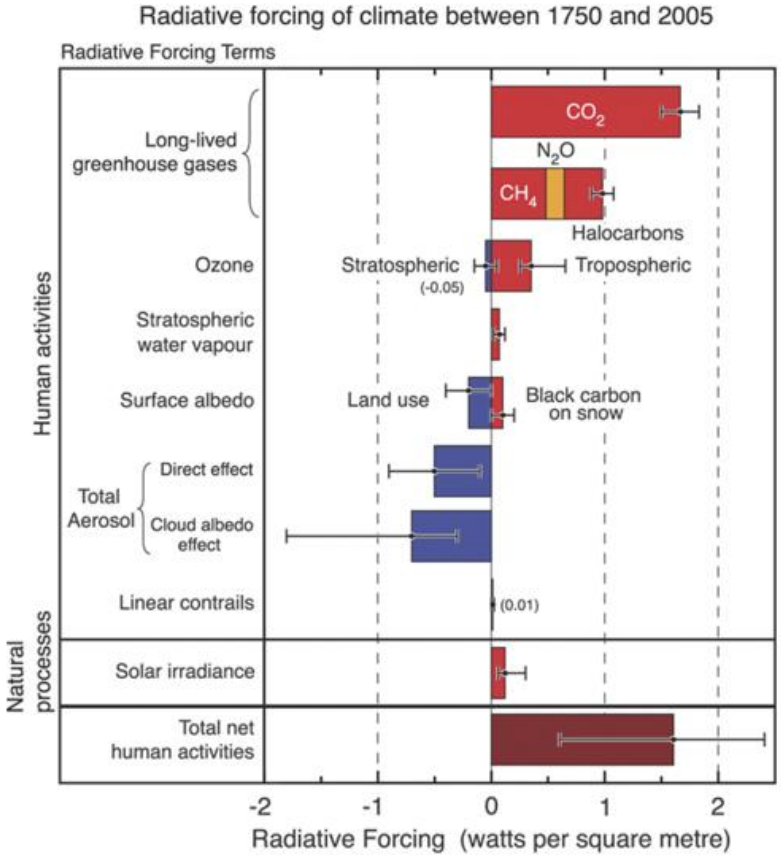


Abb. 1: Beiträge zum Strahlungsantrieb (Radiative Forcing) nach IPCC 2007 (Abbildung von Forster et al., 2007)

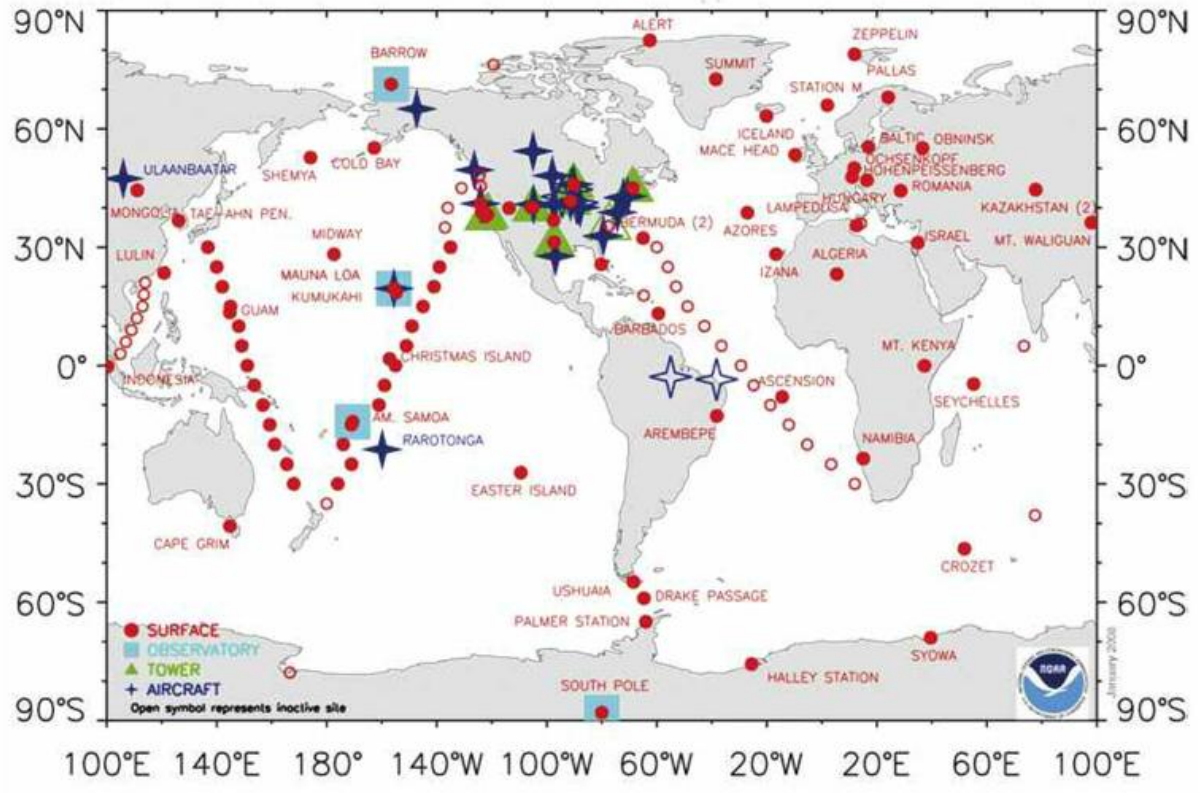


Abb. 2: Das „NOAA Earth System Research Laboratory Global Cooperative Air Sampling Network". Hohenpeißenberg ist eine der Stationen mit überlappenden Behälter- und „In-situ Messungen" von reaktiven Spurengasen. (Abbildung von AGGI, NOAA 2008)

Dieser Beitrag befasst sich zunächst mit den globalen Änderungen bei den Spurengasen. Im zweiten Teil werden für das Meteorologische Observatorium Hohenpeißenberg Änderungen klimarelevanter Spurengase in der Troposphäre und im dritten Teil Ozonänderungen in der Stratosphäre diskutiert.

Die langlebigen Treibhausgase (CO_2, CH_4, N_2O, FCKW) werden in globalen Messnetzen vor allem von NOAA (Cooperate Flask Sampling Program), AGAGE (Advanced Global Atmospheric Gases Experiment) und anderen Institutionen wöchentlich, sowie an ausgewählten Stationen auch kontinuierlich gemessen (Abbildung 2).

Die Daten erlauben eine gute Bestimmung der zeitlichen Entwicklung der global gemittelten Konzentrationen. Abbildung 3 zeigt relativ kontinuierliche Anstiege bei CO_2 und N_2O, hingegen sich deutlich abschwächende Anstiege bis hin zu konstanten Werten bei Methan, und teilweise abnehmende Konzentrationen bei CFC-11 und CFC-12. Ursachen sind in erster Linie die unterschiedlichen Emissionsentwicklungen, die im Falle der FCKW durch Emissionsminderungen entsprechend dem Montreal-Abkommen verursacht sind.

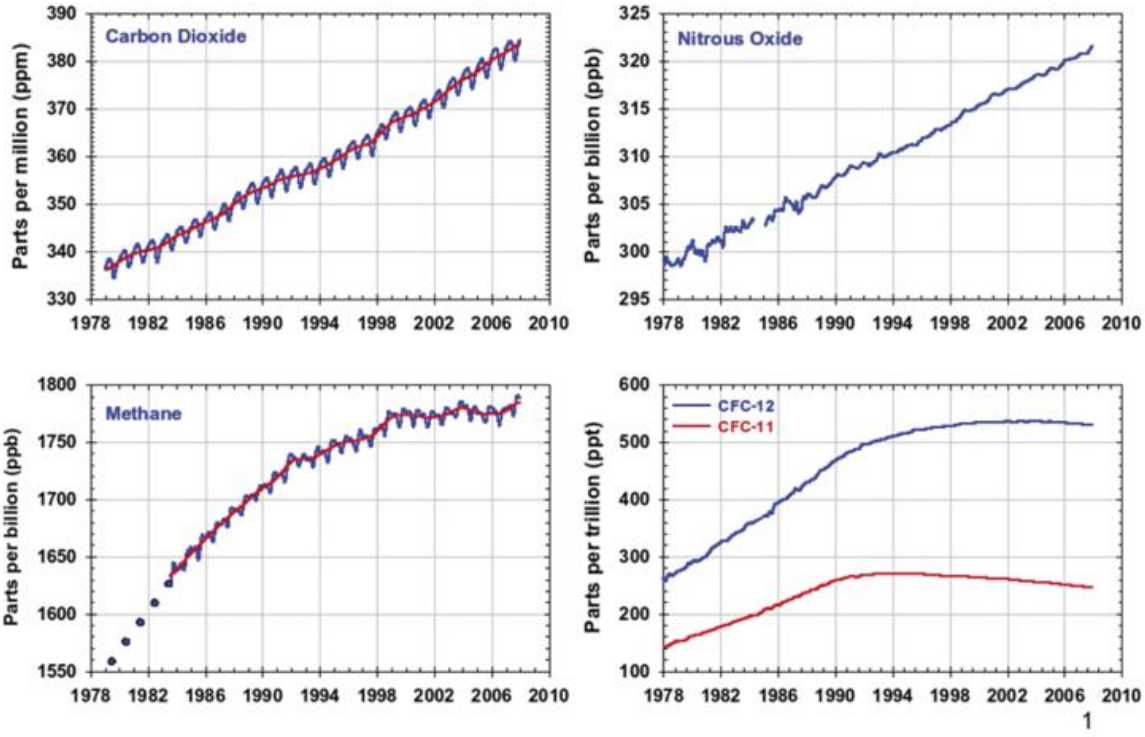


Abb. 3: Zeitliche Entwicklungen der Konzentrationen ausgewählter Treibhausgase [Forster et al., 2007]

Die anthropogen verursachte Entwicklung des Strahlungsantriebs der langlebigen Treibhausgase wird von NOAA jährlich analysiert. Bedingt durch steigende Konzentrationen hat CO_2 seit 1990 seinen anthropogen verursachten Strahlungsantrieb um 34% gesteigert (Abbildung 4a). Mit der Einführung des „Annual Greenhouse Gas Index (AGGI)" [Hofmann et al. 2006] hat NOAA ein einfaches Instrument zur Verfügung gestellt, um die relative Änderung des Strahlungsantriebs der langlebigen Treibhausgase bezogen auf das Jahr 1990 zu verfolgen (Abbildung 4b).

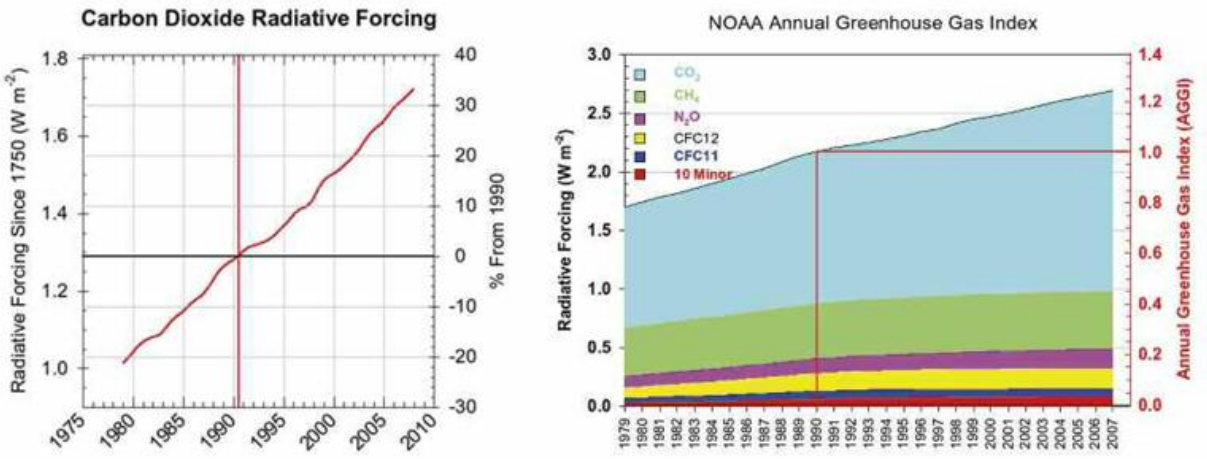


Abb. 4: Entwicklung des Strahlungsantriebs von CO_2 (a) und allen langlebigen Treibhausgasen (b) für 1979 – 2008 gegenüber der vor-industriellen Ära (1750) (AGGI, NOAA 2008)

Die dargestellten 6 Spurengase machen 97% des Strahlungsantriebs durch langlebige Treibhausgase aus. In 2007 lag der AGGI um 24% über dem Wert von 1990. Somit wurde der starke Anstieg von CO_2 (34%) durch die Abflachungen bei Methan und den FCKW teilweise kompensiert.

Will man dem Treibhauseffekt durch Emissionsminderungsmaßnahmen begegnen, sollte man den Blick auf die direkt emittierten Spurengase und deren Auswirkungen auf den Treibhauseffekt richten. Hier spielt die atmosphärische Chemie eine herausragende Rolle, da bei den atmosphärischen Abbauprozessen aus flüchtigen organischen Verbindungen ohne Methan (engl. NMVOC) sowohl Methan, als auch CO_2 und sekundäres organisches Aerosol entsteht, aus CO CO_2 gebildet wird, aus Stickoxiden Aerosol-Nitrat, aus Stickoxiden und CO bzw. VOC Ozon, und aus SO_2 Aerosol-Sulfat gebildet wird. Abbildung 5 zeigt die Strahlungsantriebe nach primär emittierten Gasen sowie die Anteile der verschiedenen Prozesse. Zusätzlich sind noch indirekte Prozesse berücksichtigt, z.B. wird durch CO-Emissionen die OH-Radikalkonzentration gesenkt, was wiederum zu einem Anstieg von Methan führt, weil dessen Abbau durch OH-Radikale jetzt langsamer läuft. Andererseits erhöht NO_x die OH-Konzentration, weshalb dann Methan wiederum schneller abgebaut wird. Der Abbau von Methan in der Atmosphäre (wie auch der Abbau von CO und NMVOC) führt zur Bildung von Ozon, einem sekundären reaktiven Treibhausgas, das entsprechend Abbildung 1 das Treibhausgas mit dem drittgrößten Strahlungsantrieb ist.

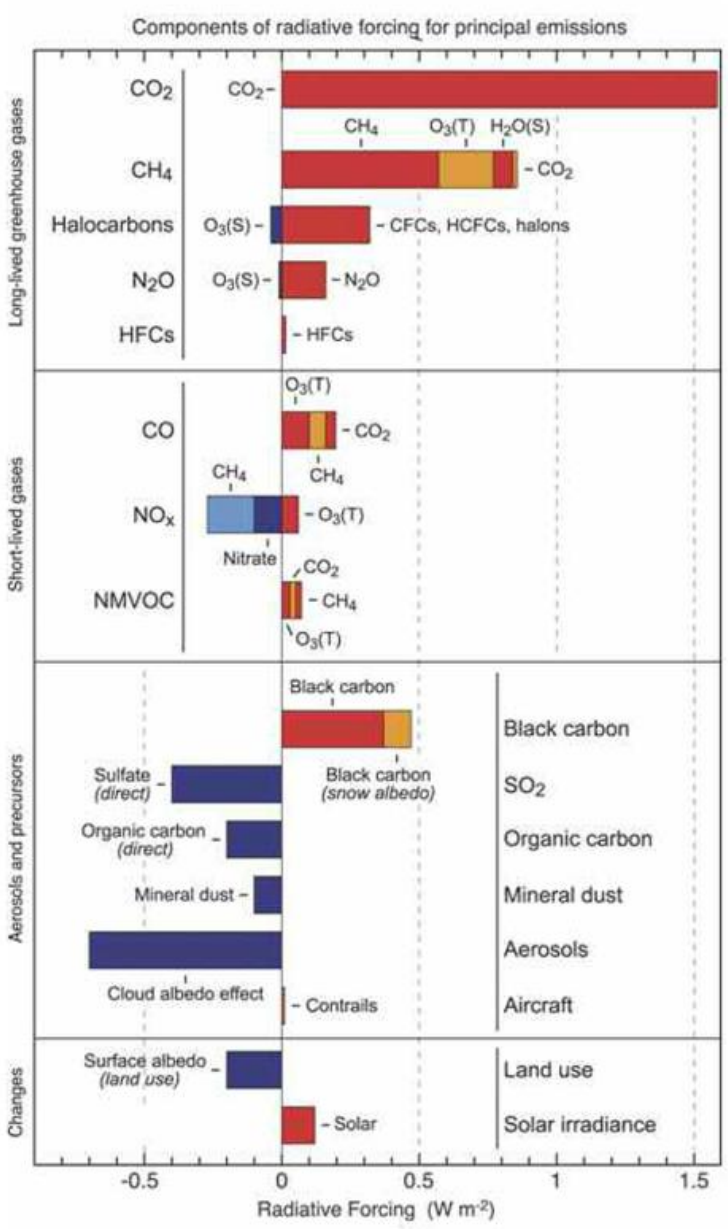


Abb. 5: Strahlungsantriebe nach primär emittierten Substanzen, (T) und (S) stehen für Tropos- und Stratosphäre (Graphik aus IPCC 2007)

Im folgenden Abschnitt werden die Entwicklungen bei Ozon und den Vorläufermolekülen NMVOC, CO, NO_x und SO_2 aus der langjährigen Messreihe der GAW Station Hohenpeißenberg diskutiert.

2. Entwicklung von bodennahem Ozon in Relation zu Vorläufersubstanzen am MOHp

Die Quellen für Ozon in der Troposphäre sind Eintrag aus der Stratosphäre sowie die bereits erwähnte photochemische Bildung aus Vorläufersubstanzen, vor allem Stickoxide, Kohlenmonoxid (CO) und Nichtmethankohlenwasserstoffe (engl. NMVOC). Ozon wird aus der Luft durch Deposition an Oberflächen und Aerosolen und durch chemische Reaktionen vor allem mit primär emittiertem NO wieder entfernt. Am MOHp werden Messungen der bodennahen Ozonmischungsverhältnisse seit 1971 durchgeführt.

Für den gesamten Zeitraum von 1971-2008 lässt sich ein linearer Trend von etwa 0,3 ppb/a bestimmen, der signifikant ist. Der Trend hat sich allerdings immer weiter abgeschwächt und in den letzten ca. 10 Jahren ist das Ozon-Niveau konstant.

Es ist erstaunlich, dass bisher keine Abnahme der Ozonkonzentrationen beobachtet wurde, da in Folge von Emissionsminderungsmaßnahmen auf EU- und nationaler Ebene ein Rückgang des bodennahen Ozons zu erwarten war. Deshalb wird im Folgenden untersucht, wie sich die Emissionsminderungsmaßnahmen auf die Konzentrationen der Vorläufersubstanzen in den Messreihen am Hohenpeißenberg ausgewirkt haben. In den Abbildungen 7-9 sind die Zeitreihen der Stickoxide, des Kohlenmonoxids und der Kohlenwasserstoffe seit ca. 1995 aufgetragen (dies entspricht dem Zeitraum der Messungen dieser Substanzen an der Global Atmosphere Watch (GAW) Globalstation Hohenpeißenberg).

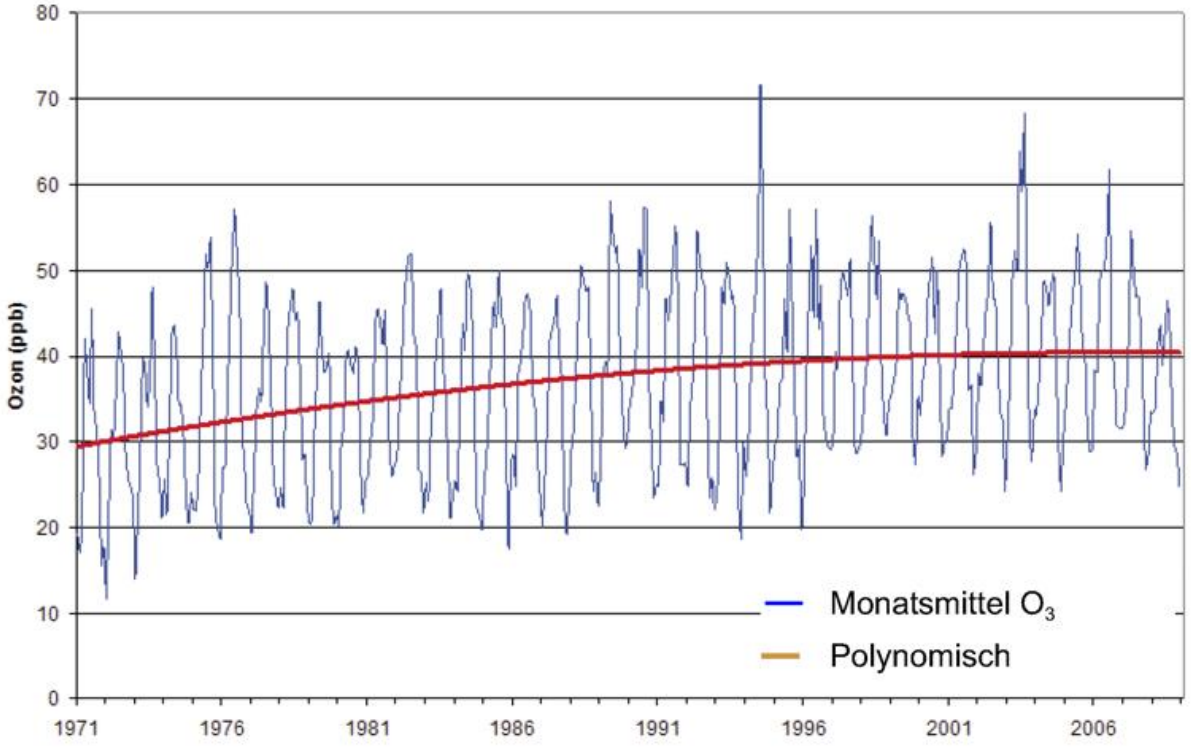


Abb .6: Zeitreihe (Monatsmittelwerte) des bodennahen Ozons am MOHp und Trendfunktion. Die Daten für 2008 sind vorläufig.

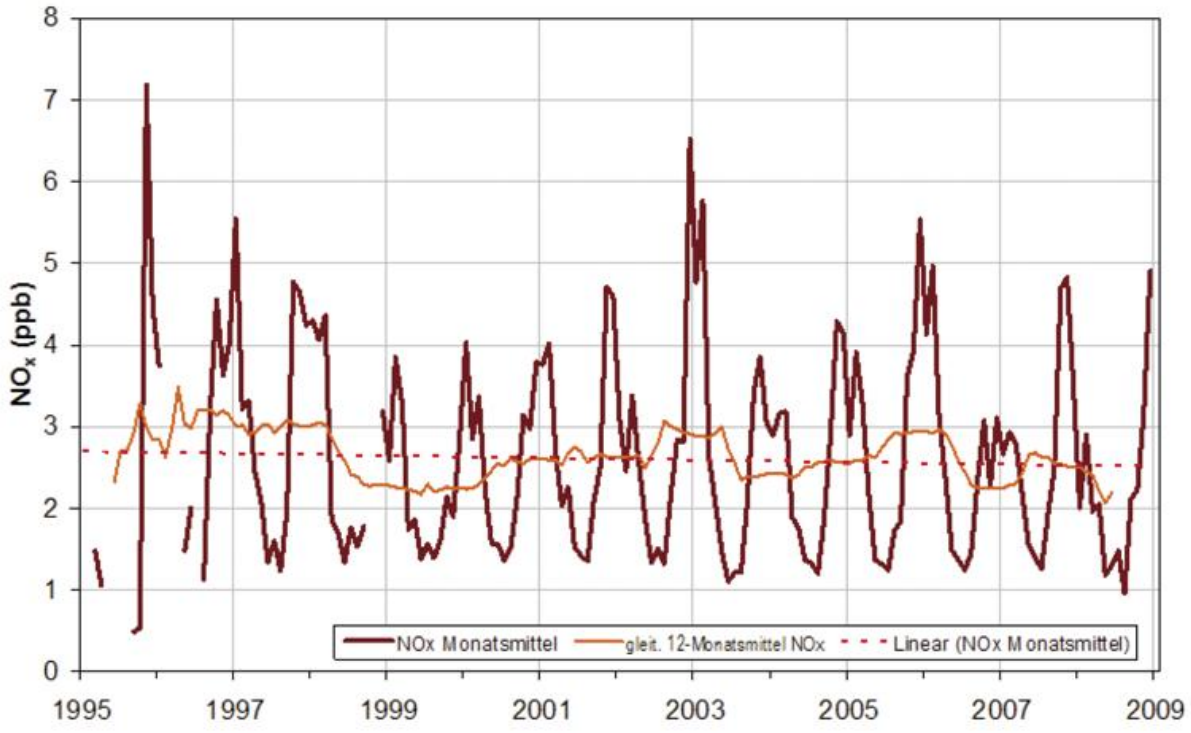


Abb. 7: Zeitreihe (Monatsmittelwerte) der Stickoxide (NOx= NO+NO_2), entsprechende gleitende 12-Monatsmittel und linearer Trend am MOHp. Die Daten für 2008 sind vorläufig.

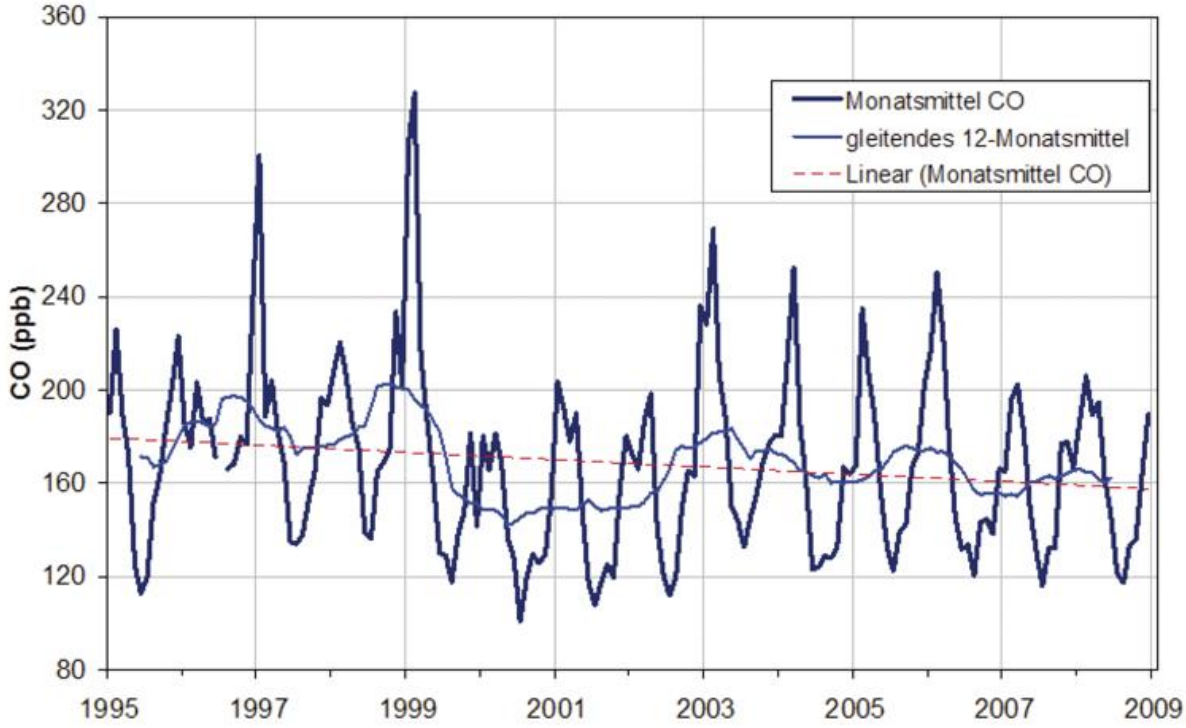


Abb. 8: Zeitreihe (Monatsmittelwerte) des Kohlenmonoxides (CO), entsprechende gleitende 12-Monatsmittel und linearer Trend am MOHp. Die Daten für 2008 sind vorläufig.

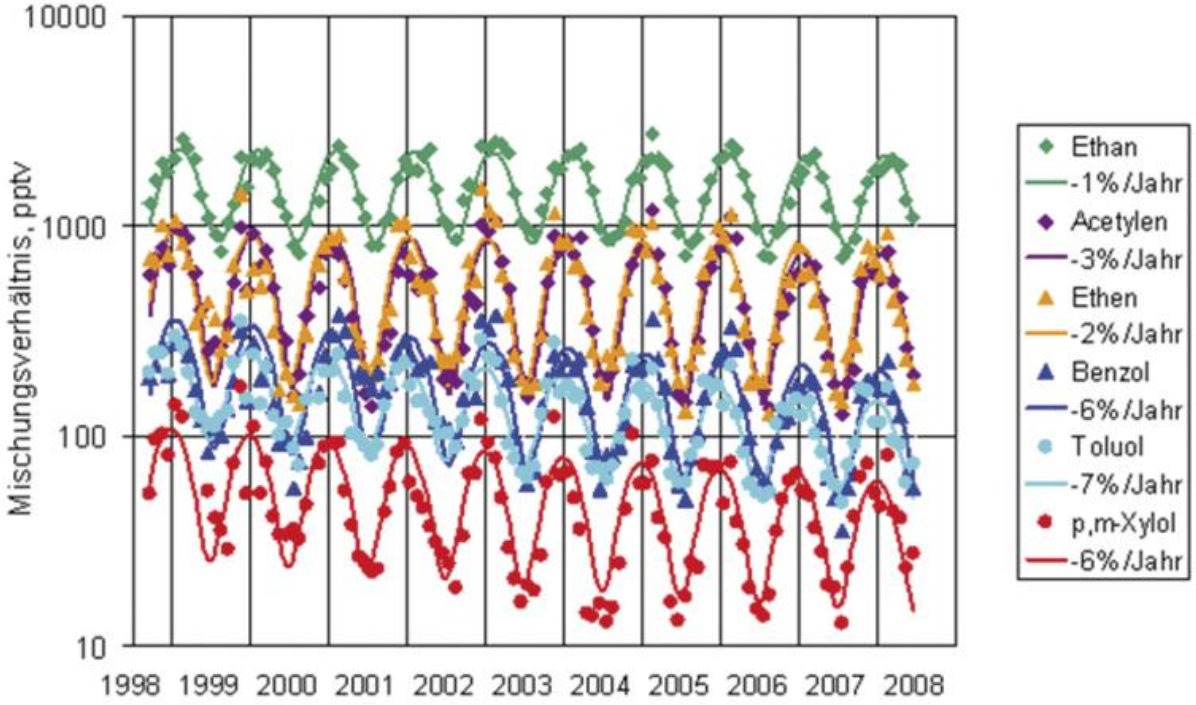


Abb. 9: Zeitreihen ausgewählter, überwiegend anthropogener Kohlenwasserstoffe (NMVOC) anhand der Monatsmittelwerte, die linearen Trends sind in der Legende angegeben.

Die Stickoxide (NOx) zeigen einen schwachen linearen Trend mit einer Abnahme von -0.5 %/a, CO einen schwachen aber signifikanten Abwärtstrend von -1.5 ppb/a (-0.9%/a) und die verschiedenen überwiegend anthropogenen VOC (NMVOC) teilweise keine signifikanten Trends (z.B. Ethan) bis hin zu deutlich abnehmenden Konzentrationen mit bis zu 8%/a. Die Trends sind im allgemeinen niedriger als die vom UBA für Deutschland errechneten Trends der Emissionen, die für den Zeitraum 1995-2006 für Stickoxide bei -35% (-3%/a), für CO bei -40% (-4%/a), für NMVOC bei -36% (-3%/a), und für SO_2 bei -68% (-6%/a) liegen [UBA 2007]. Zum Teil sind solche Unterschiede darauf zurückzuführen, dass Substanzen mit atmosphärischen Lebensdauern von mehr als einigen Tagen (CO, Ethan, Acetylen, Benzol) über größere Strecken transportiert werden und Emissionen von anderen europäischen Ländern, Nordamerika und Asien (Ethan und CO) die Mischungsverhältnisse mit bestimmen können. Damit bleibt für die langlebigen Ozonvorläufer festzuhalten, dass ihre Trends schwächer als die berechneten Emissionsabnahmen in Deutschland sind, aber dennoch negativ sind und zu einer Ozonreduktion beitragen sollten.

Bei den kurzlebigen Verbindungen sollten die Immissions- die Emissionsentwicklungen in etwa widerspiegeln, sofern natürliche Quellen zu vernachlässigen sind. Für die NMVOC liegen in der Tat die Trends im Rahmen der Emissionsminderungen, bei den Stickoxiden sind sie deutlich schwächer ausgeprägt als die berechneten Emissionsminderungen, eine Diskrepanz, die auf zu optimistische Emissionsberechnungen hindeutet. Dennoch ergeben sich für alle betrachteten Ozon-Vorläufersubstanzen abnehmende Konzentrationen. Da in Deutschland die Ozonproduktion meist durch NOx limitiert ist, erwartet man eine Reduktion der Ozonproduktion, die in etwa mit dem NOx skaliert, d.h. um ca. 0-20% von 1995 bis 2008 reduziert ist. Dass eine solche Reduktion nicht beobachtet wird, deutet auf Änderungen beim atmosphärischen

Abbau von Ozon und/oder dem Transport hin, die solche Reduktionsprozesse kompensieren.

Schwefeldioxid ist die wichtigste Quelle für Sulfat-Aerosol (Abb. 5) und seine atmosphärischen Mischungsverhältnisse nehmen direkt Einfluss auf die Stärke des „Antitreibhauseffektes". SO_2 ist ein primäres Spurengas, das in der Nordhemisphäre hauptsächlich aus industriellen Großfeuerungsanlagen emittiert wird.

Die Zeitreihe zeigt einen ausgeprägten Trend. Die SO_2-Belastung hat sich seit dem Beginn der Messungen am MOHp im Jahre 1995 ungefähr halbiert und spiegelt die Emissionsminderungen recht gut wider. Seit Mitte 1999 stagnieren die Mischungsverhältnisse auf niedrigem Niveau. Mit der SO_2-Reduktion geht die ebenfalls am MOHp gemessene Halbierung des Sulfatanteils im Niederschlag einher.
Aus ökologischer („Waldsterben") und medizinischer (Atemwegserkrankungen) Sicht war eine drastische Reduzierung der SO_2-Emissionen unbedingt erforderlich. Aus klimatologischer Sicht wurde so ein den Strahlungsantrieb dämpfendes Element geschwächt.

Die bodennahen Messungen von Ozon, Ozon-Vorläufern und SO_2 belegen für den Zeitraum 1995 – 2008 keine wesentlichen Änderungen des diese Substanzen betreffenden Treibhausantriebs am MOHp. Die Emissionsminderungsmaßnahmen zeigen nur zum Teil die gewünschten Erfolge, für die Stickoxide und das klimatisch relevante Ozon zeigen sich keine deutlichen Änderungen. Für SO_2 lassen die Emissionsminderungen sogar eine Verstärkung des lokalen Strahlungsantriebes erwarten.

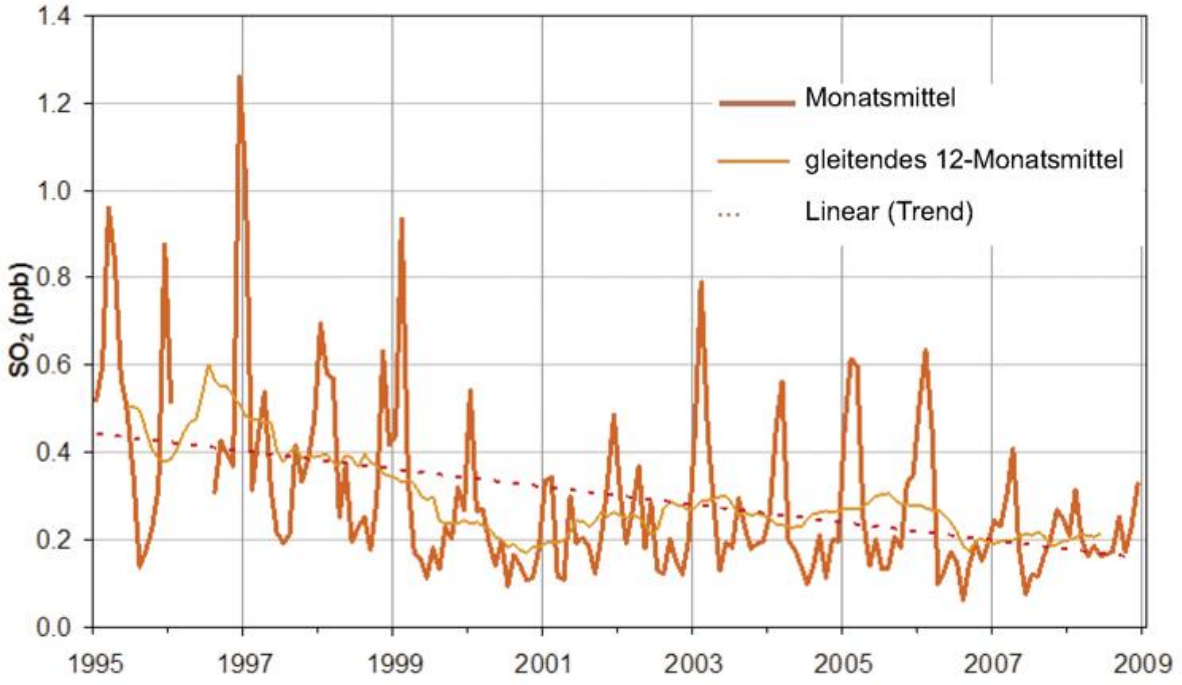


Abb. 10: Zeitreihe (Monatsmittelwerte) des Schwefeldioxids am MOHp und linearer Trend. Die Daten für 2008 sind vorläufig.

3. Ozon in der Stratosphäre

Nach mehr als einer Dekade mit nahezu kontinuierlich ansteigenden Gesamtozonwerten wurde dieser Trend 2008 vorerst unterbrochen. Mit 316 Dobson-Einheiten (DU) lag der Jahresmittelwert um etwa 2% signifikant unter den Mittelwerten der vorangegangenen 5 Jahre. Auch andere europäische Stationen zeigten eine ähnliche Entwicklung. Innerhalb der 41 Jahre langen Gesamtozon-Messreihe am Hohenpeißenberg wiesen nur 6 Jahre noch niedrigere Gesamtozon-Jahresmittel auf; drei davon aber jeweils nach starken Vulkanausbrüchen (El Chichon 1983, Pinatubo 1992/93).
Dennoch bewegte sich das Jahresmittel 2008 nahe eines zu erwartenden Verlaufs, der durch die längerfristige Entwicklung maßgeblicher Einflussfaktoren vorgegeben ist (grüne Linie in Abb. 11). Diese Faktoren sind der gesamt-stratosphärische Chlorgehalt, der 11-jährige solare Zyklus und die bereits erwähnten Vulkanaerosole. So hat der Rückgang der Vulkanaerosole nach 1992/93 zusammen mit der Zunahme der solaren Aktivität bis zum solaren Maximum 2002 zu dem starken Ozonanstieg in dieser Episode geführt. Wegen der dann folgenden Abschwächung der solaren Aktivität war schon ab 2005 mit niedrigeren Ozonwerten zu rechnen, was aber 2006/07 durch weitere Einflüsse verhindert wurde. Erst 2008 bewirkte die zusätzliche Kombination aus westlicher Phase der quasi-biennalen Oszillation (QBO) und die positive Phase der Arktischen Oszillation (AO)/Nordatlantik Oszillation (NAO) einen deutlicheren Rückgang beim Gesamtozon. Die letztgenannten Faktoren tragen je nach Phasenlage über eine veränderte Dynamik ebenfalls zu höheren oder niedrigeren Gesamtozonwerten bei (s. Langematz et al. 2008, Ozonbulletin des DWD, Nr. 114, 2006).

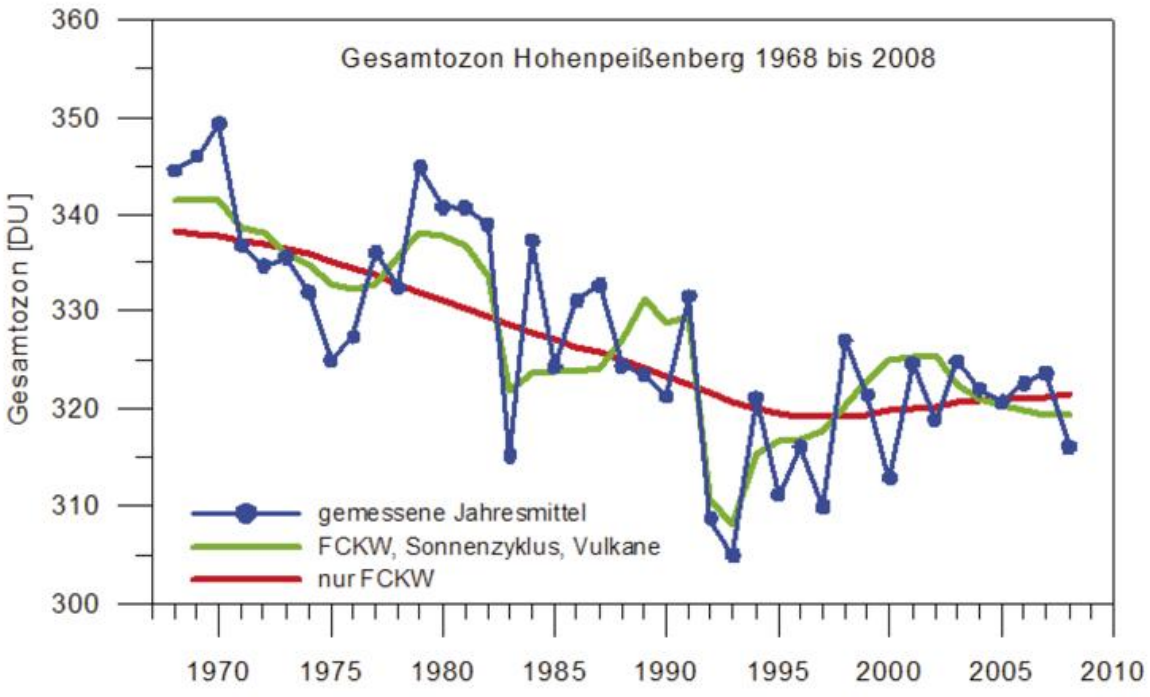


Abb. 11: Blaue Kurve: Jahresmittel des Gesamtozons aus Hohenpeißenberger Messungen. Rote Linie: Langjähriger Verlauf durch anthropogenes Chlor (aus FCKWs). Grüne Linie: Langjähriger Verlauf durch Chlor, Vulkanausbrüche, und 11-jährigen Sonnenzyklus. Rote und grüne Linie sind Ergebnisse einer Schätzung von Einflussfaktoren mittels linearer Regression.

Jahre mit auffallend höherem oder niedrigerem Gesamtozon kommen immer wieder vor und es ist durch den mittlerweile fortgeschrittenen Kenntnisstand und die gute Datenverfügbarkeit nicht schwer, hierfür Ursachen zu finden. So war 1997 und 2000 die Ozonschicht über Mitteleuropa ebenfalls recht dünn. In diesen Jahren war im vorangegangenen Winter der arktische Polarwirbel besonders kalt und stabil, wodurch es zu einem verstärkten, chemisch bedingten Ozonabbau kam. Die ozonärmeren Luftmassen erreichten im Frühjahr und Frühsommer auch Mitteleuropa und verursachten hier Rekordminima mit erhöhter Sonnenbrandgefahr (s. Ozonbulletins des DWD, Nr. 74 und 76, 2000). Bei entsprechender Wetterlage sind solche tiefen Werte auch heute noch möglich. Bisher beträgt die Ozonerholung aufgrund des beginnenden Chlorrückgangs nämlich nur geringfügige 2 bis 3 Dobson-Einheiten (vgl. rote Linie in Abb. 11 und CFC-11,12 in Abb. 3).

Literatur

AGGI, NOAA, 2008, The NOAA annual greenhouse gas index (AGGI), NOAA Earth System Research Laboratory, R/GMD, 325 Broadway, Boulder, CO 80305-3328, David.J.Hofmann@noaa.gov

Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland, 2007: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Hofmann, D. J., J.H. Butler, T.J. Conway, E.J. Dlugokencky, J.W. Elkins, K. Masarie, S.A. Montzka, R.C. Schnell and P. Tans, (2006b): Tracking climate forcing: The Annual Greenhouse Gas Index, EOS, Trans. Amer. Geophys. Union, 87 November 16, 2006, 509-511.

IPCC (2007), Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge Univ. Press, Cambridge UK and New York, NY USA.

Langematz, U., S. Brönnimann, H.-F. Graf, A. Kapala (2008): Stratosphäre, Vulkanismus und die NAO/AO, PROMET, 34, Nr. 3/4, 122-129.

Ozonbulletin des DWD, Nr. 114, (2006).

UBA 2008, Umweltbundesamt 2008, Nationale Trendtabellen für die deutsche Berichterstattung atmosphärischer Emissionen, 1990-2006 http://www.umweltbundesamt.de/emissionen/publikationen.htm

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

AGAGE	Advanced Global Atmospheric Gases Experiment
AGGI	Annual Greenhouse Gas Index
AO	Arktische Oszillation
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
CDMP	Climate Database Modernization Program
CLIMAT	Meldung klimatologischer Monatswerte einer Landstation
CLM	Climate Local Modell
DARE	Data Rescue
DU	Dobson Unit
DWD	Deutscher Wetterdienst
EF	Einflussfaktoren
FCKW	Fluorchlorkohlenwasserstoffe
GAW	Global Atmosphere Watch
GCOS	Global Climate Observing System
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GTS	Global Telecommunication System
HISTOR	Historische maritim-meteorologische Daten von Segelschiffen und Dampfern
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
KLIDADIGI	Klimadaten Digitalisierung
KLIWA	Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft
KLIWAS	Auswirkungen des Klimawandels auf die Hydrologie und Handlungsoptionen für die Wirtschaft und Binnenschifffahrt
KOSTRA	Koordinierte Starkniederschlags-Regionalisierungs-Auswertungen
KSB	Klimastatusbericht
MEDARE	Rescue and Digitization of Climate Records in the Mediterranean Basin
MESZ	Mitteleuropäische Sommerzeit
MGN	maximierte Gebietsniederschläge
MIRAKEL	relationales Datenbanksystem (ORACLE) zur Speicherung aller stationsbezogenen Klimadaten
MOHp	Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg
MOZ	mittlere Ortszeit
MPI-M	Max-Planck-Institut für Meteorologie
MUKLIMO	Mikroskaliges Urbanes Klimamodell
NAO	nordatlantische Oszillation
nFK	nutzbare Feldkapazität
NKDZ	Nationales Klimadatenzentrum
NMHS	National Meteorological and Hydrological Services
NMVOC	Non-methan Volatile Organic Compounds
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRW	Nordrhein-Westfalen
OCR	Optical Character Recognition
PILOT	Höhenwindmessung von einer ortsfesten Landstation
QBO	quasi-biennale Oszillation
RADAR	Radio Detection and Ranging

RADOLAN	Radar Online Aneichung
REMO	Regionales Klimamodell des MPI-M
REWANUS	Extremwerte des Niederschlagsdargebots aus Regen und Schneeschmelze
STAR	sternförmige Projektion
SYNOP	Bodenwettermeldung von einer ortsfesten Landstation
TGA	technische Gebäudeausrüstung
TRY	Testreferenzjahre
UBA	Umweltbundesamt
UBIKLIM	Urbanes Bioklimamodell
UHI	Urban Heat Island
UTC	Universal Time Coordinated
VDI	Verein Deutscher Ingenieure
VOC	Volatile Organic Compounds
WETTREG	Wetterlagen-basierte Regionalisierungsmethode
WMO	World Meteorological Organization
WZN	Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie
ZWEK	Zusammenstellung von Wirkmodell-Eingangsdatensätzen für die Klimafolgenabschätzung

Autorenverzeichnis

Behrendt, Johannes	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Johannes.Behrendt@dwd.de
Behrens, Ursel	Deutscher Wetterdienst Michendorfer Chaussee 23 14473 Potsdam	Ursel.Behrens@dwd.de
Claude, Hans	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	Hans.Claude@dwd.de
Deutschländer, Thomas	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Thomas.Deutschlaender@dwd.de
Fricke, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	Wolfgang.Fricke@dwd.de
Früh, Barbara	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Barbara.Frueh@dwd.de
Fuchs, Tobias	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Tobias.Fuchs@dwd.de
Gilge, Stefan	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	Stefan.Gilge@dwd.de
Grätz, Angelika	Deutscher Wetterdienst Stefan-Meier-Straße 4 79104 Freiburg	Angelika.Graetz@dwd.de

Hassemer-Schwarz Helga	Deutscher Wetterdienst Kreuzweg 25 65366 Geisenheim	Helga.Hassemer-Schwarz@dwd.de
Hechler, Peer	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Peer.Hechler@dwd.de
Kapala, A.	Met. Inst. Uni Bonn Auf dem Hügel 20 53121 Bonn	
Kossmann, Meinolf	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Meinolf.Kossmann@dwd.de
Köhler, Ulf	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	Ulf.Koehler@dwd.de
Kuttler, W.	Uni Duisburg-Essen Fachbereich Biologie und Geographie Schützenbahn 70 45127 Essen	Wilhelm.Kuttler@υni-due.de
Lefebvre, Christiana	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 76 20359 Hamburg	Christiana.Lefebvre@dwd.de
Löpmeier, Franz-Josef	Deutscher Wetterdienst Bundesallee 50 38116 Braunschweig	Franz-Josef.Loepmeier@dwd.de
Malitz, Gabriele	Deutscher Wetterdienst Lindenberger Weg 24 13125 Berlin	Gabriele.Malitz@dwd.de

Mächel, Hermann	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Hermann.Maechel@dwd.de
Müller-Westermeier, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Gerhard.Mueller-Westermeier@dwd.de
Namyslo, Joachim	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Joachim.Namyslo@dwd.de
Nitsche, Helga	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Helga.Nitsche@dwd.de
Plass-Dülmer, Christian	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	Christian.Plass-Duelmer@dwd.de
Riecke, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 76 20359 Hamburg	Wolfgang.Riecke@dwd.de
Roos, Marita	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Marita.Roos@dwd.de
Rudolf, Bruno	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Bruno.Rudolf@dwd.de
Sievers, Uwe	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	
Simmer, Clemens	Met. Inst. Uni Bonn Auf dem Hügel 20 53121 Bonn	

Steigerwald, Thomas	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Thomas.Steigerwald@dwd.de
Steinbrecht, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	Wolfgang.Steinbrecht@dwd.de
Trampf, Walter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Walter.Trampf@dwd.de
Wienert, Uwe	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Uwe.Wienert@dwd.de
Zimmerman, Kirsten	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Kirsten.Zimmermann@dwd.de

Index

A
Aerosol 129, 133
Aerosolkonzentrationen 126
Anströmrichtung 62, 63, 64, 65
Apfelblüte 84

B
Bebauungsstrukturen 19
Belüftungseffektivität 7
Benetzungszeit 87
Biergartentage 20, 21
Bioklima 14
Bioklimakarte 28
Bioklimakarten 13, 30
Bioklimamodell 30, 31
Bioklimamodelle 24
Blattentfaltung 80
Blattfall 82
Bodenfeuchte 79, 80, 81, 82, 86, 88, 89
Bodenfeuchtesituation 86

D
Datenerfassung 106, 108, 111
Digitalisieren 111
Digitalisierung 104, 105, 108, 119

E
Eistage 67
Extremwerte 48

F
Fehler 122, 123, 124
systematische 122, 123, 124
Feinstaub 8
Feuchte 64
Feuchteklassen 63, 65
Flurwind 7
Frosttage 67
Fruchtreife 84

G
Gebietsniederschlagshöhe 36, 37
maximierte 36, 37
Gebietsniederschläge 91
Globalstrahlung 53
Globalstrahlungskarte 53

Grenzwertcheck 120
Großwetterlagen 42

H
Haselblüte 78
Homogenisierung 114, 117
Höhenwind 72
J
Jährlichkeit 33

K
Kaltluftflüsse 8
Klima-Michel-Modell 13, 27, 28, 30
Klimadatenbank 104, 107, 121
Klimamodelle 14, 18, 32
Klimanormalperiode 43, 44, 45
Klimastationen 107, 109
Klimatabelle 113
Klimatope 27
Klimawandel 10, 13, 24, 32
Kohlenwasserstoffe 132
Konsistenz 121
    innere 121
    räumliche 121
Krumentemperatur 78, 79, 80, 82
Kämtz'sches Mittel 120

L
Luftfeuchtigkeit 7
Luftgüte 8
Luftqualität 7, 8, 9

M
Mannheimer Stunden 120, 124
Meereis 99
Methan 129
Mikroklima 85, 88
Mitteltemperatur 49
Monatsmitteltemperatur 67
Mähdrusch 80

N
Niederschlag 69
Niederschlagsanomalie 91, 96
Niederschlagshöhe 49, 52, 54, 91
    Mitteltemperatur 57
    mittlere 52
Niederschlagsmeldekarten 106
Niederschlagsstationen 107, 109

O
Ostwindzirkulation 73, 74
Ozon 129, 130, 133
Ozonschicht 90

Q
Qualitätskontrolle 105, 114, 119, 123

R
Rosskastanie 84

S
Sammelmessungen 115
Schneeglöckchenblüte 78, 83
Schwefeldioxid 133
Seewartenformel 124
Sommer 21
Sommertage 18, 19, 20, 22, 23, 68
Sonnenscheindauer 51, 53, 59, 69
Spurengase 126, 127, 129
Stadtbioklimamodell 27
Stadtklima 6, 32
Stadtklimamodell 18
Stadtklimamodelle 13
Stadtklimatologie 6
Starkniederschläge 33, 34
Stationsakten 115
Stickoxide 129, 131, 132, 133
Strahlungsantrieb 126, 128, 129
Strahlungswetterlagen 7
Stratosphäre 76, 77, 127, 130
Sulfat 133

T
Tage 18, 20, 21
    heiße 18, 20, 21
Tagesgänge 19
Tagesmitteltemperatur 119
Tagestemperatur 50
    mittlere 50
Temperatur 28
    Gefühlte 28
Temperaturabweichung 58
Testreferenzjahre 40, 42, 43, 44, 45, 46, 47
Thermopluviogramm 49
Treibhausgase 127, 128, 129
Tropennächte 26
Troposphäre 127, 130

V
Verdunstung 87
Vollfrühling 83
Vorfrühling 83
Vorläufersubstanzen 130, 132

W
Wasserbilanz 80
klimatische 80
Wassertemperatur 70
Weinbau 85
Westwindzirkulation 72
Wetterlage 60, 61
Wetterlagenklassifikation 60, 62, 65
Wiederkehrzeit 33
Winterroggen 84
Witterungsverlauf 54
Wärmebelastung 9, 18, 24, 26, 27, 28, 30, 31

Wärmeinsel 6, 27, 33
städtische 6
Wärmeinseleffekt 33, 44, 45, 46

Z
Zyklonalität 61, 64, 66

Ä
Ährenschieben 84

Ü
Überschreitungswahrscheinlichkeit 33

Deutscher Wetterdienst
Wetter und Klima aus einer Hand

Klimastatusbericht 2009



Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings

Auswirkungen von Klimaänderungen aus agrarmeteorologischer Sicht

Der thermische Klimaindex

Herausgeber und Verlag
Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach

Postfach 10 04 65
63004 Offenbach

Redaktion:

Gerhard Müller-Westermeier
e-mail: gerhard.mueller-westermeier@dwd.de

Patricia Willing
e-mail: patricia.willing@dwd.de

Der Klimastatusbericht im Internet:
www.ksb.dwd.de

ISSN 1437 - 7691
ISSN 1616 - 5063 (Internet)
ISBN 978-3-88148-447-3

Urheberrecht
Alle Rechte an den hier präsentierten Informationen liegen, soweit nicht anders vermerkt, beim DWD.
Die Nutzung der nachfolgenden Informationen bzw. Teilen davon ist nur unter Nennung des Quellenhinweises „Deutscher Wetterdienst“ gestattet.
Eine kommerzielle Nutzung ohne ausdrückliche Genehmigung ist untersagt.

Zum Titelbild

Landwirtschaftlich geprägte Frühsommeransicht

Vorwort



Sehr geehrte Damen und Herren,

Die Landwirtschaft ist in besonderem Maße von Witterung und Klima abhängig und von Klimaänderungen besonders betroffen. Daher soll in diesem Jahr der Schwerpunkt auf diesen Bereich gelegt werden. So wird in vier Beiträgen das Thema „Klima und Landwirtschaft" unter besonderer Berücksichtigung der zu erwartenden anthropogenen Klimaerwärmung behandelt.

Neben den Standardbeiträgen der „Gelben Seiten" wird außerdem in einem einzelnen Artikel die weitere Entwicklung der Modellierung der Auswirkung thermischer Einflüsse auf den Menschen dargestellt.

Verschiedene Kommentare und Anregungen haben uns veranlasst, den Klimastatusbericht intensiv zu überarbeiten, so dass Sie im nächsten Jahr eine weitgehend neue Darstellungsform erwarten können.

Sie werden den Bericht dann auch sofort nach Fertigstellung auf unseren Internetseiten kostenfrei finden. Eine Ausgabe in Papierform wird es aber zukünftig nicht mehr geben, da die Nachfrage in den letzten Jahren extrem gering war.

Falls Sie Probleme mit dem Zugang zur Internetversion des Klimastatusberichts haben, senden wir Ihnen den Bericht zukünftig auch gerne gegen Selbstkostenpreis als CD zu.

Ich wünsche Ihnen viel Vergnügen bei der Durchsicht dieses letzten in gedruckter Form vorliegenden Bandes.

Ihr

Klaus-Jürgen Schreiber
Leiter der Abteilung Klimaüberwachung

Inhaltsverzeichnis

Vorwort 3

Das Klima und die Landwirtschaft 6
H. Maier

Weinbau im Klimawandel: Regionen im Umbruch 12
H. R. Schultz, M. Hofmann, G. Jones

Aspekte der Verdunstung unter besonderer Berücksichtigung des Klimawandels 21
C. Frühauf

Extremwertkarte 2009 26

Die Witterung in Deutschland 2009 27
G. Müller-Westermeier, W. Riecke

Das Klima in den deutschen Küstengebieten 2009 49
C. Lefebvre

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre 55
K. Zimmermann, H. Nitsche

Die agrarmeteorologische Situation im Jahr 2009 60
W. Trampf, F.-J. Löpmeier

Jahreszeitlicher Rückblick auf das Klima in Europa (RA VI) 71
A. Meyer-Christoffer, H. Nitsche

Das Klima des Jahres 2009 im globalen Maßstab 88
P. Hechler, C. Lefebvre

Entwicklung klimarelevanter Luftbestandteile 92
H. Flentje, W. Fricke, U. Köhler, W. Steinbrecht, W. Thomas

Der Thermische Klimaindex UTCI 96

G. Jendritzky, P. Bröde, D. Fiala, G. Havenith, P. Weihs, E. Batchvarova, R. DeDear

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen 102

Autorenverzeichnis 104

Index 106

Das Klima und die Landwirtschaft

H. Maier

Das Klima ist für die Landwirtschaft einer der wichtigsten Einflussfaktoren. Denn die Landbewirtschaftung findet vorwiegend im Freiland statt, so dass das Klima einer Region bestimmt, welche Fruchtarten im Freiland angebaut, welche Tiere wie gehalten werden können und damit welche grundsätzlichen Formen der Landbewirtschaftung überhaupt möglich sind.
Um die Bedeutung des Klimas für die Landwirtschaft etwas näher zu durchleuchten, wird im folgenden nicht der Einfluss der einzelnen Klimaelemente wie Temperatur, Strahlung usw. dargestellt, sondern es werden verschiedene Aspekte beschrieben, die sich durch den Einfluss des Klimas auf das Pflanzenwachstum, auf die Pflanzenkrankheiten, auf den Boden, auf die Planung im landwirtschaftlichen Betrieb, auf die umweltgerechte Landbewirtschaftung sowie auf die Tierhaltung ergeben. Es können jedoch nicht alle Aspekte detailliert behandelt werden. Vielmehr soll dem interessierten Leser ein Überblick über die komplexe Problematik von Klima und Landwirtschaft vermittelt werden.

Klima und Pflanze

Die Umwelt, d.h. vor allem Boden und Klima bzw. die damit zu erwartende Witterung, bestimmen nicht nur welche, sondern ob und wie eine Pflanze an einem bestimmten Ort oder in einem bestimmten Gebiet wächst. Potentieller Ertrag, Ertragssicherheit und Qualität des Ernteprodukts, aber auch der nicht beernteten Pflanzenorgane einer landwirtschaftlichen Kulturpflanze sind eng an Klima und Wetter gekoppelt. Die Klimaelemente lassen sich im Freiland kaum beeinflussen, so dass die klimatischen Voraussetzungen in der Landwirtschaft zu den wichtigsten Standortfaktoren zählen.
Eine Ausnahme bilden die Niederschläge: Ist Grund- oder Oberflächenwasser nutzbar, lassen sich fehlende Niederschläge über eine Beregnung ausgleichen oder zu hohe Niederschläge durch eine Drainage ableiten. Eine zu hohe Strahlung kann über Beschattung gemildert werden. Dies spielt großflächig z.B. beim Anbau von Tabak oder auch Ginseng eine Rolle. Zudem kann die geschickte Nutzung des Lokalklimas oder auch des Mikroklimas den Anbau von bestimmten Kulturen ermöglichen. So können in Gegenden, die für den Weinbau eigentlich zu kühl und strahlungsarm sind, die wärmeren Süd- bis Südwesthänge gewählt werden. Durch den Anbau von empfindlichen Kulturen, wie Kartoffeln oder Spargel, auf Bifängen (Dämmen) lässt sich ebenfalls ein wärmeres Kleinklima schaffen. Dennoch sind im Freiland der gezielten Beeinflussung des Klimas enge Grenzen gesetzt.

Die Temperatur nimmt eine zentrale Stellung innerhalb der Klimaelemente ein. Sie entscheidet weitgehend über die Anbauwürdigkeit einer Art und beeinflusst Wachstums- und Entwicklungsprozesse maßgeblich. Alle Pflanzen haben einen Temperaturbereich, innerhalb dessen sie optimal gedeihen. Er unterscheidet sich nicht nur von Art zu Art, sondern hängt auch vom jeweiligen Entwicklungsstadium einer Pflanze ab. Das Optimum für das Pflanzenwachstum bei Weizen liegt beispielsweise zwischen 10 und 25°C. Allerdings müssen manche Winterweizensorten erst vernalisiert, d.h. über einen längeren Zeitraum Temperaturen unter 0°C ausgesetzt werden, damit

sie generative Organe bilden. Dieses Phänomen der Vernalisation ist im Pflanzenreich weit verbreitet und kann im Bereich der Kulturpflanzen auch unerwünschte Folgen haben: Werden Zuckerrüben für die klimatischen Bedingungen eines Standortes zu früh gesät und leiden sie in der Jugendphase unter zu tiefen Temperaturen, werden auch sie vernalisiert und bilden einen Fruchtstand (so genannte Schosserrüben) anstelle einer großen Rübe.
Weicht die Temperatur vom optimalen Temperaturbereich ab, leidet die Pflanze mehr oder weniger unter Stress (Kälte- oder Hitzestress), der sich durch bestimmte Symptome äußert und meist zu einer Wachstumsstockung führt. Kälteschäden treten bei Temperaturen zwischen der unteren Temperaturgrenze des optimalen Temperaturbereichs und 0°C auf. Neben einer Hemmung des Wachstums kann es zu Vergilbungen oder zur Hemmung enzymatischer Prozesse kommen. Typisches Beispiel hierfür ist das Süßwerden der Kartoffel, das auf den geringen Umbau von Zucker in die geschmacksneutrale Stärke infolge niedriger Temperaturen zurückzuführen ist.
Unterhalb von 0°C treten an vielen Pflanzen Frostschäden auf. Sie beruhen auf einer Eisbildung in den Interzellularen und Entwässerung der Zellen. Geht die Temperatur langsam zurück, können sich allerdings viele landwirtschaftliche Kulturen an den Frost gewöhnen bzw. abhärten. Die dadurch erreichte Winterfestigkeit ist vor allem eine kulturartspezifische Größe. Sie kann für Zuckerrüben -7°C, für Wintergerste bis -12°C, für Winterweizen bis -20°C und für Winterroggen sogar bis -25°C betragen (Geisler, 1980). Unter einer schützenden Schneedecke, die als Isolationsschicht zwischen dem Bodenwärmestrom und den niedrigen winterlichen Lufttemperaturen fungiert, sinken die physiologisch wirksamen Temperaturen meist nur auf wenige Grade unter 0°C.
Hohe Temperaturen führten gerade in den letzten Jahren häufig zu Sonnenbränden (Verbrennungen) an Blättern (z.B. von Weizen) und Früchten. Die Hitzetoleranz der meisten Pflanzen des gemäßigten Klimas liegt bei 40°C.

Die Photosynthese wird stark von der Temperatur beeinflusst. Wieviel Biomasse eine Pflanze aufbaut, hängt zum einen von der Wachstumsrate (Biomasseproduktion pro Zeiteinheit) und zum anderen von der Entwicklungsdauer (verfügbare Zeit für die Photosynthese vom Aufgang bis zur Ernte) ab. Während die Wachstumsrate mit der Temperatur zunimmt, verringert sich die Entwicklungsdauer mit zunehmenden Temperaturen und damit auch die Zeit, die für die Photosynthese zur Verfügung steht. Für mitteleuropäische Kulturpflanzen wirken sich die niedrigeren, entwicklungsverlängernden Temperaturen stärker auf die Produktionsleistung der Pflanzen aus, als die Erhöhung der Wachstumsrate durch hohe Temperaturen. Dies führt z. B. dazu, dass die Erträge von Weizen in Norddeutschland, mit seinen kurzen milden Wintern und den kühlen Sommern meist über den Erträgen in Süddeutschland mit langen harten Wintern und heißen Sommern liegen.

Beim Niederschlag spielt für die Landwirtschaft neben der Jahressumme vor allem die zeitliche Verteilung eine tragende Rolle. Lange Trockenphasen während des Frühsommers führen insbesondere in Gebieten mit Böden, deren Wasserspeichervermögen gering ist, zu Trockenstress. Besonders während der Anlage und Ausbildung des Ertragsorgans sollte der Kulturpflanze genügend Wasser zur Verfügung stehen.
Trockenstress verändert Anatomie, Morphologie, Physiologie und die Biochemie der Pflanzen in allen Wachstumsstadien (Kramer, 1969). Zellengröße, interzelluläres Vo-

lumen, Blattfläche und Pflanzengröße verringern sich durch Wassermangel. Vor allem Zellteilung und -vergrößerung reagieren sehr empfindlich auf Trockenstress.
Infolge Trockenstresses kann das Wurzelwachstum im Gegensatz zum Sprosswachstum gefördert oder gehemmt werden. Entscheidend für die Auswirkung von Wassermangel ist neben der Schärfe der Zeitpunkt bzw. Zeitraum, in dem der Trockenstress wirkt (Hatfield et al., 1988; Saxton et al., 1992). Trockenstress zur Blüte beeinträchtigt die männliche Sporogenese (Morgan, 1980; Saini und Aspinall, 1981). Trockenstress in der Kornfüllung von Getreide verstärkt die Blattseneszenz (Alterung), verkürzt die Dauer der Kornfüllung und verringert das Tausendkorngewicht (Austin, 1989).
Bei Trockenstress schließen die Pflanzen ihre Blattöffnungen (Stomata), um weniger Wasser zu verdunsten. Dadurch kann die Pflanze einerseits weniger Kohlendioxid aufnehmen, andererseits nimmt die Gewebetemperatur der Pflanzen zu, da weniger Verdunstungskälte entsteht. Je höher die Gewebetemperatur, desto mehr Kohlenstoff veratmet die Pflanze. Das heißt, die Nettophotosynthese (= gesamte Photosyntheseleistung minus veratmete Photosyntheseleistung) verringert sich wegen der geringeren gesamten Photosyntheseleistung und der erhöhten Veratmung.

Weitere wichtige Faktoren sind Strahlung, Lichtstärke, Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit. Deren Einfluss auf das Wachstum und die Entwicklung von Kulturpflanzen ist jedoch wesentlich geringer als der Einfluss von Temperatur und Niederschlag.

Die Produktionstechnik im Pflanzenbau muss daher auf die klimatischen Gegebenheiten Rücksicht nehmen. Dazu gehört neben der Auswahl geeigneter Arten auch die Sortenwahl, Saatzeit, Saatdichte, Düngung, Pflanzenschutz u.v.a.m..

Extreme Witterungsereignisse, wie Hagel, intensive, bodenerosionsfördernde Niederschläge und Sturm können die gesamte Ernte eines Gebietes zerstören.

Klima und Boden

Ein weiterer, für die Landwirtschaft wichtiger Standortfaktor, der nur in engen Grenzen beeinflusst werden kann, ist der Boden. Auch die natürliche Entwicklung der Böden ist vom Klima abhängig, wobei hier jedoch wesentlich größere Zeiträume relevant sind. Böden entwickeln sich im Lauf von Jahrtausenden durch Umformung eines Gesteins an der Erdoberfläche. Neben dem Klima sind Ausgangsgestein, Relief, Flora, Fauna und Wasser die wichtigen Faktoren der Bodenbildung (Schachtschnabel et al., 1984).
Temperatur und Niederschlag sind auch für den Prozess der Bodenbildung die wichtigsten Einflussfaktoren. So verläuft in den Tropen die Bodenentwicklung aufgrund fehlender Winter und damit längerer Entwicklungszeit und höherer Temperaturen schneller. Niederschläge beeinflussen Lösungsvorgänge von Stoffen im Boden und verlagern als Bodenwasser gelöste Teile wie Nährstoffe oder auch Ton. Die starken Niederschläge in den Tropen lassen auch diese Prozesse schneller ablaufen als in gemäßigten Klimaten, so dass dort die Böden schon wesentlich weiter entwickelt sind als bei uns.
In ariden Gebieten dagegen führen die geringen Niederschläge in Zusammenhang

mit Salzeintrag über Staub aus der Luft, Aufstieg von salzhaltigem Grundwasser oder Düngesalzen zu einer Versalzung der Böden.
Die wichtigsten Bodenzonen unserer Erde entsprechen demzufolge den Klimazonen.

Aber auch Rückschritte in der Bodenbildung werden von klimatischen Bedingungen ausgelöst. So führen z.B. Starkregen auf wenig bewachsenen Hängen zur Wassererosion und damit zum Abtragen bereits gebildeten Bodens, ebenso wie starker Wind auf ausgetrocknetem unbewachsenem Boden.

Klima und Witterung im Zusammenhang mit Prozessen im Boden spielen für den Landwirt allerdings auch in kleineren Zeitskalen eine Rolle. So beeinflussen die Bodentemperaturen und das Wasserregime im Boden die Wachstumsbedingungen der Mikroorganismen. Eine hohe mikrobielle Aktivität hat zum einen ein stabiles Bodengefüge zur Folge, zum anderen führt es zu einer hohen Mineralisation der organischen Substanz und damit zur Stickstofffreisetzung.
Häufige Wechsel von Gefrieren und Auftauen des Bodens im Winter führt zu einer Lockerung des Bodengefüges, was als Frostgare bezeichnet wird. Besonders auf schwereren tonreichen Böden erleichtert dieser Effekt die Bodenbearbeitung im Frühjahr.
Niederschläge und damit das Wasserregime im Boden haben jedoch auch einen Einfluss auf die Nährstoffverfügbarkeit. So ist z.B. bei der Zuckerrübe die so genannte “Herz- und Trockenfäule” bekannt, die nur in trockenen Jahren auftritt und auf Bormangel beruht.

Klima und Pflanzenkrankheiten

Aus der Sicht der Phytomedizin ist das Wetter ein wichtiger Umweltfaktor. Zum einen hängen abiotische Erkrankungen, wie Krankheiten aufgrund von Nährstoffmangel, stark vom Witterungsverlauf innerhalb von einem bis mehreren Monaten ab. Andererseits beeinflusst das Wetter sowohl die Aggressivität der Erreger als auch die Empfindlichkeit (Disposition) der Pflanze. Befallswahrscheinlichkeit und Befallsverlauf (epidemische Ausbreitung oder Abklingen einer Kalamität nach bereits erfolgtem Befall) werden stark vom Wetter beeinflusst. Wie für die Pflanzen gibt es auch für Krankheitserreger und Schädlinge optimale Temperaturbereiche, die jedoch meist größer als die der Pflanzen sind. Hinzu kommt die Fähigkeit vieler Erreger, sich an Temperaturbereiche anzupassen.
Das Klima bestimmt damit, welche Parasiten in einem bestimmten Gebiet überhaupt lebensfähig sind bzw. welchen Lebensbedingungen Wirt und Parasit ausgesetzt sind. Davon hängt ab, welche Bedeutung bestimmte Pflanzenkrankheiten haben und wie oft ein Landwirt im Schnitt der Jahre eine bestimmte Pflanzenkrankheit bekämpfen muss oder mit welchen Ertragseinbußen durch Pflanzenkrankheiten bei einem Verzicht auf die Bekämpfung zu rechnen ist. Einige Beispiele dazu:
Nur erwachsene Blattläuse können Viren übertragen. Bereits im Herbst mit Viren infizierte Blattläuse können milde Winter überleben und im Frühjahr sofort Pflanzen infizieren. Je härter also der Winter ist, desto geringer ist die Wahrscheinlichkeit einer frühen Infektion von Pflanzen durch virusübertragende Blattläuse. Die wintermilden Regionen Bayerns leiden daher im Frühjahr wesentlich eher unter Blattlausinvasionen und häufiger unter frühen Virusinfektionen z.B. der Gerstenbestände.

Hohe Temperaturen und häufige Niederschläge im Mai und Juni entscheiden über den Befall von Zuckerrüben mit dem von einem Bodenbakterium übertragenen Rizomania-Virus (Wurzelbärtigkeit), so dass von Jahr zu Jahr und von Gebiet zu Gebiet die Rizomania unterschiedlich auftritt. Häufige Niederschläge führen zu einer schnellen Ausbreitung von Spelzenbräuneerregern in Weizen von den unteren über die oberen Blätter und schließlich auf die Ähre. Trockenphasen können zum fast vollständigen Absterben der Blattbräuneerreger (Septoria tritici) führen. Deshalb kommt in feuchten Regionen der Septoria eine größere Bedeutung zu als in trockenen Lagen.
Auch die Aktivität von pflanzenschädigenden Insekten ist stark temperaturabhängig. Trockenheit im Juni und Juli führt zu einem früheren und stärkeren Auftreten von Blattläusen in Weizen und Zuckerrüben.
Für die Sporulation vieler Pilzsporen sind Blattnässe und hohe Luftfeuchtigkeit unterschiedlicher Dauer erforderlich. Oftmals reicht jedoch bereits die nächtliche Taubildung für eine epidemische Ausbreitung des Erregers aus (z.B. echter Mehltau). So breitete sich im trockenen Frühjahr 1992, obwohl die Pflanzen unter starkem Trokkenstress litten, der Mehltau epidemisch aus.

Für den Landwirt bedeutet dies, dass die Anzahl der notwendigen Bekämpfungsmaßnahmen und damit die Höhe der Bekämpfungskosten gegen einen Schaderreger in hohem Maße vom Klima abhängen.

Klima und Betriebsführung

Für den landwirtschaftlichen Betrieb bedeutet die hohe Abhängigkeit von Wetter und Klima, dass die gesamte kurzfristige Planung der Außenwirtschaft auf das Wetter, die langfristige Planung jedoch auf das Klima der entsprechenden Region abgestimmt werden muss. So wie das Wetter maßgeblich den Gewinn eines Wirtschaftsjahres beeinflusst, so bedeutend ist das Klima für die langfristige Rentabilität eines landwirtschaftlichen Betriebes.
Nicht nur die Ertragsfähigkeit eines Gebietes, sondern auch der Aufwand für die Erzeugung von Feldfrüchten hängt vom Klima ab. Dieses beeinflusst nicht nur den erforderlichen Einsatz von Düngern und Pflanzenschutzmitteln, sondern auch den Mechanisierungsgrad und die übrige Ausstattung des Betriebes. Auch hierfür seien einige Beispiele genannt:
Je größer die Anzahl der Feldarbeitstage in der Spanne der Grundbodenbearbeitung im Herbst ist, umso geringer ist die erforderliche Schlagkraft. Das bedeutet, der Betrieb muss nur kleinere Maschinen z.B. mit geringerer Arbeitsbreite bereithalten oder kann sich darauf verlassen, dass die Zeit reicht, um zwei Arbeitsgänge hintereinander auszuführen. Er muss nicht Schlepper und Personal für eine parallele Bearbeitung vorhalten. Ähnliches gilt für die Schlagkraft bei der Getreideernte, der Futterernte (Heuwerbung) usw..
Der Maschinenverschleiß und allgemein der notwendige Energieeinsatz in der Landwirtschaft werden vom Klima mitbestimmt.

Das Ertragsrisiko (Hagel, Sturm, Lagergefahr, Ernteverzögerung) unterliegt ebenfalls dem Einfluss des Klimas. So sind zum Beispiel die für die Hagelversicherung zu zahlenden Versicherungsprämien regional gestaffelt - eben in Abhängigkeit vom Hagelrisiko.

In Betrieben mit Heuwerbung ist zu überlegen, ob aufgrund klimatischer Bedingungen der Bau einer Heubelüftung rentabel ist. Dies wird immer dann der Fall sein, wenn in der Zeit der Heugewinnung damit zu rechnen ist, dass nicht mit ausreichend großer Sicherheit eine ausreichend lange Schönwetterperiode auftritt.

In der Tierhaltung ist der Aufwand für den Stallbau klimaabhängig. Je härter die Winter im Mittel, umso größer ist der Aufwand, mit dem ein Stall gebaut werden muss. Das Klima bestimmt, ob Weidehaltung oder Stallhaltung mit Feldfutterbau erforderlich ist.
Bei hohen Niederschlägen ist kein Feldfutterbau erforderlich, da genügend Futter auf Wiesen und Weiden heranwächst.

Auch die Umweltverträglichkeit der Landbewirtschaftung eines Gebietes und damit mögliche staatliche Auflagen unterliegen klimatischen Einflüssen. So treten im regenarmen Franken wesentlich häufiger hohe Nitratgehalte in Grund- und Quellwasser auf als im regenreichen Oberbayern. Dies liegt nicht nur an den unterschiedlichen Nutzungen in den Gebieten, sondern ganz wesentlich auch daran, dass der Verdünnungsgrad in Oberbayern höher ist.
Je höher die Niederschläge in Gebieten mit geneigtem Gelände, desto größer ist die Gefahr der Bodenerosion und des Nährstoffabtrags in den Vorfluter.

Literatur

AUSTIN, R.B. (1989): Maximizing crop production in water-limited environments. In: Baker, F.W.G. (Ed.): Drought Resistance in Cereals. Veröffentlicht von C. A. B. International für die ICSU Press: 13-25.

GEISLER, G. (1980): Pflanzenbau. Ein Lehrbuch - Biologische Grundlagen und Technik der Pflanzenproduktion. Berlin und Hamburg.

HATFIELD, J.L., BAUER, A., KANEMASU, E.T., MAJOR, D.J., BLAD, B.L., REGINATO, R.J., HUBBARD, K.G. (1988): Yield and water use of winter wheat in relation to latitude, nitrogen and water. Agric. For. Meteorol. 44: 187-195.

KRAMER, P.J. (1969): Plant and soil water relationships: A modern synthesis. McGraw-Hill, New York.

MORGAN, J.M. (1980): Possible role of abscisic acid n reducing seed set in water-stressed wheat plants. Nature 285: 655-657.

SAINI, H.S., SEDGLEY, M., ASPINALL, D. (1981): Effect of heat stress during floral development on pollen tube growth and ovary anatomy in wheat. Aust. J. Plant Physiol. 10: 137-144.

SAXTON, K.E., PORTER, M.A., McMAHON, T.A. (1992): Climatic impacts on dryland winter wheat yields by daily soilwater and cropstress simulations. Agric. Forest Met. 58: 177-192.

SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.P., HARTGE, K.H., SCHWERTMANN, U. (1984): Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde. Enke, Stuttgart.

Weinbau im Klimawandel: Regionen im Umbruch

H. R. Schultz, M. Hofmann, G. Jones

Das Klima ist ein entscheidender Faktor für den Anbau landwirtschaftlicher Kulturen, von der Bestimmung der geografischen Anbaueignung bis zu Auswirkungen auf Ertrag und Qualität. Diese starke Bindung hat in der Menschheitsgeschichte die kulturelle und ökonomische Entwicklung von Regionen bestimmt, regionale Identitäten geschaffen sowie die Migration und Siedlungsaktivitäten beeinflusst.
Diese Zusammenhänge sind kaum irgendwo stärker ausgeprägt als bei der Erzeugung von Trauben und Wein. Reben werden seit mehreren tausend Jahren kultiviert und in dieser langen Geschichte haben sich spezifische Anbaugebiete herauskristallisiert, deren klimatische Bedingungen eine große Rolle für die Ausprägung eines spezifischen Weincharakters bestimmter Sorten spielen.
Diese Erfahrungen machte man sich auch in den jüngeren Weinbaugebieten, vor allem in Übersee, zu Nutze, in dem klimatische Indizes verschiedener Weinbaugebiete Europas bzw. die klimatischen Anforderungen für den Anbau bestimmter Sorten auf dortige Regionen übertragen wurden (Gladstones 1992). Auch innerhalb der Europäischen Union wurden Anbaugebiete basierend auf den klimatischen Bedingungen abgegrenzt und deren gesetzliche Rahmenbedingungen definiert (Huglin 1986). So prägt das Klima in Zusammenspiel mit den Bodenbedingungen, der Landschaft und den Kulturmaßnahmen durch den Winzer den „Charakter“ eines Weines.

Klima und Weinbau in der Vergangenheit

Die direkten Wetteraufzeichnungen, die in europäischen Weinbaugebieten oft bis ins 19. Jahrhundert zurückreichen, bestätigen den anhaltenden globalen Trend (IPCC 2007) und lokale Wetterdaten aus verschiedenen Weinbauregionen weltweit zeigen Tendenzen zu höheren Temperaturen seit Beginn der Messreihen (Gladstones 1992, Jones et al. 2005a).
Die Geschichte des europäischen Weinbaus zeigt aber deutlich, dass es große klimatische Schwankungen über viele Jahrhunderte gegeben haben muss. So rekonstruierten Chuine et al. (2004) mit einem Prozess-basierten Phänologiemodell für die Rebsorte Spätburgunder die Frühjahrs- und Sommertemperaturen für die Region Burgund in Frankreich für den Zeitraum 1370-2003 basierend auf dem Erntezeitpunkt, der teilweise seit Jahrhunderten in vielen Regionen schriftlich festgehalten wird.
Die rekonstruierten Temperaturanomalien korrelierten signifikant mit anderen Formen der Klimarekonstruktion wie z.B. Baumringanalysen aus Zentral-Frankreich (Chuine et al. 2004). Die Analyse zeigt, dass es ausgesprochene Warmphasen zwischen 1380 und 1420, um 1520 und zwischen 1630 und 1680 gab, die zum Teil deutlich über den Temperaturverläufen der 90er Jahre des vergangenen Jahrhunderts und des Beginns (mit Ausnahme von 2003) dieses Jahrhunderts lagen (Chuine et al. 2004).
Erntedaten reflektieren natürlich auch andere Faktoren außer dem Klima, wie z.B. Verbesserungen der landwirtschaftlichen Techniken, des Pflanzenmaterials (Vitalität), des Pflanzenschutzes oder Änderungen in den Verbraucherpräferenzen. Selbst unter

Berücksichtigung dieser Entwicklungen und basierend auf vielen historischen Quellen kam Gladstones (1992) zum Schluss, dass im hohen Mittelalter (12-13 Jahrhundert), also vor Beginn der analysierten Datenreihe von Chuine et al. (2004), die Durchschnittstemperatur in der Vegetationsperiode für Reben (April-Oktober) in Zentral- und West-Europa ca. 1.4 K über der zu Anfang der 1990er Jahre lag. Allerdings sind die Modellrechnungen, die diesen Aussagen zugrunde liegen, teilweise heftig kritisiert worden (Keenan 2007). Insgesamt waren im Durchschnitt die Temperaturen nach ca. 1730 bis zur Mitte des 20. Jahrhunderts deutlich niedriger als davor (und die Erntezeitpunkte entsprechend spät).
Eine deutliche Korrelation zur Temperatur bestätigen auch langjährige Aufzeichnungen über Erntezeitpunkte einzelner Orte in anderen Regionen. So zeigen Daten aus dem Rheingau (Schloss Johannisberg seit 1782) und Bordeaux (z.B. Chateau Cheval Blanc seit 1892) eine markante Verfrühung in den letzten ca. 30-40 Jahren aufgrund steigender Temperaturen (Abb. 1). Bedingt durch die kühlen Anfangsreferenzjahre der Aufzeichnungen sind sie als Indiz der Auswirkungen einer „anthropogenen" Klimaerwärmung allerdings nur bedingt geeignet. In allen Datensätzen zeigen sich auch zeitweise starke Tendenzen zu späteren Erntezeitpunkten (Johannisberg 1783 – ca. 1900, Bordeaux Chateau Cheval Blanc 1975 – 1982).

Die Verbreitung des Weinbaus zu Beginn der sog. „kleinen Eiszeit" gegen Ende des 16. Jahrhunderts, die sich im Vergleich zu heute in Europa sehr viel weiter nördlich nach England und weiter östlich nach Polen erstreckte (Pfister 1988 zitiert in Gladstones 1992), ist ein weiteres Indiz für höhere Temperaturen in dieser Periode, zumal viele der heute noch verwendeten Rebsorten (Riesling, Gamay, Spätburgunder (Pinot noir), Traminer) bereits zu dieser Zeit im Anbau waren.
Die nachfolgende kühle Periode, vor allem aber auch verheerende Winterfröste gegen Ende des 17. Jahrhunderts, brachten in Teilen ein Verschwinden des Rebanbaus in den nördlichen Regionen mit sich und eine deutliche Ausweitung der Pflanzungen im südlichen Europa (Gladstones 1992).
Eine erneute Ausweitung im deutschen Weinbau Mitte des 19. Jahrhunderts bis ca. 1880 kann auch als Folge einer kurzzeitigen Warmphase gesehen werden, deren Sommertemperaturen mit den heutigen durchaus vergleichbar waren. In dieser Zeit etablierte sich auch die Erkenntnis, dass der 50. Breitengrad die nördliche Begrenzung des Weinbaus in Europa darstellte, während nach Osten hin eine Januartemperatur < -1 °C als begrenzender Faktor für den Rebenanbau galt.

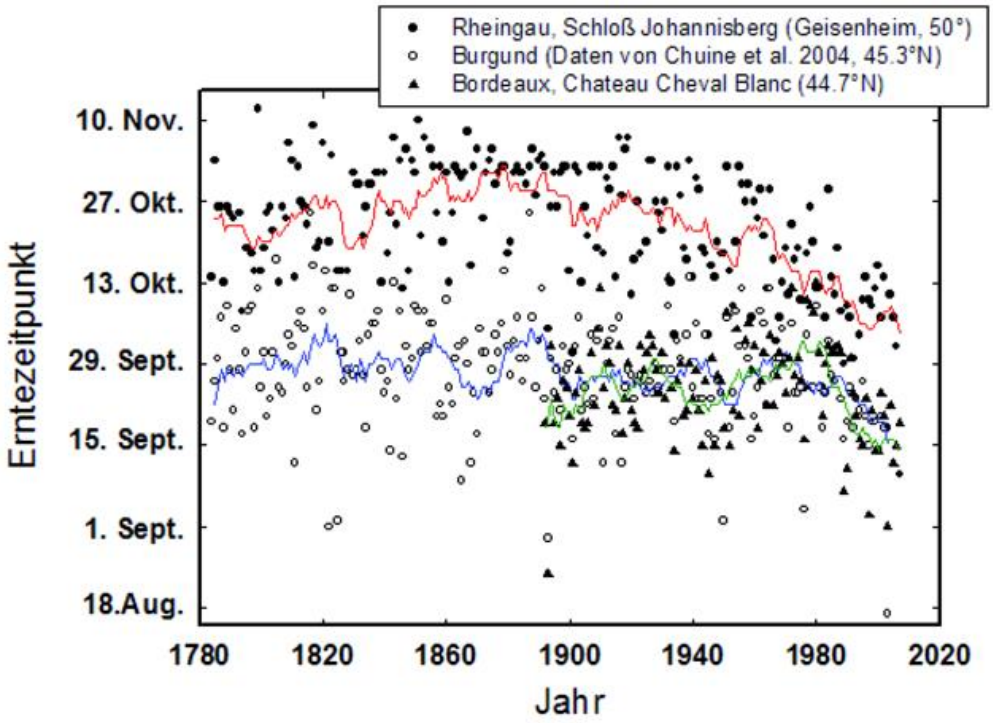


Abb. 1: Historische Aufzeichnungen über Erntezeitpunkte in drei Weinbauregionen (Rheingau, Deutschland (Aufzeichnungen Schloss Johannisberg); Burgund (Daten von Chuine et al. 2004) und Bordeaux (Cheval Blanc, Daten Prof. Kees van Leeuwen, ENITA Bordeaux, Frankreich). Linien stellen 10-jährige gleitende Mittelwerte dar (rot=Rheingau, blau=Burgund, grün=Bordeaux).

Klima und Weinbau in der Zukunft

Weltweit findet sich der Großteil der Weinbauflächen zwischen dem 30.und 50.Breitengrad auf der Nordhemisphäre und dem 30. und 40. Breitengrad auf der Südhemisphäre, obwohl es auch in den Tropen mit steigender Tendenz Weinanbau gibt. Diese Einteilung entspricht grob einem Jahresdurchschnittstemperaturbereich von 10 °C bis 20 °C, was der tatsächlichen geographischen Verbreitung durch das Einbeziehen der Wintertemperaturen nicht immer nahe kommt.
Die tatsächliche derzeitige Verbreitung wird etwas besser abgegrenzt durch die 12 °C bis 22 °C Isotherme der durchschnittlichen Temperatur der Vegetationsperiode (April-Oktober, Nordhemisphäre; Oktober-April, Südhemisphäre), wobei 12 °C für europäische Verhältnisse etwas zu niedrig liegt (in etwa Durchschnitt (1961-1990) von London (England)), dadurch aber die Weinbaugebiete Kanadas besser einbezogen werden können.
Eine Analyse von 27 Weinbauregionen weltweit belegt, dass die durchschnittlichen Temperaturen im Winterhalbjahr und in der Vegetationsperiode zwischen 1950 und 2000 um 1,3 K, bzw. 1,4 K angestiegen sind, wobei die Steigerung der Nachttemperaturen in vielen Gebieten stärker ausgeprägt war als die der Tagestemperaturen (Jones et al. 2005a, b). Von diesen Regionen zeigen 18 bereits eine angestiegene Variabilität in der Temperatur, was den Vorhersagen der IPCC Berichte (z.B. IPCC 2007) entspricht. Die derzeitige Temperaturentwicklung entspricht demnach dem prognostizierten Trend des ersten UN-Klimaberichts, der vom Jahr 1990 ausging (Rahmstorf et al. 2007).

Die Abschätzungen der weiteren Erwärmung durch Klimamodelle gehen von einer Zunahme der Temperatur bis zum Ende dieses Jahrhunderts um ca. 1,5 K bis > 5 K aus (IPCC (2007). Eine solche Erwärmung würde die geographische Anbaueignung stark beeinflussen und die Verwendung bestimmter Rebsorten in bestimmten Weinbauregionen nachhaltig verändern.
Abbildung 2 zeigt eine Simulation der Verschiebung der Anbaueignung für Reben basierend auf dem A1B Szenario (IPCC Prognosen, + 3 K bis Ende diesen Jahrhunderts) für die Nord- und Südhalbkugel, wobei die Grenzen der Weinbaufähigkeit die 12 °C bis 22 °C Isotherme der durchschnittlichen Temperatur der Vegetationsperiode bilden. Die Veränderungen der Begrenzung 2049 gegenüber 1999 sind als rote Flächen dargestellt. Nach dieser Hochrechnung würden Teile Nordamerikas, Nordafrikas und Vorderasiens für den Anbau zu warm (> 22°C April-Oktober), während eine deutliche Ausdehnung nach Norden in Europa sowie in Teilen von Asien und des Nordamerikanischen Kontinents möglich wäre. Während auf der Nordhalbkugel eine Ausdehnung in nördlichere Gebiete grundsätzlich erfolgen könnte, zeigt die gleiche Simulation, dass sich die für Weinbau geeignete Fläche auf der Südhalbkugel verringern wird, da eine Ausdehnung nach Süden wegen fehlender Landmasse nur in Südamerika möglich ist (Abb. 2C, D).

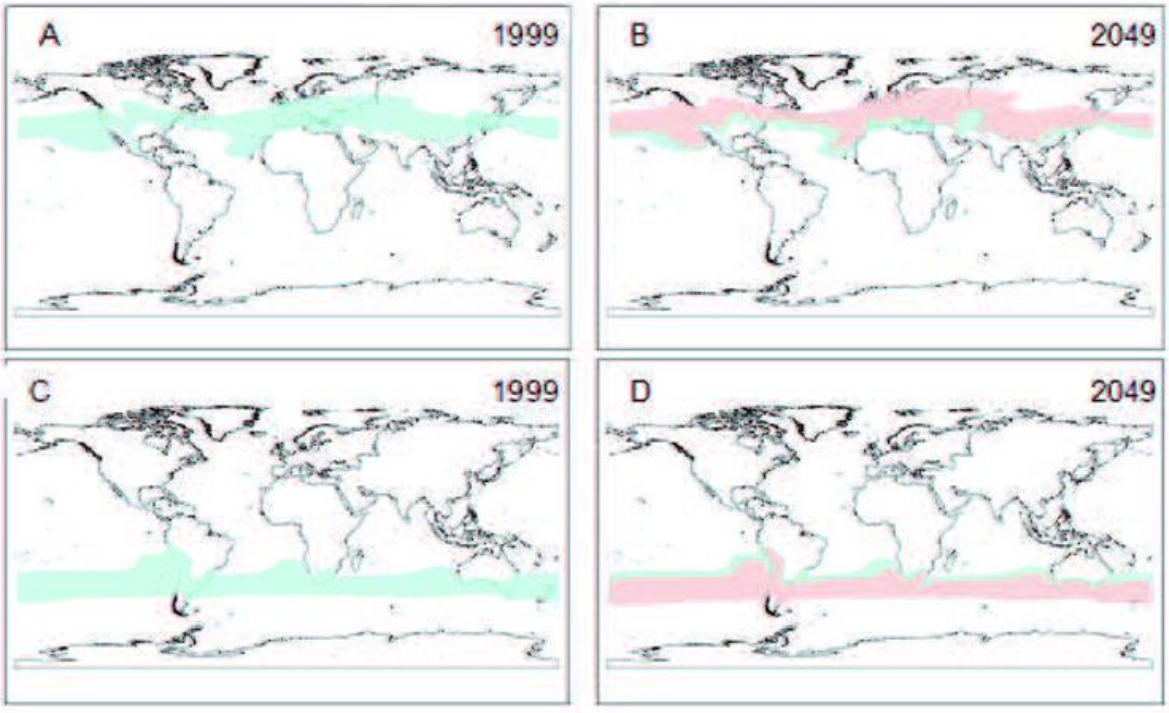


Abb. 2: Simulation der Veränderung der geographischen Begrenzung der weltweiten Weinbauzonen bis 2049 für die Nord- (B) und Südhemisphäre (D). Die Berechnung basiert auf dem A1B Szenario des IPCC Berichts (2007), im Vergleich zu den Bedingungen zum Ende des letzten Jahrhunderts (1999) (A, C). Die Konturen repräsentieren die 12 bzw. 22 °C Isotherme der durchschnittlichen Temperatur während der Vegetationsperiode (April-Oktober für die Nordhemisphäre, Oktober-April für die Südhemisphäre).

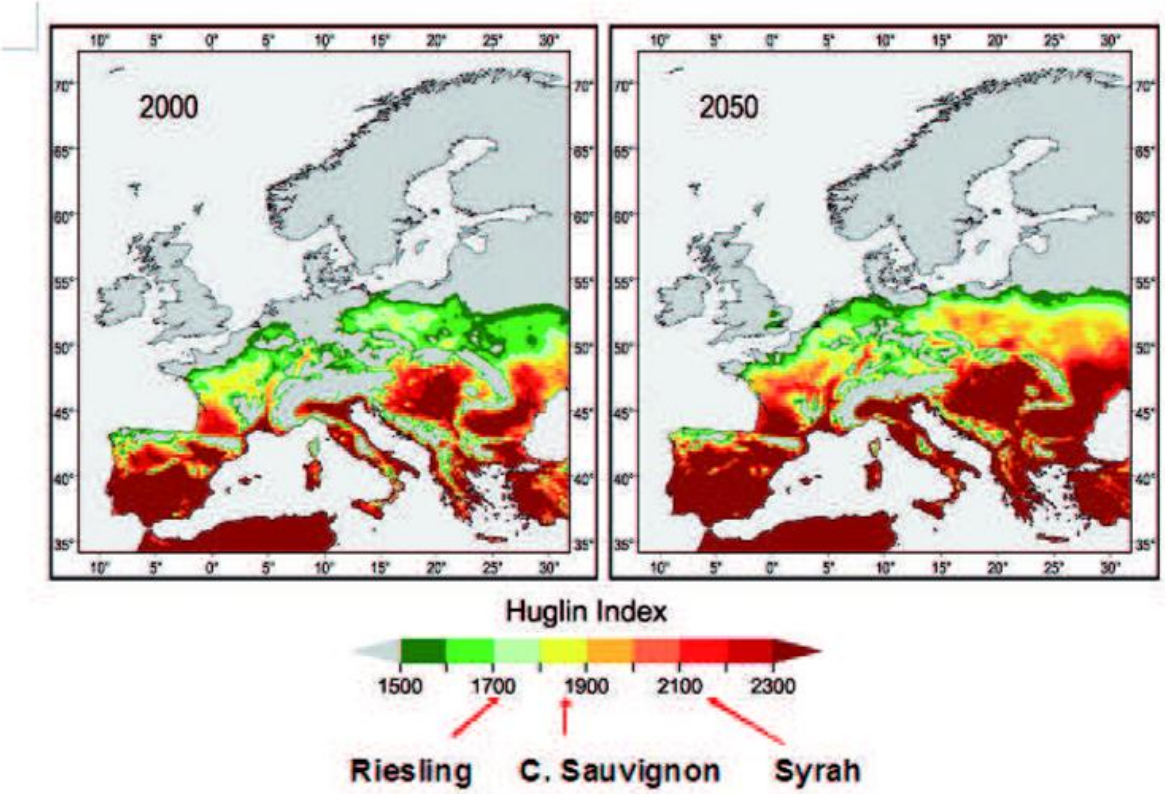


Abb. 3: Huglin Temperatursummen-Index in Europa 2050 im Vergleich zu den beobachteten Werten des Jahres 2000. Die Simulationen basieren auf dem A1F1 Szenario (+ 1,6 °C bis 2050) (nach Stock et al. 2005).

Rebsorteneignung

Eine solche Erwärmung hätte für die derzeit bestehenden Weinbaugebiete auch Konsequenzen für die Wahl der Rebsorte. Deren weinbauliche Eignung ist vor allem an die Temperatursumme während der Vegetationsperiode gekoppelt (Huglin 1986, Gladstones 1992), wobei sowohl die Summe als auch der Temperaturverlauf einen starken Einfluss auf verschiedene Qualitätsparameter haben. Oftmals wird das Image einer Weinbauregion von einer einzelnen Sorte oder einer sehr begrenzten Zahl von Sorten bestimmt (z.B. Riesling für Mosel und Rheingau; Spätburgunder und Chardonnay für Burgund, Cabernet Sauvignon, Cabernet franc und Merlot für das Médoc-Gebiet in Bordeaux). Innerhalb Europas ist die Verwendung bestimmter Sorten zudem häufig auch gesetzlich geregelt, was im Hinblick auf die zukünftige klimatische Entwicklung auch von dieser Seite Probleme bereiten wird.
Mögliche Veränderungen im Sortenspektrum lassen sich relativ einfach anhand von Temperaturdaten abschätzen (Kenny und Harrison, 1992, Schultz 2000). Am häufigsten verwendet wird hierbei der Huglin Temperatursummen-Index (Huglin 1986), da dieser sowohl zur Charakterisierung von Weinbaugebieten als auch zur Einteilung der Eignung von Rebsorten entwickelt wurde (Schultz 2000). Allerdings gibt dieser Index nur Auskunft über die minimalen Temperaturanforderungen einiger Hauptsorten und nicht über das klimatische Spektrum, für das diese geeignet sind.
Stock et al. (2005) vom Potsdam Institut für Klimafolgenforschung verwendeten diesen Index, um die mögliche Entwicklung der Anbaueignung verschiedener Rebsorten in Europa bis zum Jahr 2050 (A1F1 Szenario, +1,6 K bis 2050) abzuschätzen (Abb. 3). Ähnlich der Resultate zur Veränderung der Weinbaugebiete zeigt auch die-

se Analyse eine deutliche Verschiebung der Anbaueignung nach Norden und Osten. Je nach Plastizität (Anpassungsfähigkeit) einer Sorte könnte es somit zu einer Entkopplung zwischen manchen Weinbauregionen und deren traditionellen Sorten kommen.

Wasserhaushalt von Rebstandorten, welche Risiken in der Zukunft?

Beobachtungen über den Zeitraum des vergangenen Jahrhunderts zeigen für weite Teile Deutschlands eine Zunahme der Niederschläge im Winter und eine Abnahme der Niederschläge im Sommer (Schönwiese und Janoschitz 2008) und dieser Trend soll sich in Zukunft fortsetzen (IPCC 2007). Im Westen Deutschlands hat die Zahl der Trockenperioden mit mindestens 11 Tagen Länge bereits zugenommen.
Flachgründige Böden, wie sie oft in Steillagen der Flusstäler anzutreffen sind, in denen Reben teilweise schon seit Jahrtausenden kultiviert werden, neigen häufiger zu Problemen mit der Wasser- und Nährstoffversorgung. Hinzu kommt, dass diese Lagen starke Einstrahlungswerte verzeichnen und bei Starkregenereignissen zusätzlich teilweise erheblichen Wasserverlusten durch Oberflächenabfluss (Erosion) ausgesetzt sind.

Die zunehmenden Temperaturen und jahrgangsabhängige zum Teil starke Verschiebungen in der Niederschlagsverteilung haben die Bewässerung auch in Deutschland ein Thema werden lassen. Dies ist auch vor dem Hintergrund zu sehen, dass die Aromaausprägung weißer Rebsorten deutlich empfindlicher auf lange Trockenperioden reagiert, als dies bei roten Traubensorten zu beobachten ist. Um allerdings die Infrastruktur für eine eventuell notwendige Bewässerung zu schaffen, was z. B. in Steillagen mit erheblichen Kosten, Energieaufwand und bis dato ungelösten Fragen der Wasserentnahme bzw. Wasserbevorratung einhergeht, muss zunächst eine Risikoabschätzung vorgenommen werden, um die Notwendigkeit einer solchen Maßnahme für verschiedene Lagen überhaupt einschätzen zu können.

Im Rahmen des vom Land Hessen geförderten Projektes 'INKLIM 21012 II plus' wurde zur Risikoabschätzung der zukünftigen Häufigkeit von Trockenbedingungen in Steillagen ein Wasserhaushaltsmodell für Reben verwendet (Lebon et al. 2003). Dieses Modell wurde bereits in mehreren Weinbaugebieten der Welt mit Erfolg getestet (Gruber und Schultz 2005, Pellegrino et al. 2006) und zur Abschätzung klimatischer Veränderungen, wie z.B. einer durch höhere Temperaturen induzierten höheren Verdunstungsrate, auf den Rebenwasserhaushalt eingesetzt (Schultz und Lebon 2005). Das Modell ist auf die spezielle Situation im Weinberg abgestimmt und kann die Verdunstungsmengen für die Rebenlaubwand, offenen und begrünten Boden getrennt berechnen.

Diesem Modell wurde ein Modul hinzugefügt, welches den geänderten Strahlungstransport in geneigte Flächen berücksichtigt (Schultz und Hofmann 2008). Aus den täglich berechneten Mengen der Zu- und Abflüsse kann die verbleibende Wassermenge im Boden bestimmt - und an den Pflanzenparameter frühmorgendliches Wasserpotenzial ($\Psi_{predawn}$) gekoppelt werden. Letzterer dient in der Anwendung als Steuerungsparameter für die Bewässerung. Durch diese Kopplung kann vom berech-

neten Wassergehalt des Bodens direkt auf den Versorgungsstatus der Pflanze zurückgeschlossen werden. Eine Unterscheidung zwischen gestresster und nicht gestresster Pflanze bzw. dem Grad des Wassermangels ist damit möglich. Bei Reben spricht man von starkem Stress, wenn das frühmorgendliche Wasserpotenzial Ψ_{pd} unter -0,6 MegaPascal (MPa) sinkt.

Zwei Steillagenstandorte

Die Risikoabschätzung wurde für zwei, in ihrer Wasserhaltefähigkeit stark variierende Steillagen im Rheingau durchgeführt. Eine trockene Lage an der Burgruine Ehrenfels im Rüdesheimer Schlossberg (Abb. 4A) mit einer Hangneigung von 70% (35°) und einem durchschnittlichen Speichervermögen von 75 mm (75 l/m^2) frei-verfügbarem Wasser sowie einem tiefgründigen Lößlehmboden unterhalb des Johannisberger Schlosses mit einer Steigung von 36% (20°) und einem hohen Anteil an frei-verfügbarem Wasser von 175 mm (175 l/m^2) (Abb. 4B). Beide Lagen liegen nur ca. 15 km von einander entfernt.

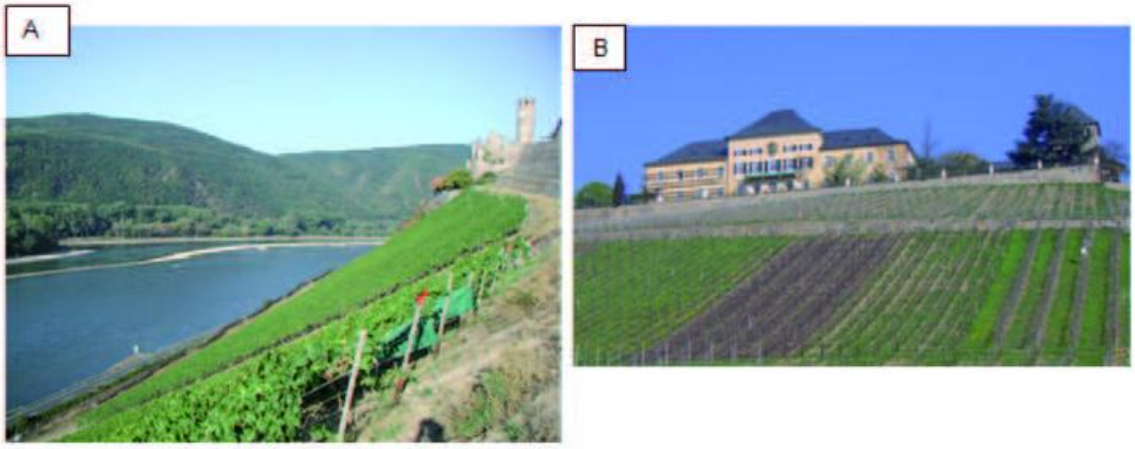


Abb. 4: (A) Standort im Rüdesheimer Schlossberg; (B) Standort Johannisberger Schlossberg

Klimaprojektionen und Trockenstressrisiko

Als Basis zur Abschätzung des Wasserhaushalts der angeführten Rebstandorte dienten WETTREG/ECHAM5-Daten für die Station Geisenheim (Außenstelle des Deutschen Wetterdienstes) auf Basis der Szenarien A2 und B1 (IPCC 2007). Die WETTREG-Daten lagen jeweils als trockene und feuchte Variationen vor. Insgesamt wurden also vier mögliche Klimaauswirkungen simuliert. Bei WETTREG handelt es sich um ein statistisches Modell, welches von der CEC-Potsdam GmbH (Spekat et al. 2007) entwickelt wurde.

Die Ergebnisse zeigen generell eine Entwicklung zu größerer Trockenheit. Dieser Trend ist – wenn auch unterschiedlich stark – bei allen Szenarien zu beobachten und bei dem trockenen Standort im Rüdesheimer Schlossberg wesentlich stärker ausgeprägt (Abb. 5). Auf diesem Standort nimmt die Zahl der Tage mit starkem Stress (heute etwa 40 Tage pro Jahr) bis zum Ende des Jahrhunderts um ca. 50% zu, wenn man

die Klimaentwicklung A2-trocken zugrunde legt. Selbst bei dem sehr moderaten Szenario B1-feucht ist mit einer Steigerung der Stresstage zu rechnen (Abb. 5 oben). Für den Standort Johannisberger Schloss wurde für die Klimaentwicklung A2-trocken errechnet, dass die Anzahl der Tage mit starkem Stress gegen Ende des Jahrhunderts auf ca. 10 Tage pro Jahr ansteigt. Hier wäre auch Ende des Jahrhunderts eine Bewässerung nur in Ausnahmefällen sinnvoll (Abb. 5).

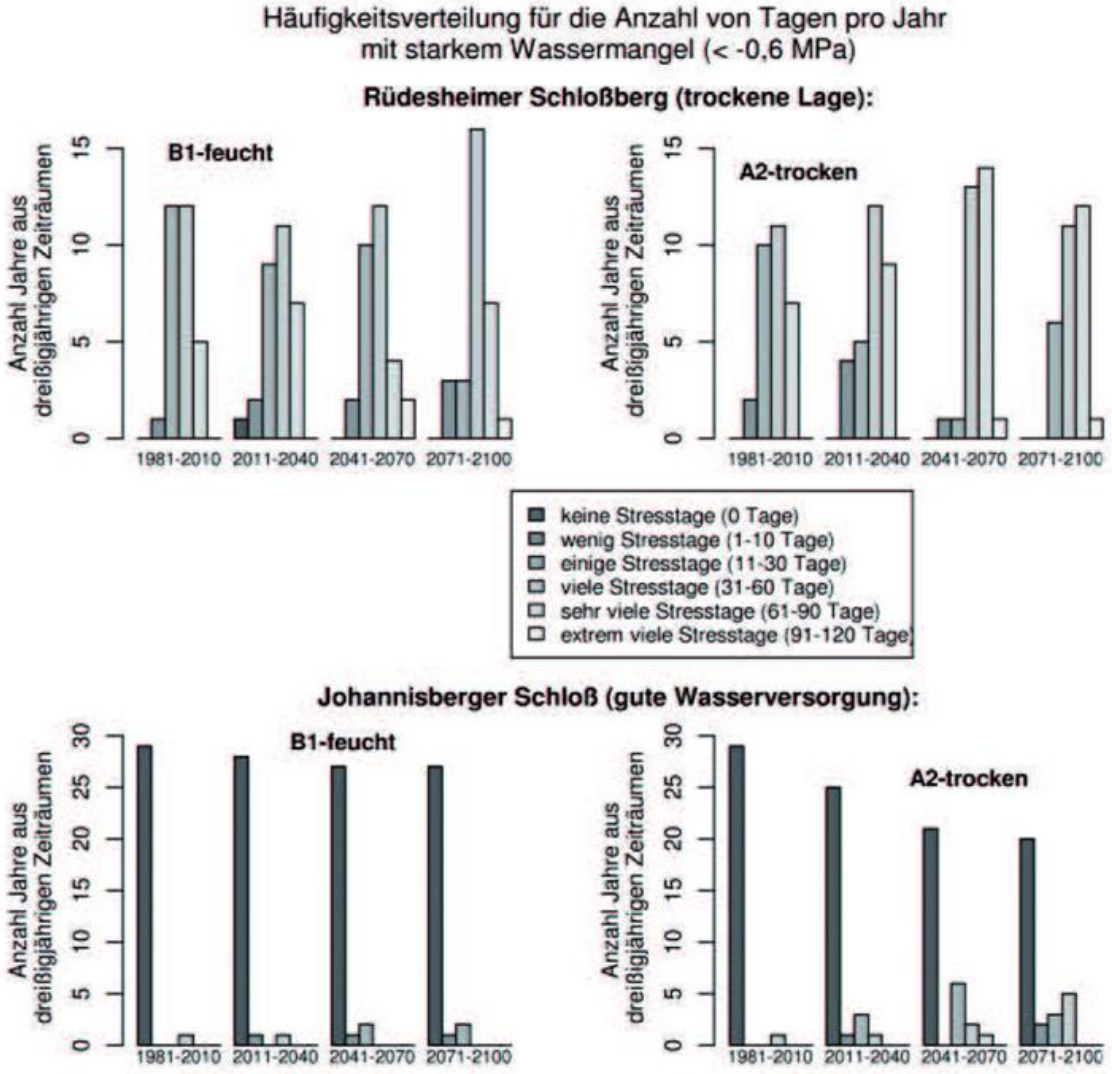


Abb. 5: Beispiel für eine zukünftige Veränderung des Trockenstressrisikos in Weinbergssteillagen. Errechnet wurde die Häufigkeitsverteilung 30-jähriger Zeiträume für Tage mit starkem Wassermangel (frühmorgendliches Wasserpotenzial < 0.6 MPa) für zwei Standorte im Rheingau und die Szenarien A2-trocken und B1-feucht. Datenbasis: WETTREG/ECHAM5, Station Geisenheim. Die Untersuchungen wurden im Rahmen des INKLIM 2012 II plus Projektes des Landes Hessen durchgeführt (Schultz und Hofmann 2008).

Die Analysen zeigen, dass nur eine kleinräumige Betrachtungsweise wertvolle Hinweise für die zukünftige Risikoausprägung gibt. Da im Weinbau Wassermangel bei weißen Rebsorten zur Ausbildung von Fehlaromen führen - bzw. starke Ernteverluste verursachen kann, ist in Zukunft eine flächendeckende Abschätzung des Wasserhaushalts ganzer Weinbauregionen erforderlich.

Literatur

Chuine I.; Yiou, P. ; Viovy, N.; Seguin, B.; Daux, V.; Le Roy Laduries, E. (2004) : Grape ripening as a past climate indicator. Nature 432, 289-290.

Gladstones, J.S. (1992): Viticulture and Environment. Winetitles, Adelaide, 310 pp.

Gruber, B. R.; Schultz, H. R. (2005): Coupling of plant to soil water status at different vineyard sites. Acta Hort. (ISHS), 689, 381-390.

Huglin, P. (1986): Biologie et écologie de la vigne. Payot, Lausanne, 371 pp.

IPPC (2007): Meehl, G.A.; Stocker, T.F.; Collins, W.D.; Friedlingstein, P.; Gaye, A.T.; Gregory, J.M.; Kitoh, A.; Knutti, R.; Murphy, J.M.; Noda, A.; Raper, S.C.B.; Watterson, I.G.; Weaver, A.J.; Zhao, Z.-C. 2007: Global Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/wg1/ar4-wg1-chapter10.pdf

Jones, G.V.; White, M.A.; Cooper, O.R.; Storchmann, K. (2005a): Climate change and global wine quality. Climate Change 73, 319-343.

Jones, G.V.; Duchêne, E.; Tomasi, D.; Yuste, J.; Braslavska, O.; Schultz, H.R.; Martinez, C.; Boso, S.; Langellier, F.; Perruchot, C.; Guimberteau, G. (2005): Changes in European Winegrape Phenology and Relationships with Climate. Proc. XIV GESCO Symposium, Geisenheim, 23.8.05-26.8.05, Vol. I, 55-61.

Kenny, G.J.; Harrison, P.A. (1992): The effects of climate variability and change on grape suitability in Europe. J. Wine Res. 3, 163-183.

Keenan, D.J. (2007): Grape harvest dates are poor indicators of summer warmth. Theor. Appl. Climatol. 87, 255-256.

Lebon, E.; Dumas, V.; Pieri, P; Schultz, H. R. (2003): Modelling the seasonal dynamics of the soil water balance of vineyards. Functional Plant Biology, 30, 699-710.

Pellegrino, A.; Gozé, E.; Lebon, E.; Wery, J. (2006): A model-based diagnosis tool to evaluate the water stress experienced by grapevines in the field. Eur. J. Agron., 25,49-59.

Rahmstorf, S., Cazenave, A.; Church, J.A.; Hansen, J.E.; Keeling, R.F.; Parker, D.A.; Somerville, R.J.C. (2007): Recent climate observations compared to projections. Science 316, 709.

Schönwiese, C. D.; Janoschitz, R. (2008): Klima-Trendatlas Deutschland. Institutsbericht Nr. 4, 2 aktualisierte Auflage. Frankfurt, Institut für Atmosphäre und Umwelt der Universität Frankfurt am Main. http://www.geo.uni-frankfurt.de/fb/fb11/iau/klima/PDF_Dateien/Inst_Ber_4_21.pdf

Schultz, H.R. (2000): Climate Change and viticulture: A European perspective on climatology, carbon dioxide and UV-B effects. Australian Journal of Grape and Wine Research 6, 2-12.

Schultz, H. R.; Lebon, E. (2005): Modelling the effect of climate change on grapevine water relations. Acta Hort. (ISHS), 689, 71-78.

Schultz, H. R.; Hofmann, M. (2008): Einfluss der Klimaentwicklung auf den Wasserhaushalt von Rebstandorten - Möglichkeiten der Modellierung von Steillagenregionen. Wiesbaden, Beitrag zum Integrierten Klimaschutzprogramm des Landes Hessen (Inklim 2012 II plus) im Auftrag des Hessischen Landesamts für Umwelt und Geologie, 41 pp.

Spekat, A.; Enke, W.; Kreienkamp, F. (2007): Neuentwicklung von regional hochaufgelösten Wetterlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit dem Regionalisierungs modell WETTREG auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63L31 2010 bis 2100 für die SRES-Szenarios B1, A1B und A2. Final Report. Umweltbundesamt, Dessau, Germany. www.umweltdaten.de/publikationen/fpdf-l/3133.pdf

Stock, M.; Gerstengarbe, F.-W.; Kartschall, T.; Werner, P.C. (2005): Reliability of Climate Change Impact Assessments for Viticulture. Acta Horticulturae 689, 29-39.

Aspekte der Verdunstung unter besonderer Berücksichtigung des Klimawandels

C. Frühauf

Die Verdunstung

Wasser ist ein kostbares Gut. Mit den durch die Klimaänderung steigenden Temperaturen und der sich ändernden Verteilung der Niederschläge über das Jahr wird der sparsame Umgang mit Wasser immer wichtiger.

Extreme Ereignisse scheinen zuzunehmen. So ist der zu trockene April in den Jahren 2007 und 2009 noch in guter Erinnerung. Gerade in diesem Zeitraum ist eine ausreichende Bodenfeuchte für die landwirtschaftlichen Winterbestände aber auch für das Auflaufen der gedrillten Sommerkulturen von großer Bedeutung. Nach dem wärmsten Winter aller Zeiten (2006 / 2007) stellte der April 2007 die Landwirtschaft vor Herausforderungen und machte deutlich, wie witterungsabhängig das Pflanzenwachstum ist. Solche Ereignisse geben einen Hinweis auf die in der Zukunft zu erwartende Probleme in der Landwirtschaft. Aus diesem Grund sollen an dieser Stelle zuerst die Verhältnisse im Monat April näher untersucht werden (siehe Abb. 1).

Im Mittel (1961-1990) fällt in Braunschweig im April 47,9 mm Niederschlag und die Temperatur liegt bei 7,9°C. In den in Abbildung 1 dargestellten 20 Jahren (1990-2009) waren 18 Jahre wärmer als das vieljährige Mittel. Mit höheren Temperaturen steigt aber auch die Verdunstung der Pflanzenbestände.

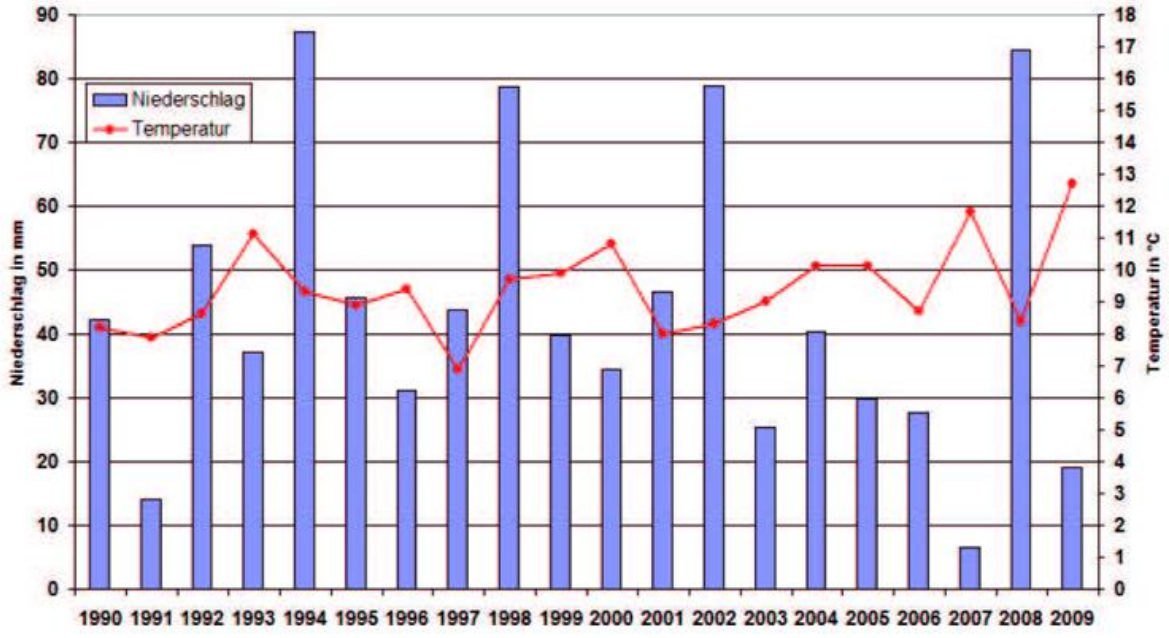


Abb. 1: Monatsmitteltemperatur und Monatssumme des Niederschlages für den Monat April (Braunschweig 1990-2009)

Aus den sehr unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen ergibt sich bei der Verdunstung eine große Variabilität zwischen den einzelnen Jahren (siehe Abb. 2). Meist ist die berechnete Penman-Verdunstung größer als der gefallene Monatsniederschlag. Unterscheiden muss man jedoch zwischen potenzieller (maximal möglicher) und realer Verdunstung. Hierfür liegen sehr unterschiedliche Ansätze zur Berechnung vor. Abb. 3 zeigt hier einen Vergleich. Die reale Verdunstung liegt zum Teil deutlich unter der potenziellen Verdunstung (ETP), da Pflanzen bei zu hohen Temperaturen die Spaltöffnungen schließen, um den Wasserverlust zu begrenzen. Bei gleichen meteorologischen Bedingungen verdunsten verschiedene landwirtschaftliche Bestände unterschiedlich viel Wasser.

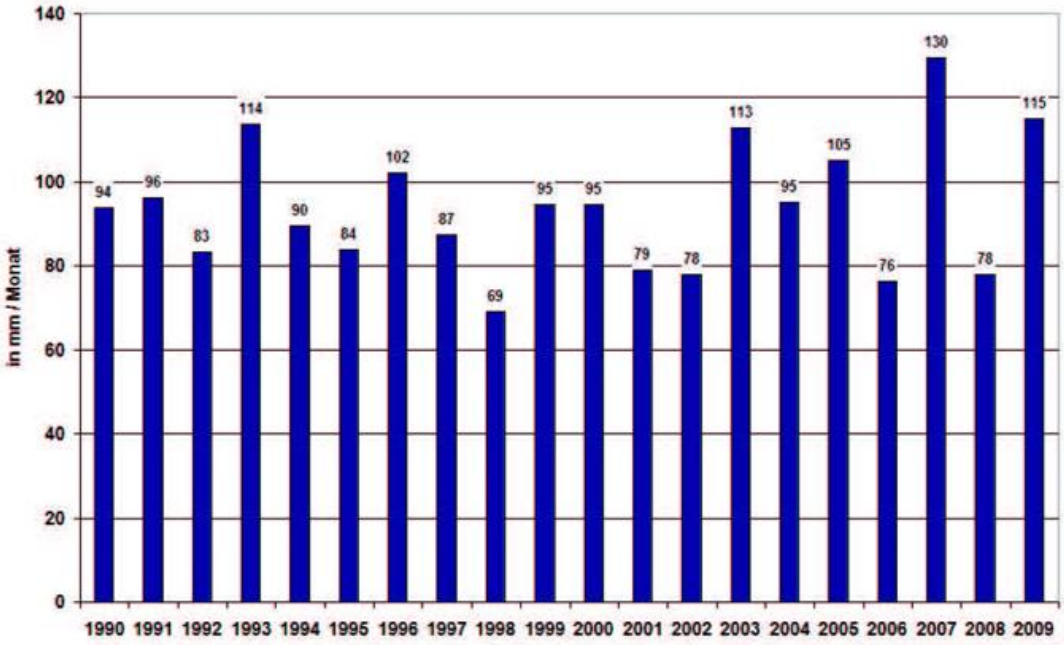


Abb. 2: Penman-Verdunstung für den Monat April (Braunschweig 1990-2009)

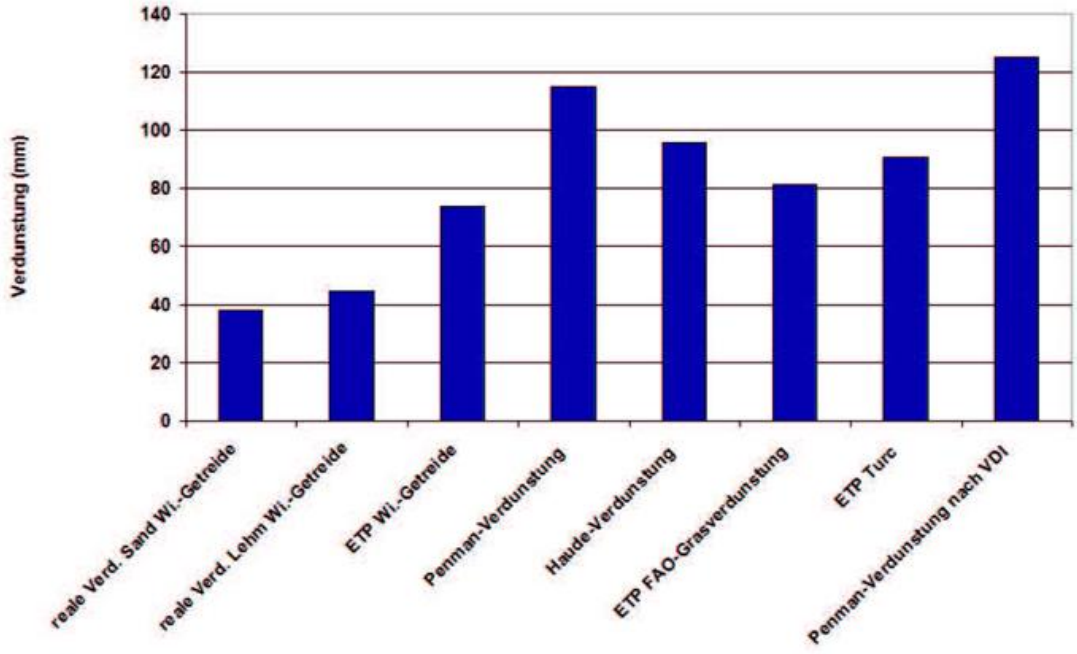


Abb. 3: Berechnete Verdunstungssummen für den Monat April 2009

Mit dem Teilmodell AMBAV kann die aktuelle und potenzielle Verdunstung für 10 landwirtschaftliche Kulturen berechnet werden. Auch die Bodenart beeinflusst die Verdunstung, wie man deutlich am Beispiel für Wintergetreide in Abb. 3 sehen kann. Schwere Böden können im Gegensatz zu leichten Böden mehr Wasser speichern. Auf leichten Böden muss, wenn nicht ausreichend Niederschlag fällt, eher mit Wasserstress gerechnet werden.

Der Wasserhaushalt im Rahmen des Projekts ZWEK des DWD

Die Klimaänderung ist in aller Munde. Immer häufiger hört man die Frage, was genau uns in der Zukunft erwartet. Anpassungsstrategien sind von entscheidender Bedeutung. Nur wenn man sich bereits heute auf die zu erwartenden Klimaänderungen einstellt, können die nachfolgenden Kosten minimiert werden. Hierzu werden regionale Klimamodelle eingesetzt, die die Ergebnisse der Globalmodelle auf das Gebiet von Deutschland in höherer Auflösung übertragen.

Wie sehen nun die „Prognosen" für die Zukunft aus? Im Gegensatz zu den Wetterprognosen sprechen die Klimaforscher von Projektionen und betrachten Szenarien, die als Eingangsgrößen das angenommene Bevölkerungswachstum, die wirtschaftliche Entwicklung, den Energieverbrauch und die damit verbunden Emissionen von klimarelevanten Treibhausgasen und Aerosolen berücksichtigen.

Die **Z**usammenstellung von **W**irkmodell-**E**ingangsdatensätzen für die **K**limafolgenforschung (ZWEK) ist das Ziel eines im DWD durchgeführten Projektes. Abb. 4 zeigt die im Rahmen des Projektes ZWEK verwendeten Regionalmodelle. Hierbei handelt es sich um zwei numerische (CLM, REMO) und zwei statistische Modelle (STAR, WETTREG), die auf unterschiedlicher Weise regionale Klimaprojektionen erzeugen. So überrascht es nicht, dass die Ergebnisse der Modelle voneinander abweichen.
.

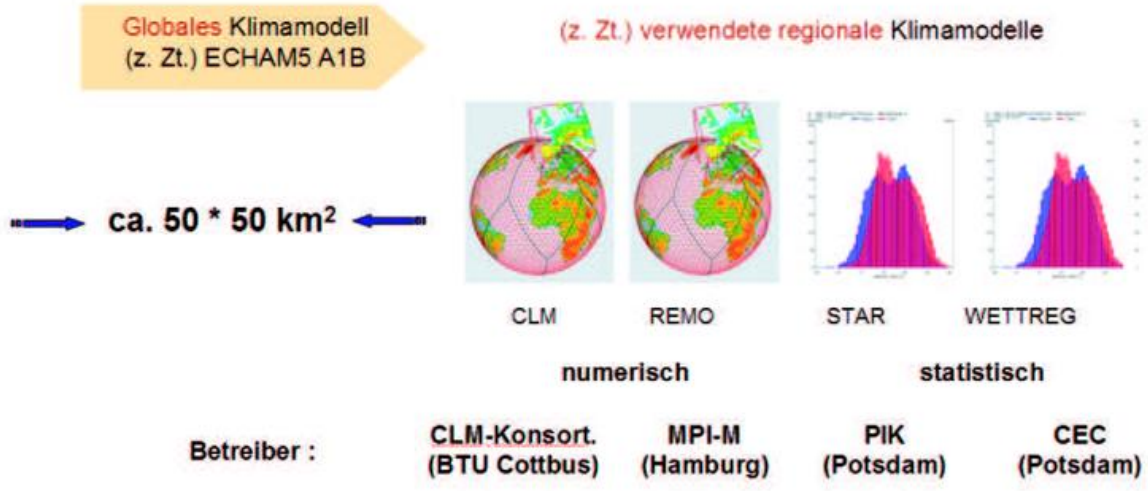


Abb. 4: Regionalmodelle

Im Rahmen des Projektes ZWEK werden die Klimaprojektionen als Eingangsgrößen für verschiedene Wirkmodelle verwendet. Hierbei handelt es sich um Modelle für die Regional- und Stadtplanung, Hydro-, Bio- und Agrarmeteorologie. AMBER ist das für die Agrarmeteorologie eingesetzte Programmpaket. Es wird routinemäßig in der agrarmeteorologischen Beratung verwendet. Über 250 Parameter können mit dem Programmpaket berechnet werden. Im ersten Schritt erfolgt der Test der Daten der Regionalmodelle in der Vergangenheit (1971-2000). Ein Vergleich mit den Messungen aus diesem Zeitraum ist somit möglich. Mit Abweichungen in der gleichen Größenordnung muss auch in der Zukunft gerechnet werden.

Durch die Verwendung der verschiedenen Klimaprojektionen der Regionalmodelle als Eingangsgrößen erhält man ein Ensemble von möglichen Lösungen, das die zu erwartende Spannbreite des untersuchten Parameters in der Zukunft angibt.

Der Einfluss der Klimaänderung auf die Verdunstung von Pflanzenbeständen

Für die klimatische Wasserbilanz (Niederschlag minus potenzieller Verdunstung) zeigen die Regionalmodelle für den Zeitraum 2021-2050 sehr unterschiedliche Änderungssignale (siehe Abb. 5).

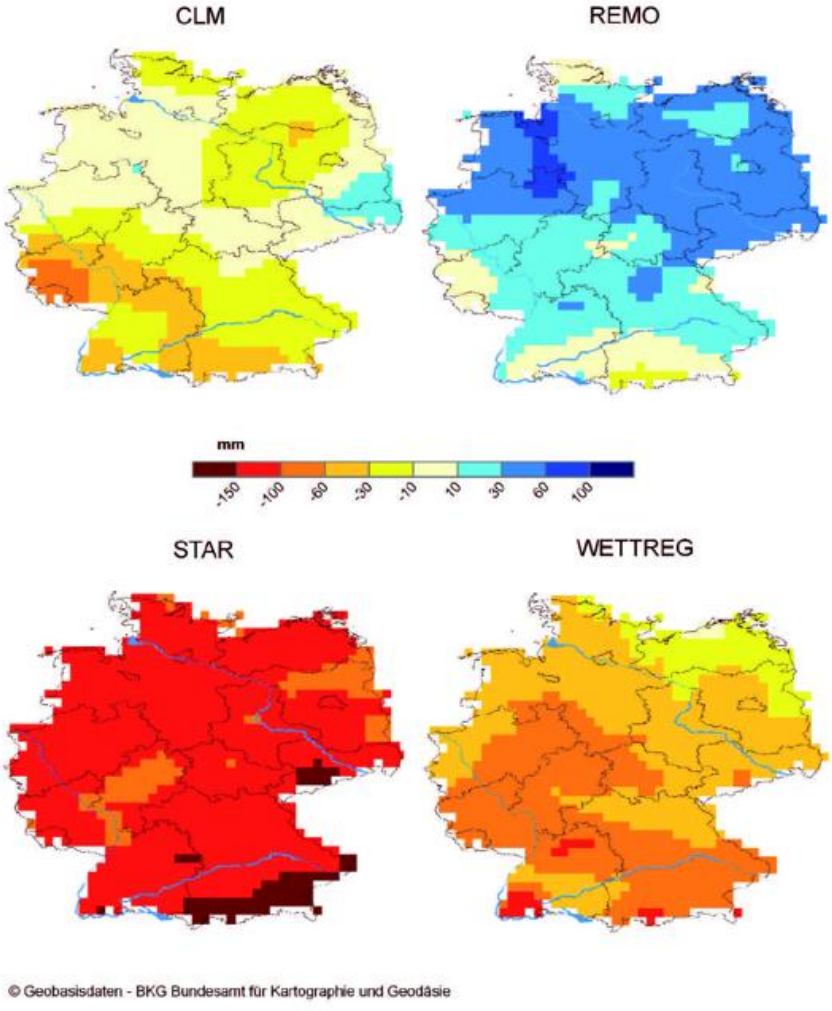


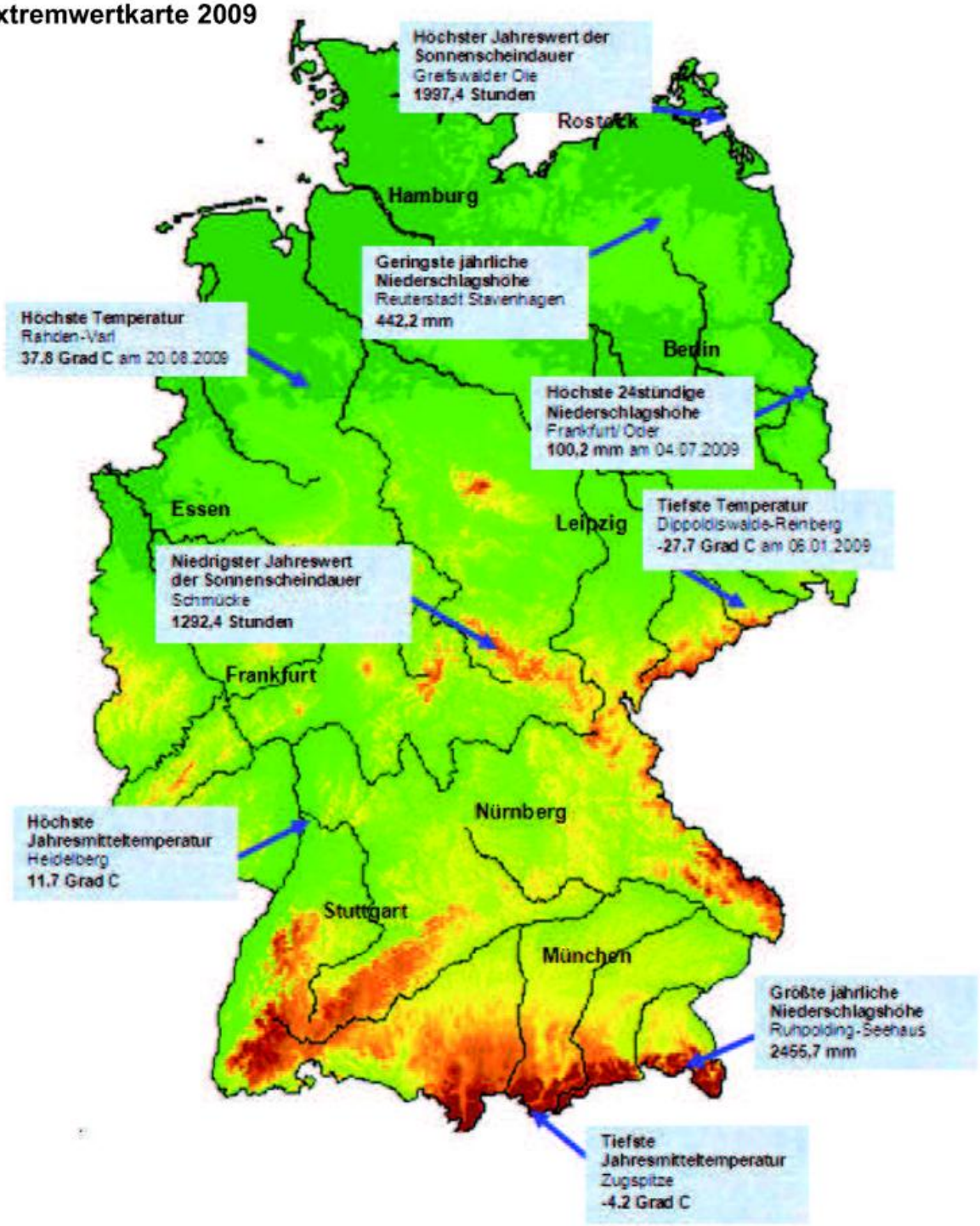
Abb. 5: Trend der klimatischen Wasserbilanz (mm) Monate April bis Oktober für den Zeitraum 2021-2050 gegenüber 1971-2000

Während REMO feuchtere Verhältnisse für den Zeitraum April bis Oktober prognostiziert, zeigen die anderen Modelle unterschiedlich stark ausgeprägte Abnahmen. Zwei Effekte wirken hier zusammen. Zum einen gehen die Sommerniederschläge nach den meisten Modellen (CLM, STAR, WETTREG) zurück, gleichzeitig werden auch höhere Temperaturen erwartet, die zu einer höheren Verdunstung der Pflanzenbestände führt. Beides verringert die klimatische Wasserbilanz.

Auch wenn die Niederschläge in den Sommermonaten abnehmen, so steigt die Wahrscheinlichkeit für Starkregenereignisse, denn wärmere Luft kann deutlich mehr Wasser aufnehmen. Wenn dann Niederschläge fallen, sind innerhalb kurzer Zeit sehr hohe Mengen möglich. Fallen diese auf trockenen Boden, geht den landwirtschaftlichen Kulturen viel Wasser durch oberirdischen Abfluss verloren und es muss mit Schäden durch Erosion gerechnet werden.

Auf den sich ändernden Wasserhaushalt muss sich die Landwirtschaft einstellen. So werden die Speicherung der Winterniederschläge und die Möglichkeit, landwirtschaftliche Flächen zusätzlich zu beregnen, an Bedeutung gewinnen.

Extremwertkarte 2009



Die eingetragenen Extremwerte beruhen auf den Messungen der Beobachtungsstationen des DWD. Im Einzelfall können noch stärkere Extreme aufgetreten sein, die von den Messstellen nicht erfasst wurden. Die Angaben in der Extremwertkarte beruhen auf der Auswertung aller Daten der ca. 600 Klima- und 2000 Niederschlagsstationen des DWD.

Die Witterung in Deutschland 2009

G. Müller-Westermeier, W. Riecke

Übersicht

Insgesamt war das Jahr 2009 in Deutschland wieder deutlich wärmer als in der internationalen klimatologischen Referenzperiode 1961-90. Es gab etwa soviel Niederschlag wie im Bezugszeitraum, aber erheblich mehr Sonnenschein als im langjährigen Mittel.

Die **Mitteltemperatur** für Deutschland berechnet aus einem interpolierten 1-km-Raster betrug 9,2 °C. Das sind 0,9 K mehr als im Bezugszeitraum 1961-1990. Damit war das Jahr 2009 das 13.wärmste seit 1901. Nur im Januar, Juni, Oktober und Dezember ergaben sich unterdurchschnittliche Temperaturen. Die negativen Abweichungen waren jedoch abgesehen vom Januar nur gering. Die überdurchschnittlich warmen Monate brachten hingegen teilweise sehr große Wärmeüberschüsse. So ergab sich für den April ein neuer Rekordwert für das Gebietsmittel der Durchschnittstemperatur und im November wurde ein neuer Extremwert nur ganz knapp verfehlt.

Im Bezug auf die **Niederschlagshöhe** hatte das Jahr 8 überdurchschnittliche und nur 4 unterdurchschnittliche Monate (Januar, April, August und September). Da die Niederschlagsdefizite aber ausgeprägter waren als die Überschüsse, lag die Jahressumme des Niederschlags nur wenig über dem Referenzwert. Das Gebietsmittel der Niederschlagshöhe für das Jahr 2009 ergab sich zu 812,7 mm. Das sind 23,7 mm oder 3,0 % mehr als in der Referenzperiode. Das Jahr 2009 war damit das 45.nasseste seit Beginn des 20. Jahrhunderts.

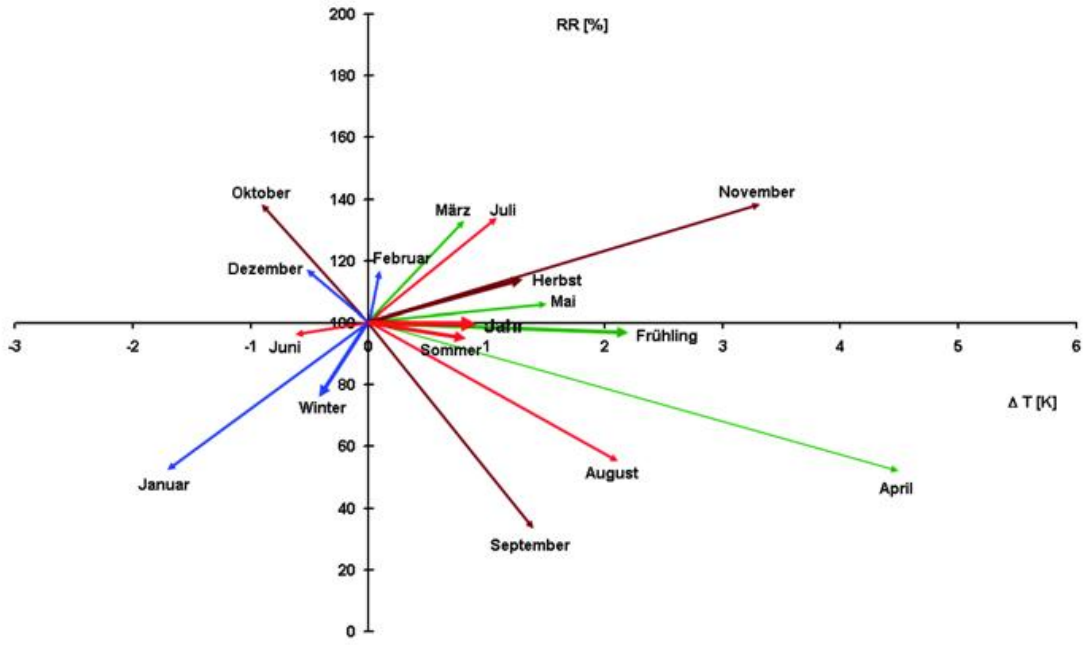
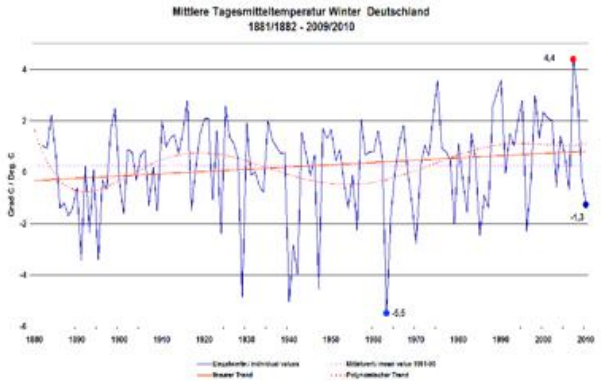
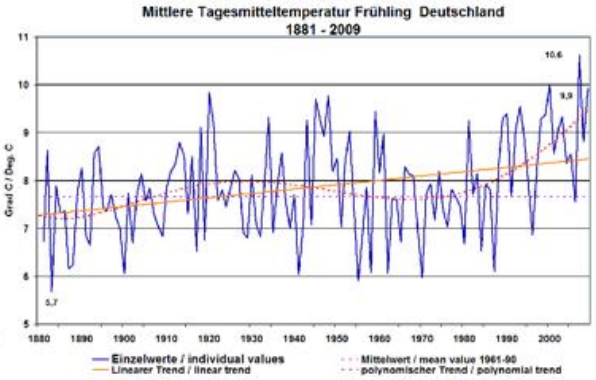
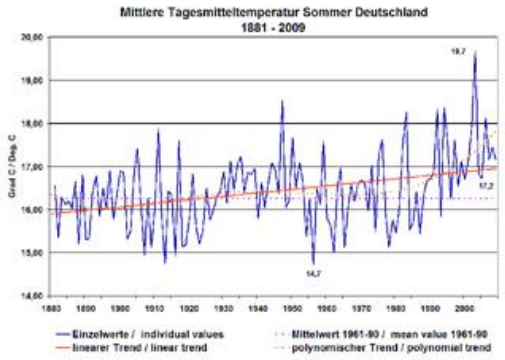
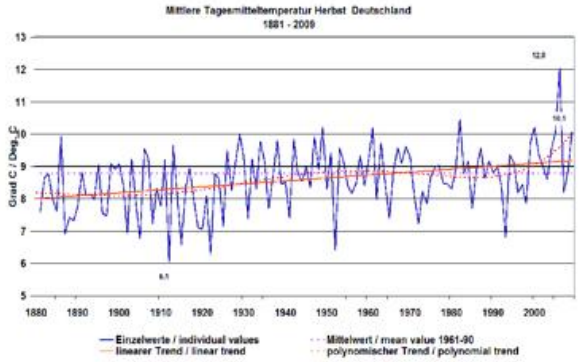


Abb. 1: Thermopluviogramm für Deutschland 2009 (Bezugszeitraum 1961 - 1990)









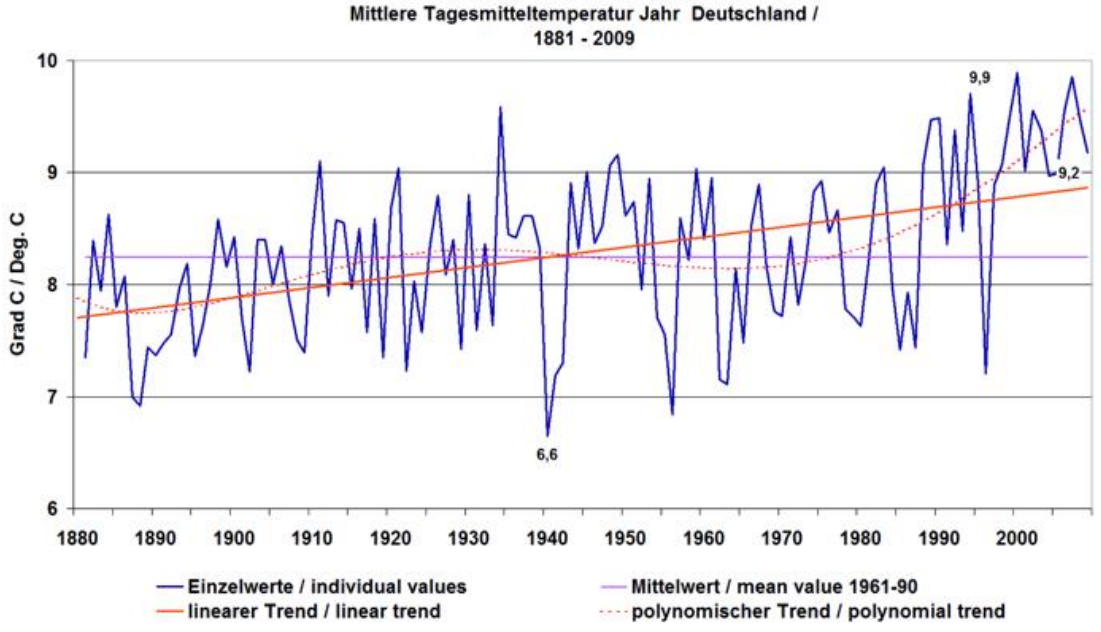
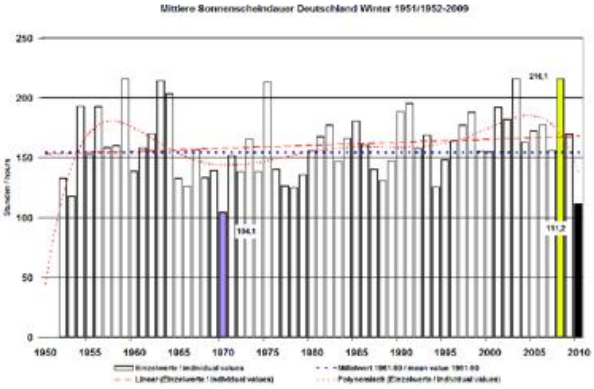
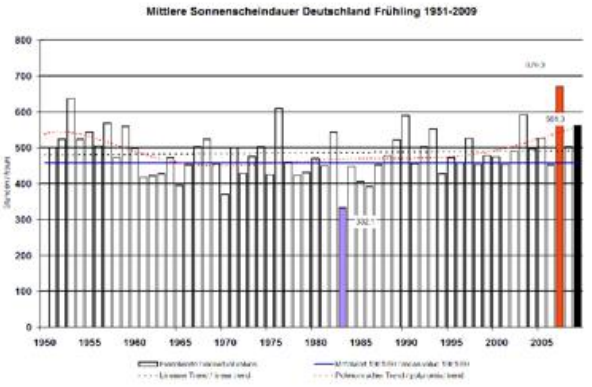
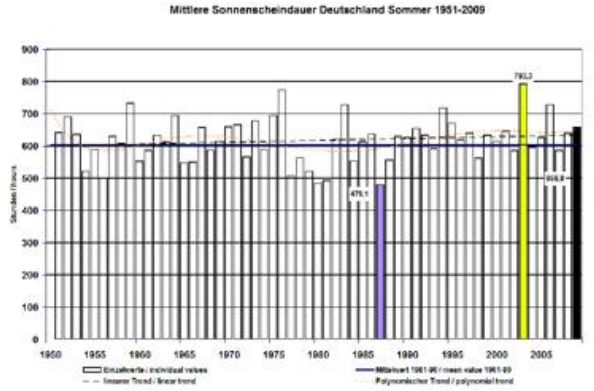
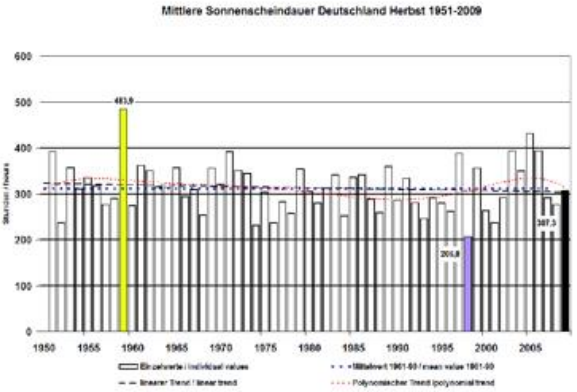


Abb. 2a - 2e: Mittlere Tagesmitteltemperatur Deutschland 1881 - 2009









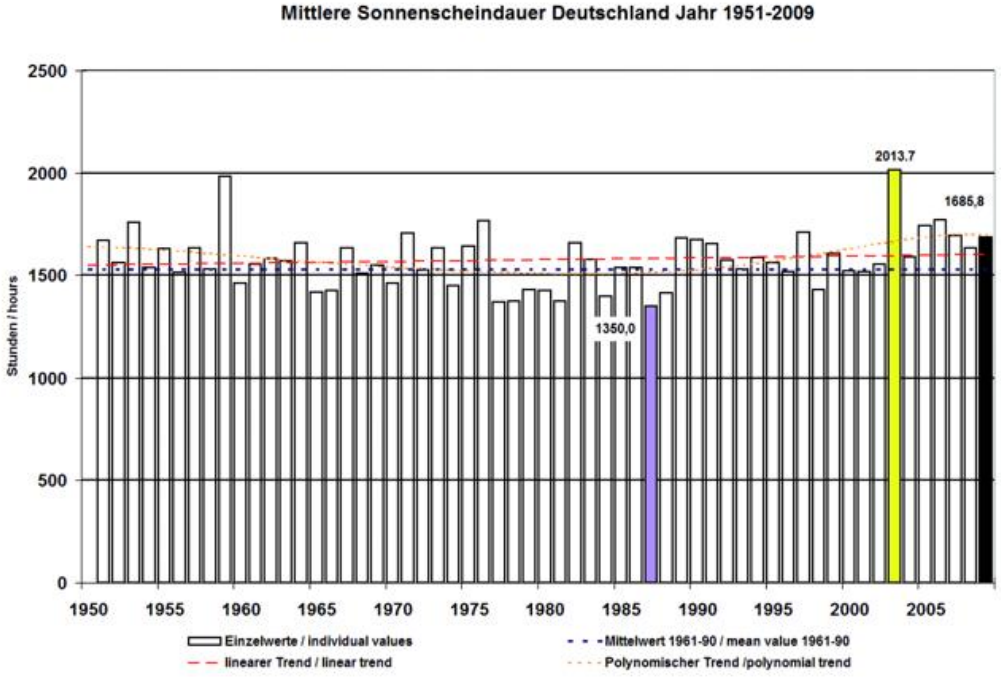
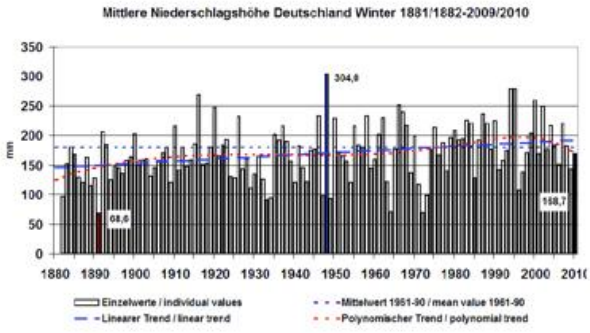
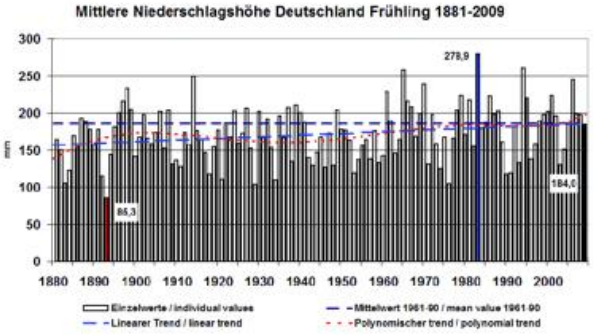
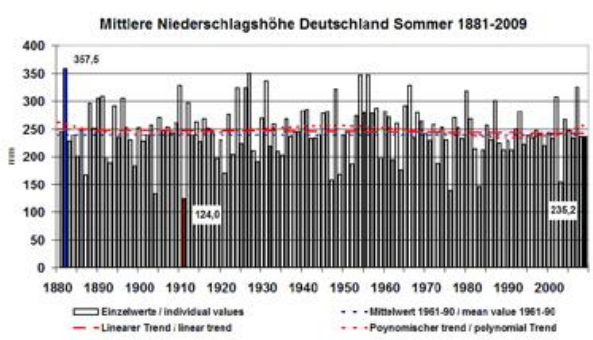
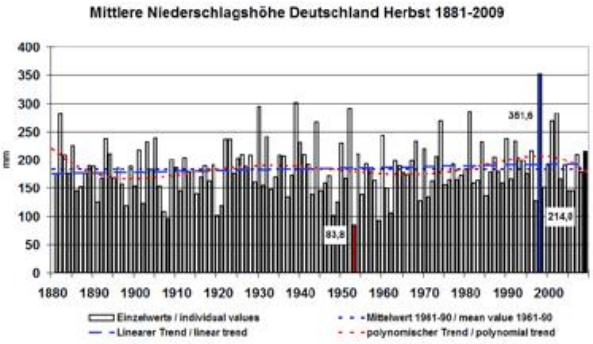


Abb. 3a - 3e: Mittlere Sonenscheindauer Deutschland 1951 - 2009









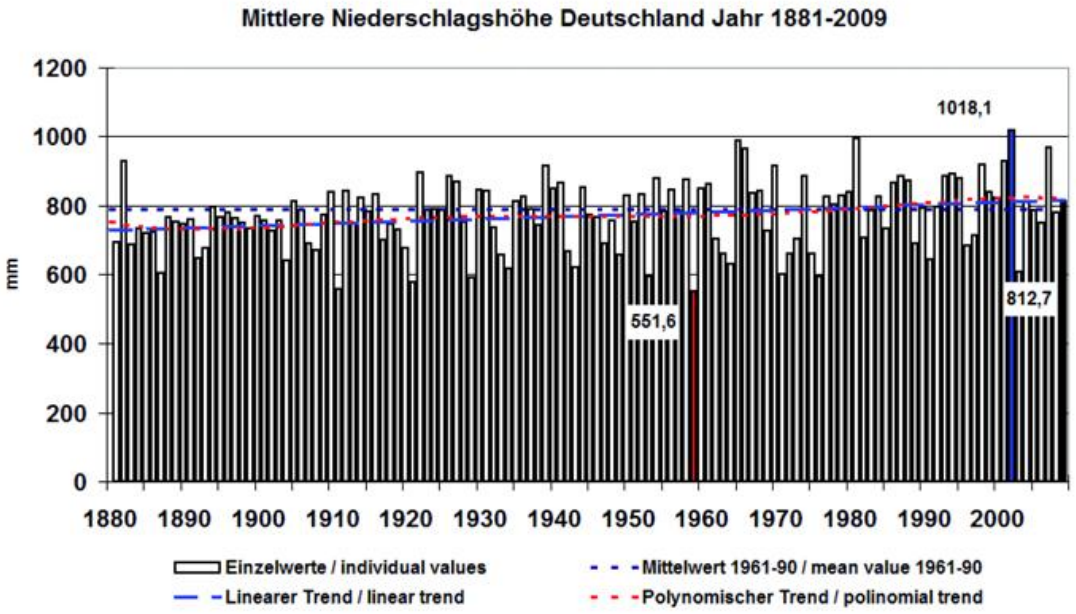


Abb. 4a - 4e: Mittlere Niederschlagshöhe Deutschland 1881 - 2009

Hinsichtlich der **Sonnenscheindauer** ergaben sich wie im Vorjahr 6 überdurchschnittlich sonnenscheinreiche Monate und 6 Monate mit Sonnenscheindefiziten. Die Sonnenscheinüberschüsse waren aber wieder meist höher als die Defizite. Daher wurde das Jahr insgesamt erneut recht sonnenscheinreich. Als Gebietsmittel für Deutschland ergab sich eine Sonnenscheindauer von 1683,5 Std.. Das sind 155,2 Std. oder 10,2 % mehr als in der Referenzperiode. Damit wurde das Jahr 2009 das 10.sonnigste seit 1951.

Die über Deutschland gemittelte Jahressumme der **Globalstrahlung** belief sich 2009 auf 1102 kWh/m^2. Dabei ist eine Schwankungsbreite zwischen 979 kWh/m^2 und 1259 kWh/m^2 gegeben. Niedrige Einstrahlungswerte ziehen sich von Nordrhein-Westfalen ostwärts über die Mittelgebirge in Richtung Thüringen und Erzgebirge. Nördlich und besonders südlich wurden höhere Globalstrahlungswerte erreicht. Das Maximum lag im südlichen Oberrheingraben. Im Nordseeküstenraum wurden teils Werte oberhalb von 1100 kWh/m^2 angetroffen, an der mecklenburgischen Ostseeküste Werte bis 1180 kWh/m^2. Von dort erstreckt sich dieses sekundäre Maximum entlang der Oder südwärts.
Mit einer positiven Abweichung von 6,3 % des Flächenmittels der solaren Einstrahlung vom vieljährigen Gebietsmittel erreicht das Jahr 2009 die dritte Stelle seit 1998 nach 2003 und 2006. Somit ergibt sich auch über das siebte Jahr hintereinander ein Überschreiten des Durchschnittswertes 1981 – 2000. Der vieljährige Erwartungswert liegt bei 1037 kWh/m^2. Das Einstrahlungsplus fällt mit bis zu 13 % über der Nordhälfte Deutschlands am größten aus. Nur in Süddeutschland gab es sehr begrenzt Regionen mit einer leichten negativen Abweichung.
Das Jahr 2009 begann im Januar mit einem Plus an Einstrahlung gegenüber dem vieljährigen Mittel. Gebietsweise wurden über 150 % des Durchschnittswertes registriert. Es folgten dann zwei magere Monate, aber bereits der April zeigte sich wieder von einer positiven Seite. Im weiteren Verlauf hatten die Monate Mai bis September mit mehr oder weniger deutlichen positiven Abweichungen zum langjährigen Mittel aufwarten können. Der Oktober und besonders der November fielen dagegen gebietsweise schlecht aus im Vergleich zu den monatlichen Durchschnittswerten, der Dezember war dann wieder ein durchschnittlicher Monat.

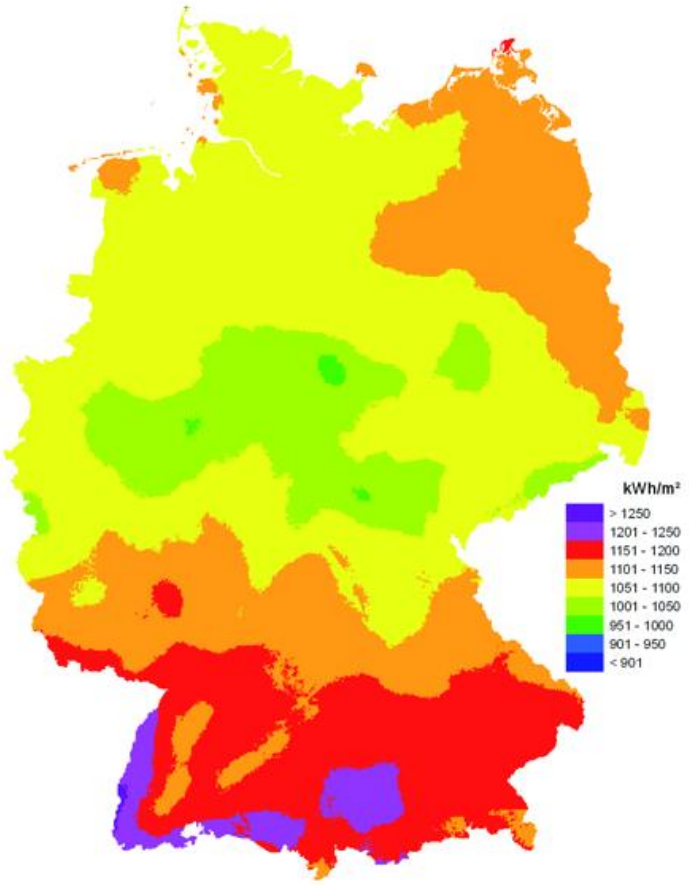


Abb. 5: Globalstrahlungskarte 2009

Der Verlauf der Witterung

Der **Witterungsverlauf** des Jahres lässt sich folgendermaßen beschreiben:

Das Jahr begann mit einem recht kalten, trockenen und extrem sonnenscheinreichen **Januar**. Besonders in den ersten Tagen gab es extreme Kälte mit Lufttemperaturminima in 2m Höhe bis -27,7 °C (Dippoldiswalde/Sachsen) und bis -32,6 °C 5 cm über dem Boden (Dresden) am 6. Januar. Auch insgesamt war der Monat kalt, dabei trokken und sehr sonnenscheinreich.

Es folgte ein insbesondere in Norden und Osten niederschlagsreicher **Februar**. Der Monat war äußerst sonnenscheinarm, wobei in der Nordhälfte des Landes teilweise weniger als die Hälfte der normalen Sonnenscheindauer registriert wurde. Hinsichtlich der Temperatur war der Februar insgesamt durchschnittlich, wobei aber einem recht milden Norden ein verhältnismäßig kalter Süden gegenüberstand.

Zusammen mit dem nur geringfügig über dem Temperaturbezugswert liegenden Dezember des Vorjahrs ergab sich so nach zwei extrem milden Wintern wieder ein mit Ausnahme von Norddeutschland recht kalter Winter. Dabei war es allgemein trockener als in der Referenzperiode und die Sonnenscheindauer lag meist über dem langjährigen Mittel. Nur im Nordosten gab es deutlichere Sonnenscheindefizite.

Jahr

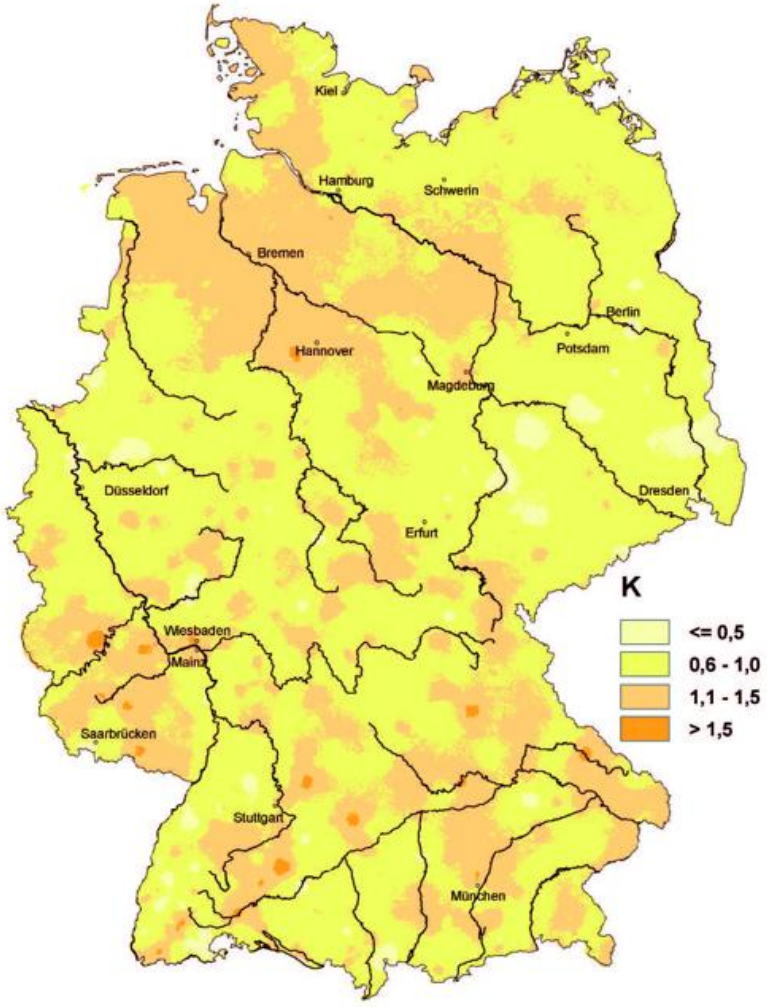


Abb. 6: Temperaturabweichung 2009 vom vieljährigen Mittel 1961 - 1990

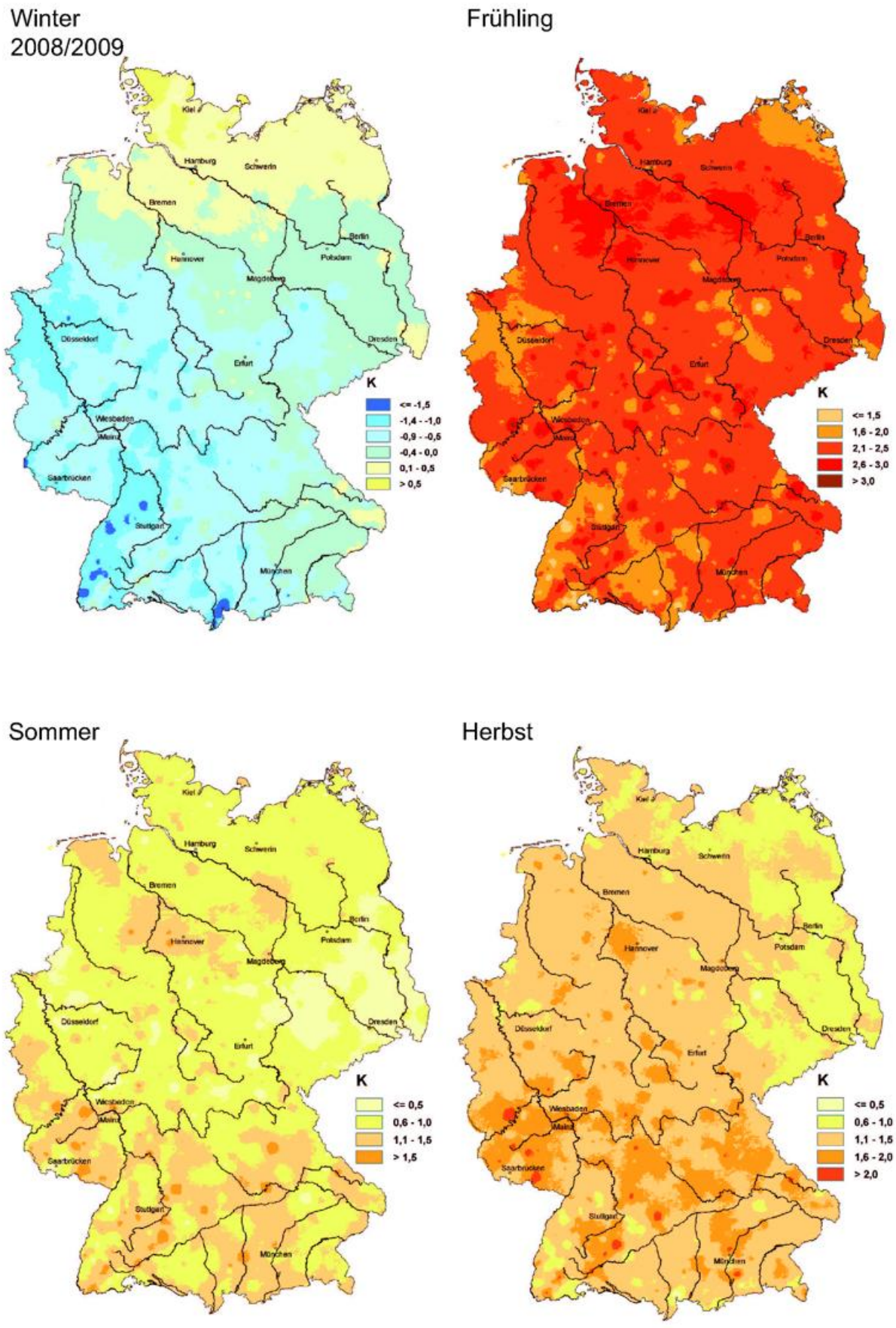


Abb. 6a - 6d: Temperaturabweichung der Jahreszeiten vom vieljährigen Mittel 1961 - 1990

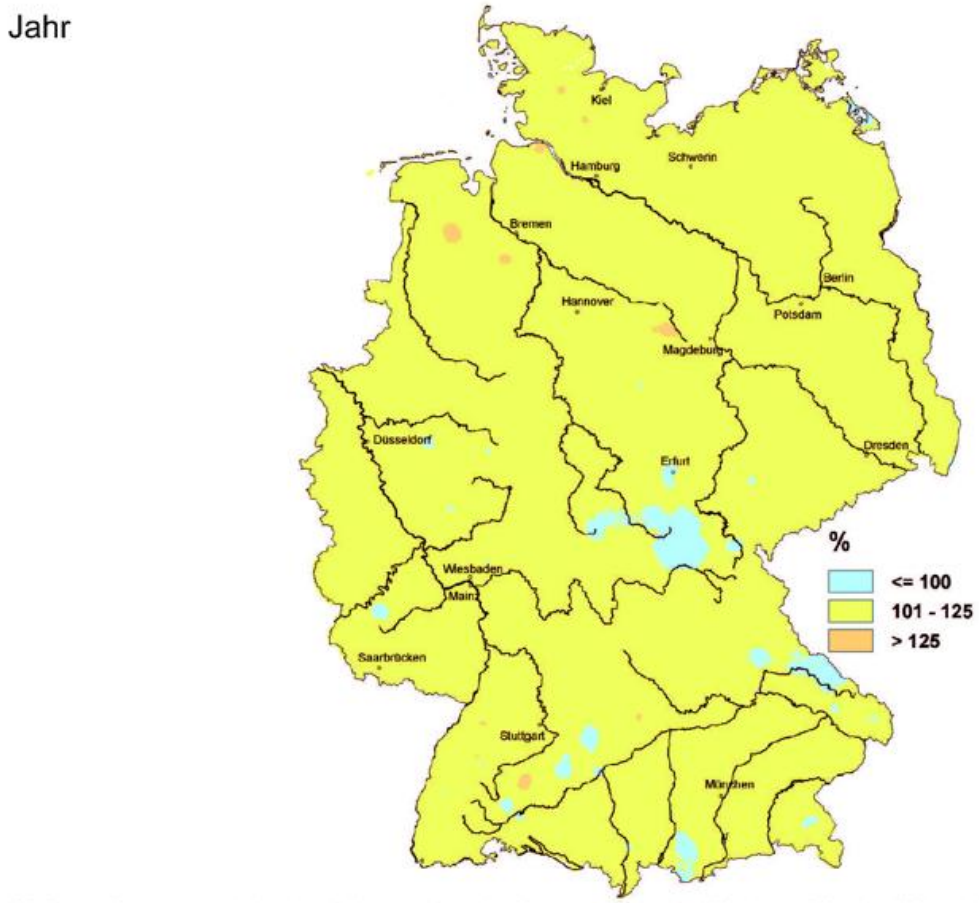


Abb. 7: Sonnenschein der Jahreszeiten in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990

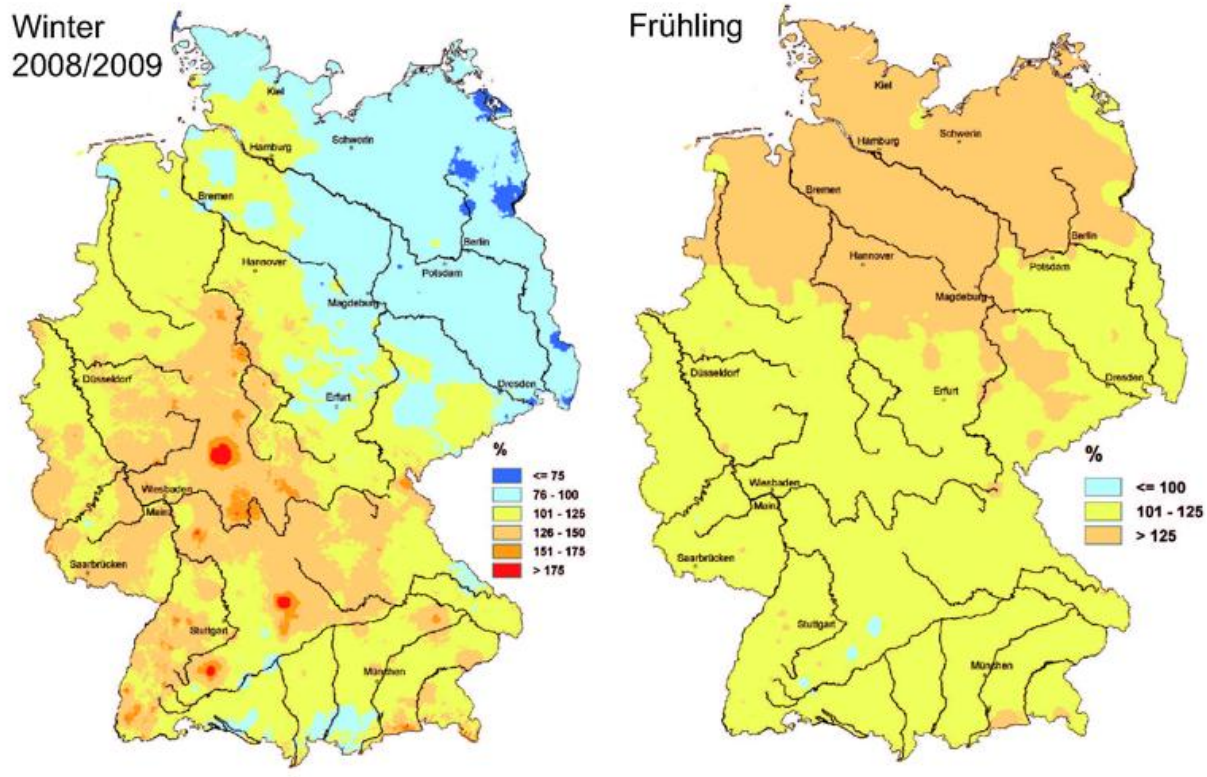


Abb. 7a - 7b: Sonnenschein der Jahreszeiten in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990

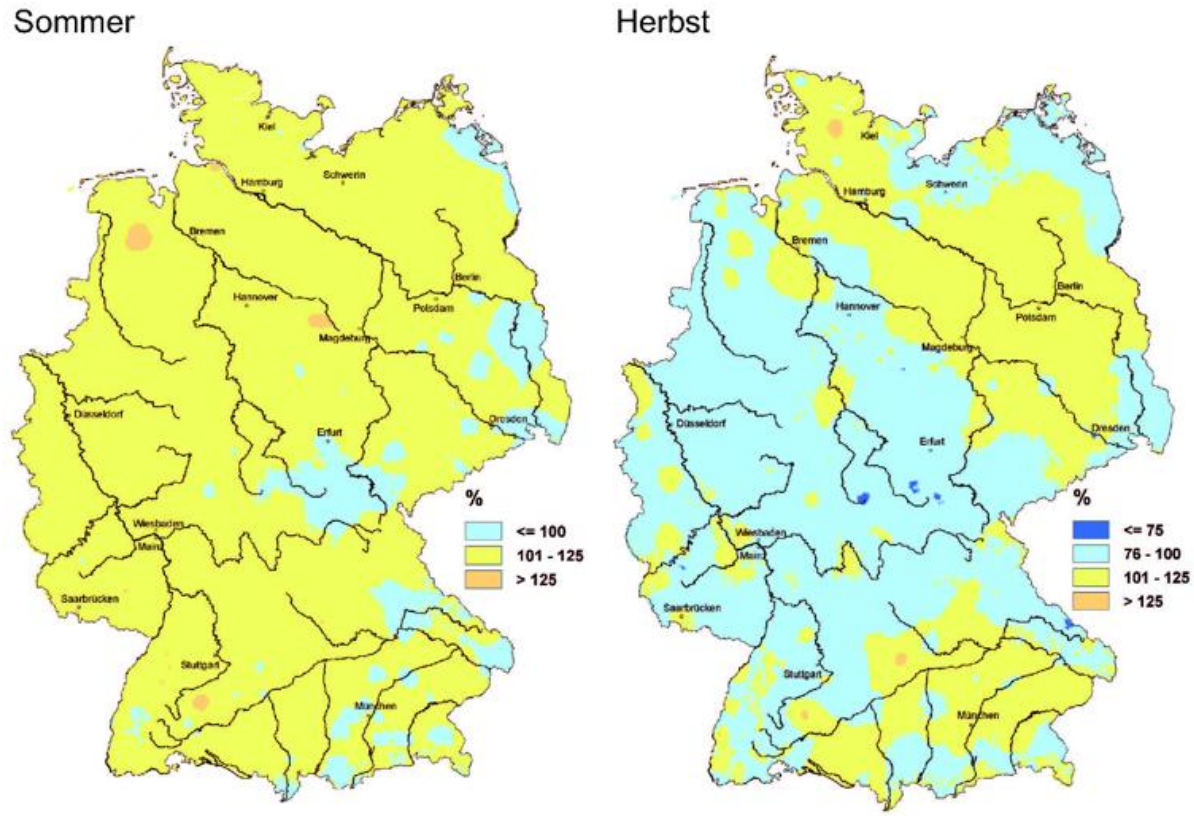


Abb. 7c - 7d: Sonnenschein der Jahreszeiten in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990

Auch im **März** setzte sich die relativ milde, niederschlagsreiche und sonnenscheinarme Witterung fort. Nur im Süden war es wie im Vormonat teilweise etwas kälter als im Bezugszeitraum. Die Sonnenscheindefizite waren im Süden und Osten besonders markant, während im Nordwesten auch leichte Sonnenscheinüberschüsse auftraten.

Der **April** war ungewöhnlich warm, trocken und sehr sonnenscheinreich. Er wurde sogar noch wärmer als der bisherige Rekordmonat aus dem Jahr 2007 und es ergaben sich schon bis zu 6 Sommertage (Tage mit einem Temperaturmaximum von mindestens 25 °C).

Der **Mai** war ebenfalls warm, insbesondere in Süddeutschland. Der Monat war aber auch insgesamt regenreich, wobei es jedoch große regionale Unterschiede gab. Während im Osten und Süden örtlich mehr als das doppelte der normalen Regenmenge fiel, war es in Westen teilweise weniger als die Hälfte. Es gab mehrfach starke Gewitter, insbesondere am 12. Mai im Südwesten, wobei Hageldecken bis zu 15 cm entstanden (Calw/Schwarzwald).

Der Frühling insgesamt wurde sehr warm und vor allem im Norden sonnenscheinreich. Er war im Gebietsmittel durchschnittlich in Bezug auf Niederschlag. Dabei gab es im Süden und Osten teilweise beträchtliche Überschüsse, während es im Norden und Westen meist etwas zu trocken war.

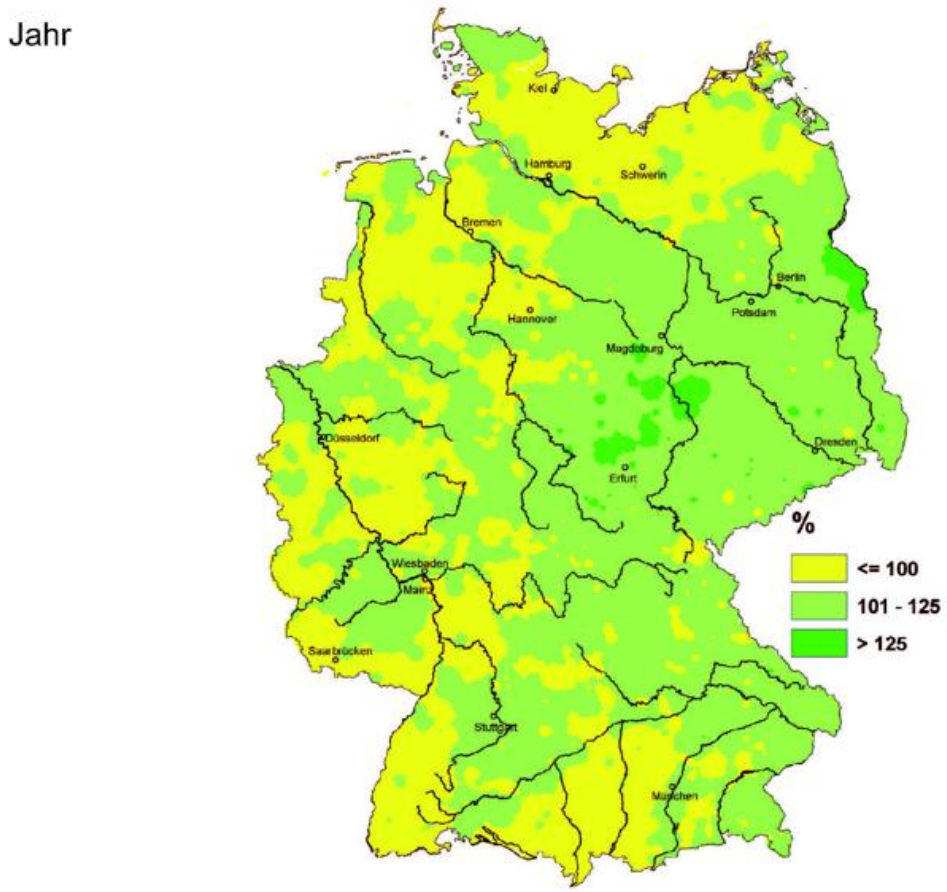


Abb. 8: Niederschlag 2009 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990

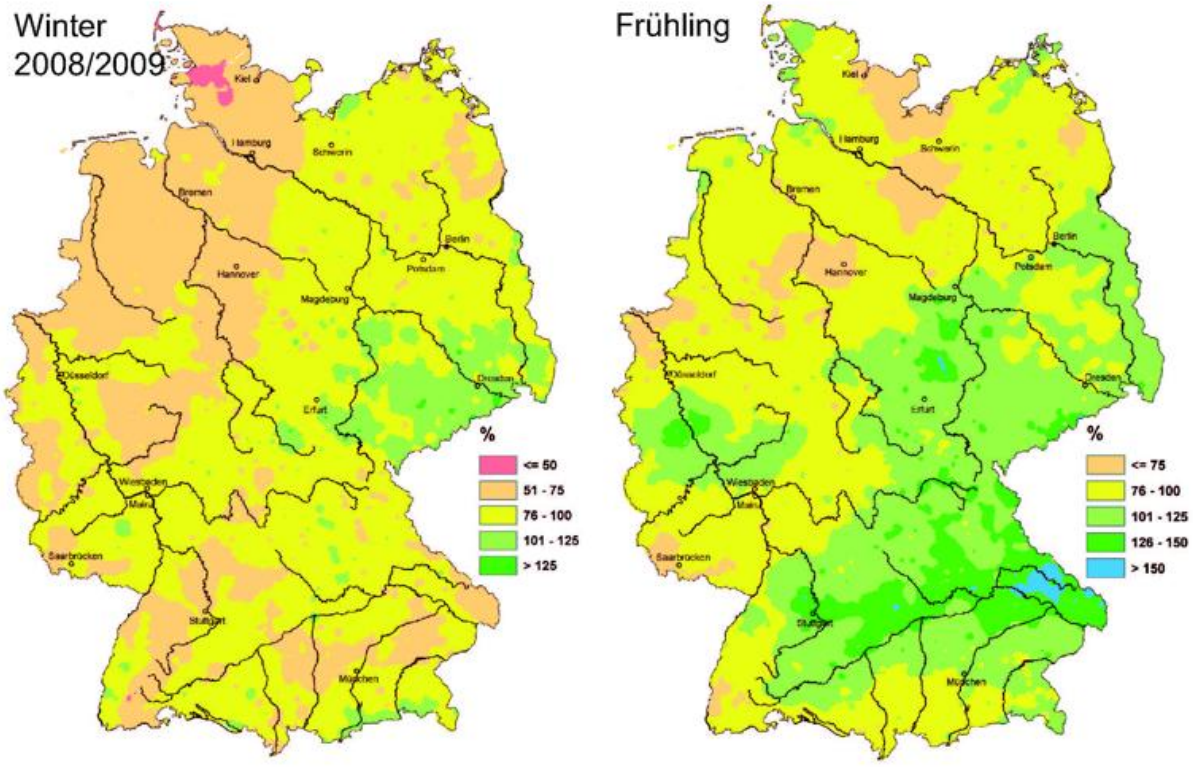


Abb. 8a - 8b: Niederschlag 2009 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990

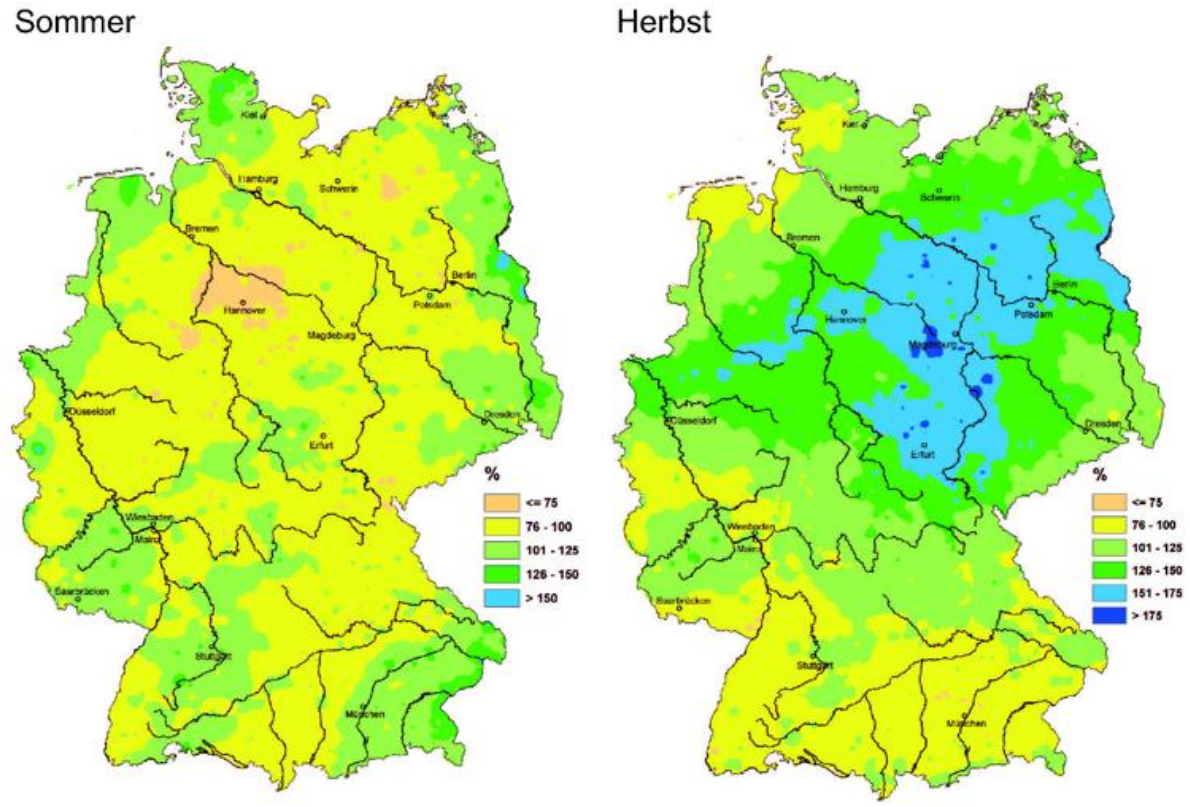


Abb. 8c - 8d: Niederschlag 2009 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990

Der Sommer begann mit einem nach Nordosten hin kühlen, aber im Hinblick auf Regen und Sonnenschein insgesamt durchschnittlichen **Juni**. Dabei blieb es in den mittleren Landesteilen recht trocken, während im Südwesten und Süden, sowie in den nördlichen und östlichen Randgebieten Niederschlagsüberschüsse auftraten. Beim Verhältnis der Sonnenscheindauer zum langjährigen Mittel gab es eine deutliche Abnahme von West nach Ost. Es gab weitere schwere Gewitter, wobei am 6. und 7. Juni in Köln sowie in Schleswig-Holstein (Grossolt (nahe Flensburg) und Neumünster) Tornados auftraten, die zu erheblichen Sachschäden führten.

Der **Juli** war dann wieder recht warm, aber regenreich und durchschnittlich in Bezug auf Sonnenschein, so dass er insgesamt als nicht sehr sommerlich in Erinnerung blieb. Erneut traten bei Gewittern einzelne Tornados auf (am 6. Juli in Wörth (südliche Rheinpfalz) und am 22. Juli in Herne).

Erst im **August** kam der Sommer richtig in Schwung. Dieser Monat war warm, trokken und extrem sonnenscheinreich,

Damit ging auch das Jahr 2009 wieder mit einem warmen Sommer in die Klimageschichte ein, während Niederschläge und Sonnenschein recht durchschnittlich waren.

Auch der **September** war warm, abgesehen von Thüringen und Sachsen-Anhalt trocken sowie sonnenscheinreich mit teilweise noch sommerlicher Witterung.

Im **Oktober** ging das spätsommerliche Wetter zunächst weiter, wobei ein neuer Temperaturextremwert für diesen Monat registriert wurde (30,9 °C am 9. Oktober in Müllheim (südlich von Freiburg). Es kam dann aber zu einem markanten Temperatursturz, dem Schneefälle bis in die Niederungen folgten. Dabei gab es in den teilweise noch belaubten Wäldern erheblichen Schneebruch in Sachsen und im östlichen Bayern. Insgesamt wurde der Oktober etwas zu kühl. Die Niederschlagssummen waren in Ostdeutschland extrem hoch, während es im Südwesten und an der Nordsee recht trocken war. Es gab recht wenig Sonnenschein mit besonders deutlichen Defiziten in den östlichen Landesteilen.

Im **November** kehrte nach wenigen kalten Tagen die Wärme nochmals zurück, so dass der Monat nur ganz knapp einen neuen Spitzenplatz in der Rangfolge der warmen Novembermonate verpasste. Die Niederschläge waren meist überdurchschnittlich mit Schwerpunkten in Nord- und Ostdeutschland. Dabei gab es abgesehen vom Südosten relativ wenig Sonnenschein.

Der Herbst insgesamt wurde sehr mild, insbesondere im Norden und Osten relativ niederschlagsreich sowie sonnenscheinarm.

Im **Dezember** setzte sich die milde Witterung zunächst fort. Zur Monatsmitte gab es dann aber eine markante Kälteperiode, so dass der Monat noch geringfügig kälter als in der Bezugsperiode ausfiel.

In den Tabellen 1 - 4 sind die Gebietsmittelwerte der Temperatur, der Niederschlagshöhe, der Sonnenscheindauer sowie der Anzahl der Tage, an denen bestimmte klimatische Bedingungen herrschten, für die deutschen Bundesländer in den einzelnen Monaten sowie in den meteorologischen Jahreszeiten und im gesamten Jahr zusammengestellt. Dabei ist jeweils der aktuelle Wert zusammen mit der Abweichung von Wert der internationalen klimatologischen Referenzperiode 1961-90 angegeben.

Bei den Tagen mit klimatischen Besonderheiten spiegeln sich einige Charakteristika des Jahres wieder. So ist aufgrund der Wärme des Jahres die Zahl der Frosttage (Temperaturminimum unter 0 °C) in ganz Deutschland und die Zahl der Eistage (Temperaturmaximum unter 0 °C) in den meisten Bundesländern geringer als in der Bezugsperiode 1961-90, während die Anzahl der Sommertage (Temperaturmaximum mindestens 25 °C) überall stark erhöht ist. Da der Sommer aber relativ viele wolkenreiche Tage hatte und größere Hitzeperioden fehlten, lag die Zahl der heißen Tage (Temperaturmaximum mindestens 30 °C) nur wenig über dem langjährigen Mittel.

Die Anzahl der Tage mit starkem Niederschlag (mindestens 10 mm) entsprach wie die gesamte Niederschlagshöhe weitgehend dem langjährigen Mittel. Gleiches gilt im Gebietsmittel von Deutschland auch für die sommerlichen Hagelereignisse. Hier gab es jedoch große regionale Unterschiede. In Baden-Württemberg sowie in den Stadtstaaten Hamburg und Berlin gab es erheblich mehr Hagelfälle, während in Rheinland-Pfalz und im Saarland, in Schleswig-Holstein sowie in Thüringen und Sachsen Hagel deutlich seltener als im Bezugszeitraum war.

Land	Januar		Februar		März		April		Mai		Juni		Juli		August		September		Oktober		November		Dezember		Frühling		Sommer		Herbst		Winter		Jahr	
	2009	Abw. von 1961-90	2009	Abw. von 1961-90	2009	Abw. von 1961-90	2009	Abw. von 1961-90	2009	Abw. von 1961-90	2009	Abw. von 1961-90	2009	Abw. von 1961-90	2009	Abw. von 1961-90	2009	Abw. von 1961-90	2009	Abw. von 1961-90	2009	Abw. von 1961-90	2009	Abw. von 1961-90	2009	Abw. von 1961-90	2009	Abw. von 1961-90	2009	Abw. von 1961-90	2009	Abw. von 1961-90	2009	Abw. von 1961-90
Hamburg	0,3	-0,3	1,7	0,5	5,3	1,4	12,2	4,7	13,2	0,7	14,4	-1,4	18,4	1,4	18,7	1,9	14,9	1,2	8,3	-1,5	8,5	3,3	0,8	-1,1	10,2	2,3	17,1	0,6	10,6	1,0	1,5	0,2	9,7	0,9
Bremen	0,3	-0,6	2,2	0,8	5,5	1,4	12,6	4,9	13,5	1,1	14,7	-0,8	18,1	1,3	18,7	2,0	15,0	1,3	8,9	-1,0	8,8	3,5	1,3	-1,0	10,5	2,5	17,2	0,8	10,9	1,3	1,6	0,1	10,0	1,1
Berlin	-1,9	-1,4	0,9	0,3	5,4	1,4	13,4	5,0	14,4	0,8	15,7	-1,3	19,6	1,3	20,2	2,4	15,8	1,7	8,1	-1,5	7,7	3,0	0,1	-1,1	11,1	2,4	18,5	0,8	10,5	1,1	0,3	-0,2	10,0	0,9
Schleswig-Holstein	0,4	0,1	1,3	0,6	4,8	1,6	10,8	4,2	12,4	1,0	14,0	-1,0	17,8	1,5	18,1	1,9	14,6	1,4	8,3	-1,2	8,1	3,1	0,9	-0,9	9,4	2,3	16,6	0,8	10,3	1,1	1,4	0,5	9,3	1,0
Niedersachsen	-0,4	-1,0	1,8	0,7	5,2	1,3	12,3	4,8	13,5	1,2	14,7	-0,7	18,1	1,4	18,6	2,1	14,8	1,3	8,6	-1,0	8,6	3,7	0,9	-1,0	10,3	2,4	17,1	0,9	10,7	1,3	1,1	-0,1	9,7	1,1
Nordrhein-Westfalen	-1,0	-2,2	2,1	0,4	5,1	0,7	12,4	4,5	13,8	1,3	15,1	-0,4	18,0	1,0	18,5	1,8	14,6	1,0	9,1	-0,7	8,8	3,7	1,4	-0,9	10,5	2,2	17,2	0,8	10,9	1,3	0,9	-0,9	9,8	0,9
Rheinland-Pfalz	-2,0	-2,2	1,4	0,3	4,7	0,5	12,2	4,4	14,0	1,8	15,4	0,0	17,9	0,8	18,9	2,3	14,8	1,3	8,9	-0,2	7,8	3,6	1,2	-0,1	10,3	2,2	17,4	1,0	10,5	1,6	0,1	-0,8	9,6	1,0
Saarland	-1,5	-2,1	1,6	0,0	4,9	0,3	12,2	4,0	14,4	1,9	15,8	0,2	18,0	0,5	19,2	2,3	15,0	1,3	9,3	-0,1	7,8	3,5	1,5	0,0	10,5	2,1	17,7	1,0	10,7	1,6	0,3	-0,9	9,8	1,0
Baden-Württemberg	-2,8	-2,1	-0,2	-0,6	3,6	0,0	11,2	3,8	14,2	2,4	15,4	0,3	17,7	0,6	18,7	2,3	14,6	1,3	8,4	-0,3	6,7	3,1	0,5	0,2	9,7	2,1	17,3	1,1	9,9	1,4	-0,9	-1,0	9,0	0,9
Hessen	-2,9	-2,5	0,8	0,2	4,3	0,6	12,2	4,6	13,7	1,6	14,8	-0,4	17,8	1,0	18,4	2,0	14,5	1,2	8,2	-0,6	7,5	3,7	0,5	-0,4	10,0	2,3	17,0	0,8	10,0	1,4	-0,5	-0,8	9,1	0,9
Bayern	-3,9	-2,0	-1,0	-0,4	3,1	0,2	11,4	4,4	13,7	2,0	14,8	-0,1	17,5	0,8	18,3	2,3	14,4	1,5	7,7	-0,5	5,9	3,1	-0,5	0,2	9,4	2,2	16,9	1,0	9,3	1,4	-1,6	-0,6	8,5	1,0
Mecklenburg-Vorpommern	-0,9	-0,3	0,3	0,3	4,5	1,6	11,0	4,2	12,7	0,8	14,2	-1,2	18,5	1,7	18,8	2,1	14,9	1,6	7,8	-1,5	7,2	2,7	0,0	-1,1	9,4	2,2	17,1	0,8	10,0	0,9	0,5	0,3	9,1	0,9
Brandenburg	-2,3	-1,5	0,5	0,4	5,0	1,4	12,6	4,7	13,9	0,8	15,2	-1,3	19,1	1,2	19,4	2,0	15,2	1,5	7,8	-1,5	7,4	3,0	-0,1	-1,0	10,5	2,3	17,9	0,6	10,2	1,0	0,0	-0,1	9,5	0,8
Sachsen-Anhalt	-2,0	-1,7	0,9	0,5	5,0	1,3	12,2	4,5	13,9	1,1	14,9	-1,2	18,8	1,6	19,4	2,2	15,1	1,4	8,0	-1,3	8,0	3,5	0,1	-1,0	10,4	2,3	17,7	0,8	10,4	1,2	0,1	-0,3	9,5	0,9
Sachsen	-3,0	-1,8	0,0	0,2	4,2	1,0	12,1	4,8	13,4	1,1	14,4	-1,2	18,1	1,0	18,7	1,9	14,7	1,3	7,5	-1,5	7,1	3,3	-0,4	-0,7	9,9	2,3	17,1	0,5	9,8	1,0	-0,6	-0,3	8,9	0,8
Thüringen	-3,3	-2,0	-0,1	0,3	3,7	0,9	11,5	4,7	13,2	1,5	14,0	-0,9	17,5	1,1	18,2	2,2	14,2	1,4	7,4	-1,0	7,0	3,7	-0,4	-0,4	9,4	2,4	16,6	0,8	9,5	1,4	-1,0	-0,5	8,6	0,9
Deutschland	-2,2	-1,7	0,5	0,1	4,3	0,8	11,8	4,5	14,5	2,4	16,9	1,6	18,0	1,1	17,4	0,9	12,4	-0,9	9,1	0,1	5,1	1,0	1,1	0,2	9,9	2,3	17,2	0,9	10,1	1,3	-0,2	-0,4	9,2	0,9

Tab. 1: Gebietsmittel der Durchschnittstemperatur

Land	Januar		Februar		März		April		Mai		Juni		Juli		August		September		Oktober		November		Dezember		Frühling		Sommer		Herbst		Winter		Jahr	
	2009 (mm)	Proz. von 1961-90	2009 (mm)	Proz. von 1961-90	2009 (mm)	Proz. von 1961-90	2009 (mm)	Proz. von 1961-90	2009 (mm)	Proz. von 1961-90	2009 (mm)	Proz. von 1961-90	2009 (mm)	Proz. von 1961-90	2009 (mm)	Proz. von 1961-90	2009 (mm)	Proz. von 1961-90	2009 (mm)	Proz. von 1961-90	2009 (mm)	Proz. von 1961-90	2009 (mm)	Proz. von 1961-90	2009 (mm)	Proz. von 1961-90	2009 (mm)	Proz. von 1961-90	2009 (mm)	Proz. von 1961-90	2009 (mm)	Proz. von 1961-90	2009 (mm)	Proz. von 1961-90
Hamburg	36,0	58,7	50,4	120,8	76,2	138,4	22,7	45,8	49,0	84,0	64,0	91,2	111,4	144,5	38,5	54,5	33,2	48,7	82,7	138,0	111,8	165,9	75,0	106,6	147,9	90,7	213,9	98,2	227,6	116,5	113,1	64,9	750,8	100,1
Bremen	41,1	69,2	52,0	129,4	66,1	130,0	19,1	39,8	42,8	71,5	72,9	99,7	110,8	147,5	22,5	31,9	30,4	49,6	72,8	124,8	106,1	161,4	63,4	99,2	127,9	80,7	206,3	94,2	209,3	112,9	108,7	66,1	700,1	96,4
Berlin	20,7	48,8	48,2	137,2	43,7	118,7	2,9	7,3	87,8	161,4	73,7	105,5	65,9	123,7	26,6	45,0	34,1	74,8	82,8	237,1	73,6	153,7	64,2	120,3	134,4	102,2	166,2	91,2	190,5	148,4	105,4	80,8	624,1	108,9
Schleswig-Holstein	32,2	50,1	43,4	104,4	62,1	118,2	15,6	31,8	54,6	102,1	77,7	112,6	111,6	139,4	52,1	71,2	43,0	57,0	80,3	109,6	128,0	153,5	72,7	99,2	132,3	85,3	241,4	108,6	251,3	108,3	105,2	58,5	773,3	98,1
Niedersachsen	37,4	60,3	61,5	139,1	71,0	129,6	19,7	37,9	51,4	83,9	63,6	83,3	105,1	144,6	30,6	43,5	37,9	63,2	86,9	156,3	104,7	157,9	79,6	113,8	142,0	84,6	199,4	90,9	229,5	126,2	123,3	69,6	749,4	100,5
Nordrhein-Westfalen	42,9	55,8	78,1	135,9	95,1	133,7	36,0	58,2	47,0	65,3	70,9	84,2	112,3	136,4	37,0	50,8	44,9	66,9	95,4	152,9	122,8	157,1	95,5	108,2	178,1	86,9	220,3	92,0	263,0	126,7	166,3	74,7	877,8	100,4
Rheinland-Pfalz	48,9	73,4	58,0	101,3	78,4	123,5	46,2	80,8	57,6	82,1	95,7	125,6	91,9	127,8	34,9	50,0	37,8	63,1	54,2	85,4	111,0	147,6	94,1	123,7	182,2	95,5	222,6	102,1	203,1	102,3	156,8	78,5	808,8	100,2
Saarland	60,8	70,7	62,1	86,6	86,9	109,9	38,7	60,8	38,9	49,4	88,4	109,9	105,9	146,8	42,9	58,7	45,8	66,0	51,3	66,9	147,7	155,3	130,1	132,2	164,5	74,2	237,2	105,1	244,8	101,5	188,2	73,8	899,5	95,2
Baden-Württemberg	35,9	47,9	66,2	97,6	102,9	146,6	32,9	42,3	117,7	123,1	96,8	90,6	151,2	166,7	47,9	50,8	33,8	48,5	76,2	112,6	96,4	117,6	110,1	133,9	253,5	104,1	295,9	101,4	206,5	94,1	172,6	77,1	968,1	98,8
Hessen	40,2	63,7	65,9	126,7	76,7	124,6	37,0	63,0	68,1	96,6	77,7	97,2	94,1	129,4	40,3	57,8	49,6	86,3	63,7	108,1	101,8	142,8	93,6	121,2	181,8	95,3	212,1	95,4	215,1	114,6	153,4	79,5	808,8	102,0
Bayern	30,2	45,5	73,1	126,3	97,1	155,5	47,5	67,8	105,9	117,2	128,7	115,1	130,1	128,5	59,7	58,9	48,9	67,7	78,0	127,0	76,7	109,8	91,4	121,1	250,5	112,4	318,5	101,3	203,7	100,1	166,4	83,3	967,4	102,9
Mecklenburg-Vorpommern	18,3	40,4	42,6	135,5	52,6	128,2	4,8	11,5	56,7	110,4	59,7	95,3	85,0	129,6	31,6	53,9	31,7	62,3	78,9	187,7	83,5	160,3	39,7	76,3	114,1	85,0	176,3	94,3	194,0	133,9	106,7	82,0	585,0	98,4
Brandenburg	22,4	55,5	43,3	132,9	46,2	127,1	5,3	12,9	73,8	137,4	69,6	108,0	77,2	143,6	33,2	56,6	30,8	69,0	83,4	226,7	71,1	158,1	57,4	115,2	125,3	95,6	179,9	101,8	185,4	146,6	105,1	85,4	613,7	110,2
Sachsen-Anhalt	25,4	65,8	45,1	135,7	49,8	125,4	21,1	48,7	68,2	131,4	53,6	85,4	76,6	111,2	28,0	47,5	35,0	84,3	82,6	232,0	74,1	174,2	75,4	161,6	139,1	103,1	158,2	90,9	191,8	160,2	107,6	90,2	635,1	116,0
Sachsen	30,3	62,0	73,3	172,0	74,5	159,7	26,4	46,1	87,9	131,6	83,3	109,1	90,2	131,0	58,9	76,4	40,4	73,3	90,1	191,0	63,5	121,6	77,8	129,2	188,9	110,6	232,4	104,5	194,0	125,6	159,4	104,9	796,6	113,9
Thüringen	29,8	58,5	64,2	145,0	68,9	132,7	53,3	91,4	74,9	113,7	73,0	93,1	92,6	148,1	37,6	54,2	68,5	134,5	69,5	145,6	94,6	168,2	97,5	153,6	197,1	111,9	203,2	96,6	232,6	150,2	149,9	94,0	824,4	117,8
Deutschland	33,2	54,6	62,1	125,8	77,7	137,4	30,3	52,0	76,0	107,0	85,1	100,6	107,6	138,7	42,5	55,0	41,6	68,1	79,4	142,3	93,0	140,1	84,2	120,0	184,0	99,0	235,2	98,2	214,0	116,7	143,7	79,5	812,7	103,0

Tab. 2: Gebietsmittel der Niederschlagshöhe

Land	Januar		Februar		März		April		Mai		Juni		Juli		August		September		Oktober		November		Dezember		Frühling		Sommer		Herbst		Winter		Jahr	
	2009 (Std.)	Proz. von 1961-90	2009 (Std.)	Proz. von 1961-90	2009 (Std.)	Proz. von 1961-90	2009 (Std.)	Proz. von 1961-90	2009 (Std.)	Proz. von 1961-90	2009 (Std.)	Proz. von 1961-90	2009 (Std.)	Proz. von 1961-90	2009 (Std.)	Proz. von 1961-90	2009 (Std.)	Proz. von 1961-90	2009 (Std.)	Proz. von 1961-90	2009 (Std.)	Proz. von 1961-90	2009 (Std.)	Proz. von 1961-90	2009 (Std.)	Proz. von 1961-90	2009 (Std.)	Proz. von 1961-90	2009 (Std.)	Proz. von 1961-90	2009 (Std.)	Proz. von 1961-90	2009 (Std.)	Proz. von 1961-90
Hamburg	62,2	160,5	37,5	58,6	90,2	89,5	280,9	179,6	268,9	126,1	208,6	103,2	222,0	110,2	243,7	121,3	172,7	124,4	96,5	100,0	18,9	38,4	35,2	112,3	640,0	136,0	674,3	109,1	288,1	101,3	135,6	101,4	1737,3	115,3
Bremen	52,7	134,4	36,4	53,9	102,6	101,1	268,9	173,7	251,9	122,7	213,2	109,9	224,3	116,8	236,6	122,5	164,8	121,6	97,1	99,6	27,4	54,1	39,8	119,0	623,4	135,0	674,1	114,5	289,3	102,0	140,5	100,5	1715,7	116,4
Berlin	62,7	147,5	30,5	43,3	82,9	68,8	304,8	189,2	245,4	108,8	188,5	88,2	224,5	100,5	281,6	131,4	209,7	134,4	73,5	67,3	57,8	115,3	31,1	89,0	633,1	124,8	694,6	104,6	341,0	108,1	130,1	88,3	1792,9	109,7
Schleswig-Holstein	56,7	144,1	43,6	67,3	89,6	85,7	281,6	171,3	281,2	126,2	234,7	111,6	228,3	108,9	235,0	111,7	171,3	119,6	106,7	108,9	20,0	39,6	32,8	94,9	652,4	132,7	698,0	108,2	297,9	102,2	132,7	96,0	1781,3	113,7
Niedersachsen	61,2	159,9	36,8	55,8	97,6	95,5	256,1	169,2	246,9	122,5	202,5	106,2	219,0	114,4	238,4	124,4	159,0	117,9	89,2	90,5	31,8	65,2	40,2	127,7	600,6	132,0	659,9	113,2	279,9	99,2	147,0	108,6	1678,5	115,3
Nordrhein-Westfalen	90,8	218,1	35,1	48,4	97,7	94,7	213,3	144,3	212,4	111,9	183,3	101,9	208,3	111,2	240,5	131,7	148,3	109,8	86,3	80,8	39,6	75,3	40,3	109,0	523,4	118,7	632,1	114,2	274,2	93,1	185,0	122,6	1595,9	110,8
Rheinland-Pfalz	87,9	217,3	47,4	64,8	100,8	91,3	207,9	137,5	201,5	105,3	208,2	110,0	204,8	97,7	253,6	131,1	155,8	103,3	91,0	86,9	40,9	77,6	36,2	95,0	510,1	112,6	666,6	112,1	287,7	93,4	187,2	123,4	1636,0	108,5
Saarland	93,8	237,6	46,1	60,8	102,8	90,4	209,2	135,0	201,9	101,6	240,5	119,9	205,3	90,9	263,4	130,6	170,3	107,8	106,1	99,9	31,4	58,8	34,3	86,4	514,0	109,9	709,2	112,4	307,7	96,9	200,1	129,2	1705,1	108,5
Baden-Württemberg	96,2	197,3	62,2	81,6	88,4	75,6	201,5	133,7	211,1	111,6	214,8	108,9	206,5	90,3	261,1	126,8	179,6	108,1	97,5	83,5	63,8	103,7	46,0	103,4	501,1	109,7	682,4	107,2	340,9	99,0	209,5	123,7	1728,7	107,6
Hessen	86,8	242,5	46,8	67,7	88,6	83,0	223,2	147,2	201,8	104,2	176,3	94,3	196,9	96,5	243,8	128,4	149,0	104,7	79,0	79,4	34,1	78,9	30,8	97,0	513,6	113,6	617,1	105,4	262,1	92,0	181,7	133,2	1557,0	106,7
Bayern	88,1	177,5	56,7	72,9	74,3	62,4	241,7	157,4	209,3	108,1	185,9	96,3	201,1	90,9	254,7	126,0	180,2	112,3	85,8	72,8	67,9	119,4	38,9	88,9	525,3	112,7	641,7	103,0	333,9	99,6	206,0	120,5	1684,5	105,6
Mecklenburg-Vorpommern	60,2	147,2	33,5	49,7	93,9	82,7	313,0	187,2	262,9	111,6	215,3	98,6	232,2	104,3	262,2	120,8	191,7	124,2	85,1	81,2	34,8	66,5	32,3	88,4	669,8	129,7	709,7	105,0	311,6	100,0	122,7	85,2	1817,1	110,2
Brandenburg	60,9	139,3	31,5	44,9	85,8	71,5	301,5	185,4	246,3	109,8	184,0	87,0	226,4	101,4	276,9	130,0	199,2	128,0	73,8	67,4	59,5	118,0	34,6	95,4	633,5	125,0	687,4	103,9	332,6	105,4	126,8	84,7	1780,4	108,9
Sachsen-Anhalt	65,4	154,0	37,3	55,1	87,2	79,8	266,7	175,4	242,4	117,6	181,9	92,7	218,9	105,8	259,3	130,8	177,6	123,5	78,8	75,6	52,8	104,5	37,7	106,0	596,3	127,5	660,1	108,2	309,2	103,5	139,2	95,8	1706,0	112,1
Sachsen	73,4	148,2	40,9	58,3	68,5	62,4	266,7	178,4	219,7	109,3	145,2	76,3	201,2	95,9	263,1	132,4	177,8	120,3	69,0	58,5	72,3	134,8	42,8	104,5	554,9	120,6	609,5	100,1	319,1	99,9	157,7	98,1	1640,7	105,9
Thüringen	76,5	179,3	48,3	70,1	78,8	74,7	233,6	158,5	208,0	106,5	158,9	86,9	192,0	93,6	244,8	127,3	154,2	107,7	69,4	64,8	47,6	97,9	33,2	91,8	520,4	116,1	595,7	100,7	271,1	90,7	162,5	109,9	1545,2	104,0
Deutschland	77,4	177,6	44,8	61,7	87,2	78,8	247,5	162,5	226,1	115,6	192,3	100,3	210,7	100,9	252,9	128,5	171,6	114,8	85,4	78,7	49,6	92,7	38,1	98,9	560,9	122,3	655,9	108,6	306,6	98,4	170,1	110,1	1683,5	110,2

Tab. 3: Gebietsmittel der Sonnenscheindauer

Land	Eistage (Maximum unter 0 °C)		Frosttage (Minimum unter 0 °C)		Sommertage (Maximum mind. 25 °C)		Heiße Tage (Maximum mind. 30 °C)		Tage mit mind. 10 mm Niederschlag		Tage mit Hagel (Mai-September)	
	2009 (Tage)	Proz. von 1961-90	2009 (Tage)	Proz. von 1961-90	2009 (Tage)	Proz. von 1961-90	2009 (Tage)	Proz. von 1961-90	2009 (Tage)	Proz. von 1961-90	2009 (Tage)	Proz. von 1961-90
Hamburg	13,5	66,1	65,8	93,4	26,5	124,7	2,4	76,6	17,0	93,0	1,0	169,0
Bremen	13,1	72,3	61,3	88,8	26,7	130,5	2,8	98,6	15,1	90,8	0,8	118,6
Schleswig-Holstein	25,1	103,4	77,1	95,2	47,4	132,0	7,2	103,0	13,8	117,0	0,5	46,1
Berlin	12,7	60,0	63,6	83,6	18,0	119,6	1,5	97,7	16,6	80,5	0,7	141,9
Niedersachsen	16,6	80,9	69,2	92,0	32,7	146,3	4,2	130,0	15,9	88,4	0,6	88,4
Nordrhein-Westfalen	16,0	93,4	68,2	96,8	34,0	136,0	4,1	100,9	24,1	101,1	0,6	75,6
Rheinland-Pfalz	20,2	93,3	75,0	88,9	37,2	128,6	5,8	117,0	23,4	105,1	0,7	95,8
Saarland	18,9	99,1	70,3	87,6	37,0	124,0	4,5	93,0	28,5	99,2	0,4	59,1
Baden-Württemberg	27,7	103,2	95,4	94,0	40,9	131,5	6,9	145,5	29,3	97,4	1,8	167,5
Hessen	26,0	101,5	82,2	91,6	34,4	124,0	5,3	119,3	22,4	105,0	0,8	99,1
Bayern	34,1	98,8	104,1	91,5	38,2	129,7	4,0	101,7	26,9	95,4	1,2	109,8
Mecklenburg-Vorpommern	18,7	71,1	79,9	97,2	31,2	158,2	3,0	115,5	11,6	91,0	0,7	98,3
Brandenburg	25,4	97,7	85,9	98,8	45,6	131,7	6,2	96,4	12,7	108,7	0,7	87,5
Sachsen-Anhalt	21,9	88,3	82,8	98,1	44,2	138,7	6,3	109,2	14,5	121,9	0,6	97,3
Sachsen	32,0	100,9	93,1	98,5	36,5	116,8	3,6	64,9	19,8	114,7	0,6	71,9
Thüringen	31,6	93,1	94,2	92,3	33,5	131,0	3,0	77,4	21,1	117,4	0,4	54,7
Deutschland	24,4	92,9	84,8	93,5	36,4	133,0	4,6	108,4	20,9	99,0	0,9	103,8

Tab. 4: Gebietsmittel der Anzahl der Tage mit klimatischen Besonderheiten

Die Verteilung der Wetterlagen

Im Folgenden wird die Häufigkeit der 2009 aufgetretenen Wetterlagen beschrieben:

Die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD beruht auf numerischen Kriterien, die auf jede meteorologische Situation über Mitteleuropa angewendet werden können. Die Klassifizierung wird einmal täglich um 12 UTC durchgeführt und das Ergebnis als die Wetterlage betrachtet, die für den ganzen Tag gültig ist. Die Datengrundlage liefert das operationelle Wetteranalyse- und Vorhersagesystem des DWD. Kriterien für die Einteilung der Wetterlagenklassen sind die Zirkulationsformen der Atmosphäre (Zyklonalität) in 950 und 500 hPa, die großräumige Anströmrichtung in 700 hPa und der Feuchtegehalt der Troposphäre. Dadurch ergeben sich 40 verschiedene Wetterlagenklassen.

Die Klasseneinteilung erfolgt nach folgendem Schema:

Jede Wetterlagenklasse wird mit einer fünfstelligen Buchstabenkennung abgekürzt, und zwar in folgender Anordnung:

aa z_{950} z_{500} f mit:

aa	**=:**	**Anströmrichtung:**	**XX = keine vorherrschende Richtung, NO = Nordost, SO = Südost, SW = Südwest, NW = Nordwest;**
z_{950} z_{500}	**=:**	**Zyklonalität in 950 bzw. 500 hPa:**	**Z = zyklonal, A = antizyklonal;**
f	**=:**	**Feuchte**	**F = feucht, T = trocken.**

Beispiel:
NOAZT = Nordost, antizyklonal in 950 hPa, zyklonal in 500 hPa, trocken.

Häufigkeit der Wetterlagenklassen 2009

Folgende Wetterlagen sind im Jahr 2009 aufgetreten (in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit):

Rang	Wetterlage	Anzahl	in %	Rang	Wetterlage	Anzahl	in %
1	SWAAF	37	10.14	19	SWZZT	6	1.64
2	NWAZT	33	9.04	20	SOZAT	5	1.37
3	NWAAT	31	8.49	21	SWZAT	5	1.37
4	SWZAF	30	8.22	22	XXZZF	5	1.37
5	XXAAT	25	6.85	23	XXZAT	4	1.10
6	NWAAF	21	5.75	24	XXAZF	3	0.82
7	SWAAT	20	5.48	25	NWAZF	3	0.82
8	SWZZF	18	4.93	26	SOZZF	3	0.82
9	SWAZT	16	4.38	27	SOAAT	2	0.55
10	XXAZT	14	3.84	28	NOAAF	2	0.55
11	NOAZT	14	3.84	29	SOAZT	2	0.55
12	SWAZF	11	3.01	30	NWZAT	2	0.55
13	NOAAT	10	2.74	31	NWZAF	2	0.55
14	XXAAF	8	2.19	32	NOZZT	2	0.55
15	NWZZT	8	2.19	33	NWZZF	2	0.27
16	XXZAF	6	1.64	34	SOAAF	1	0.27
17	SOZAF	6	1.64	35	NOZAF	1	0.27
18	XXZZT	6	1.64	36	NOZZF	1	0.27

Die Wetterlagenklassen NOAZF, SOAZF, NOZAT und SOZZT sind im Jahr 2009 nicht vorgekommen.
Besonders häufig trat in diesem Jahr wieder die hochreichend antizyklonale, feuchte Südwestlage SWAAF auf. Auch die Nordostlage NOAZT sowie die Lagen ohne eindeutig vorherrschende Strömungsrichtung XXAAT und XXAZT waren häufiger vertreten als im langjährigen Mittel. Demgegenüber wurde die hochreichend antizyklonale, trockene Nordwestlage NWAAT wie im Vorjahr deutlich weniger häufig beobachtet als im Mittel. Die 7 Lagen, SWAAF, NWAZT, NWAAT, SWZAF, XXAAT, NWAAF und SWAAT stellten zusammen 54 % aller Lagen dar.

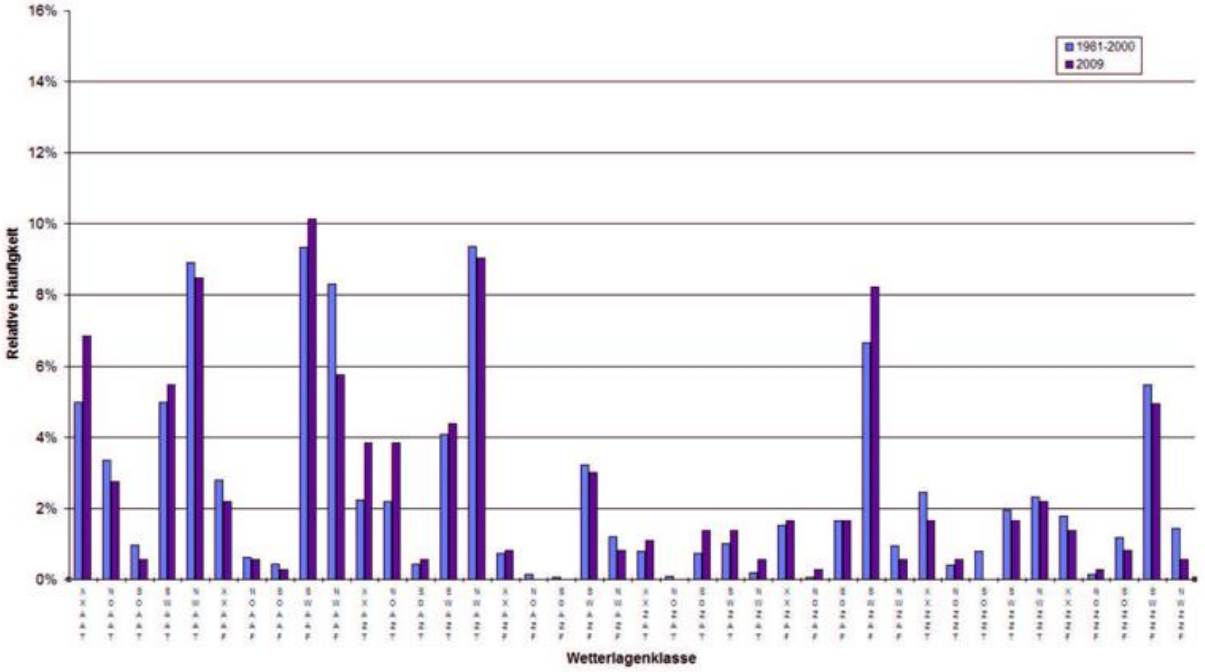


Abb. 9: Relative Häufigkeitsverteilung der objektiven Wetterlagenklassen 2009 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

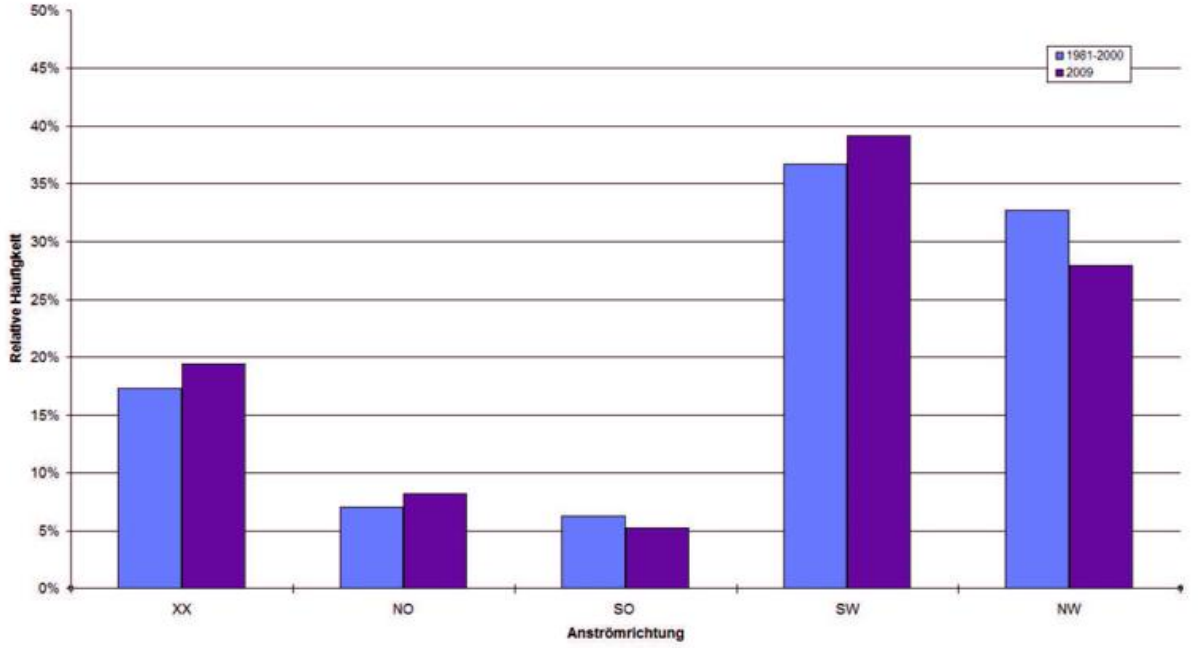


Abb. 10: Relative Häufigkeitsverteilung der verschiedenen Anströmrichtungen nach der objektiven Wetterlagenklassifikation 2009 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

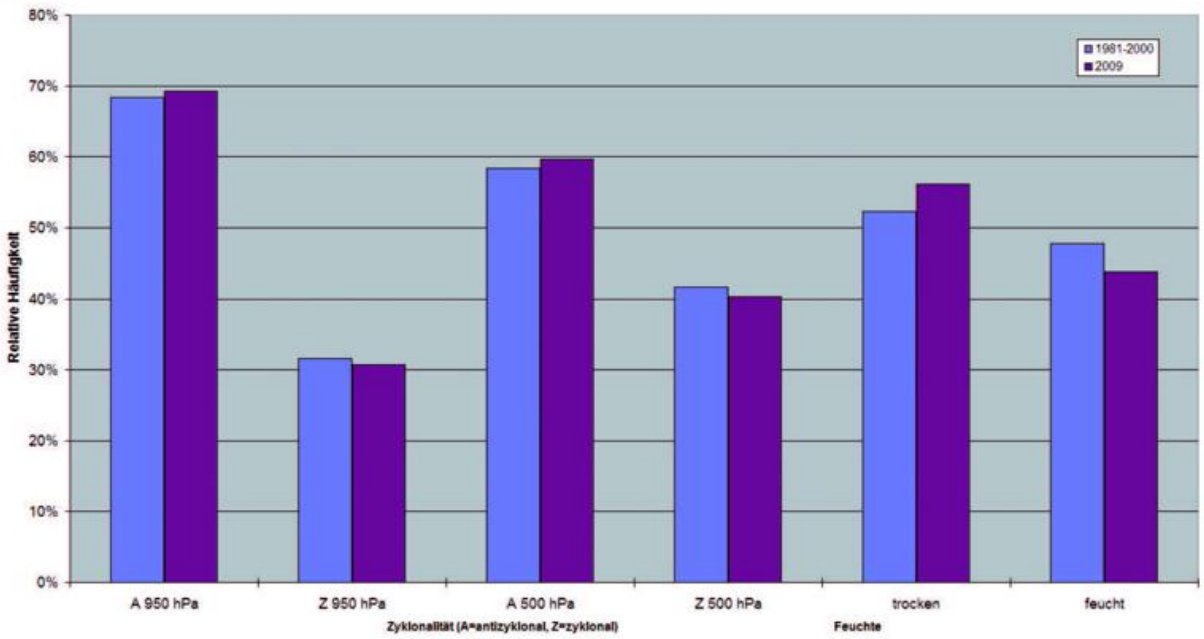


Abb. 11: Relative Häufigkeitsverteilung der Zyklonalitäts- und Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2009 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

Häufigkeit von Wetterlagengruppen 2009

Bei den Häufigkeiten der Wetterlagengruppen (Abb. 10 und 11) ist festzustellen, dass die Nordwestlagen zugunsten der Südwestlagen schwächer vertreten waren, während Lagen ohne eindeutig vorherrschende Windrichtung etwas häufiger auftraten als im Referenzzeitraum 1981-2000. Die Häufigkeit der Lagen mit Ostkomponente entsprach weitgehend dem langjährigen Mittel.
Auch die Häufigkeit zyklonaler und antizyklonalen Lagen in Bodennähe und in der freien Atmosphäre wich kaum von Referenzwert ab. Die feuchten Lagen traten wieder etwas seltener auf als im Bezugszeitraum.

WLK/Monat	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
XX	11	1	4	8	4	4	4	6	13	5	4	7	71
NO	3	4	3	1	3	6	0	1	2	2	0	5	30
SO	1	1	1	11	0	1	0	0	2	1	1	0	19
SW	11	7	6	10	15	9	20	13	4	9	24	15	143
NW	5	15	17	0	9	10	7	11	9	14	1	4	102
A 950 hPa	25	17	21	14	22	20	27	23	22	25	20	17	253
Z 950 hPa	6	11	10	16	9	10	4	8	8	6	10	14	112
A 500 hPa	22	14	18	24	23	13	19	24	22	18	13	8	218
Z 500 hPa	9	14	13	6	8	17	12	7	8	13	17	23	147
trocken	24	15	22	16	17	17	15	15	15	20	11	18	205
feucht	7	13	9	14	14	13	16	16	15	11	19	13	160
Temperatur	-1.7	0.1	0.8	4.5	1.5	-0.6	1.1	2.1	1.4	-0.9	3.3	-0.5	0.9
Niederschlag	52	116	132	52	106	96	133	53	67	138	138	116	100

Tab. 7: Monatliche Häufigkeiten (in Tagen) für die Anströmrichtungen (XX, NO, SO, SW, NW), die Zyklonalität (A=antizyklonal, Z=zyklonal) in 950 und 500 hPa und die Feuchteklassen (feucht und trokken) im Jahr 2009. Zum Vergleich die Deutschlandflächenmittel-Anomalien der Monatsmitteltemperatur (positive Zahlen: warm, negative: kalt) und die monatlichen Niederschlagssumme (in %) als Prozentsatz des Klimamittels 1961-1990.

Jahresverlauf der Wetterlagen und Zusammenhang mit Temperatur/Niederschlag

- Anströmrichtung

Südwestlagen traten im Mai und Juli sowie im November und Dezember besonders häufig auf, während sie im Februar und März sowie im September selten waren. Nordwestlagen waren im Februar und März sowie im Oktober relativ häufig, während sie in den extrem milden Monaten April und November gar nicht bzw. nur an einem Tag auftraten. Die Häufigkeit der Lagen mit Ostkomponente war im April ungewöhnlich hoch, während sie im Juli und August sowie im Oktober gar nicht oder kaum auftraten. Lagen mit uneinheitlicher Anströmrichtung waren im Januar und September ungewöhnlich häufig.

- Zyklonalität

In 950 hPa waren antizyklonale Lagen in allen Monaten mit Ausnahme des Aprils häufiger als die zyklonalen Lagen. Besonders deutlich dominierten sie im Januar sowie von Juli bis Oktober. In 500 hPa waren die antizyklonalen Lagen im Januar, von März bis April und von Juli bis Oktober vorherrschend. Zyklonale Lagen dominierten im Juni sowie im November und Dezember.

- Feuchte

Von Januar bis Juni, sowie im Oktober und Dezember herrschten trockene Lagen vor, während im Juli und August sowie im November überwiegend feuchte Lagen auftraten. Dies spiegelt wieder hauptsächlich die Temperaturverhältnisse wider, da kalte Luft einen niedrigeren Sättigungsdampfdruck besitzt als eine warme Luftmasse. So hatten die 3 Monate mit überwiegend trockenen Luftmassen alle kräftige positive Temperaturabweichungen, während auch in den niederschlagsreichen Monaten oft relativ trockene Luftmassen vorherrschten.

- Temperatur

Das Jahr 2009 war in Deutschland im Mittel 0,9 Grad wärmer als in der internationalen klimatologischen Referenzperiode 1961-90. Nur im Januar lag die Mitteltemperatur deutlich unter den Bezugswerten. So wurde das Jahr insgesamt das 13.wärmste seit 1901.

- Niederschlag

Im Jahr 2009 waren 7 Monate niederschlagsreicher und 5 Monate trockener als in der Referenzperiode. Die Niederschlagsdefizite waren jedoch deutlich größer als die Überschüsse. So wurde das Jahr insgesamt geringfügig trockener als in der Referenzperiode.
Ein klarer Zusammenhang zwischen diesen Witterungsanomalien und den vorherrschenden Wetterlagen lässt sich nur in Einzelfällen feststellen, da Zyklonalität, Anströmrichtung und Feuchte oft gegensätzliche Tendenzen hervorbringen.

Langzeittrends 1980-2009

Bei der Anströmrichtung (Abb. 12) wurden die Trends zu einer Abnahme der Nordwestlagen und zu einer langfristigen Zunahme der Nordostlagen gestärkt.
Bei den Feuchteklassen (Abb. 13) ist die langfristige Zunahme der feuchten Lagen weiterhin vorhanden, wurde aber erneut nicht bestätigt.

Bei der Zyklonalität (Abb. 14 und 15) ist weiterhin nur in 500 hPa ein schwacher Trend zu einer Zunahme antizyklonaler Lagen erkennbar, während in 950 hPa keine langfristigen Tendenzen feststellbar sind.

Weitere Details zur objektiven Wetterlagenklassifikation können dem Internet entnommen werden:
http://www.dwd.de/de/FundE/Klima/KLIS/prod/monitoring/wlk/wlk.htm

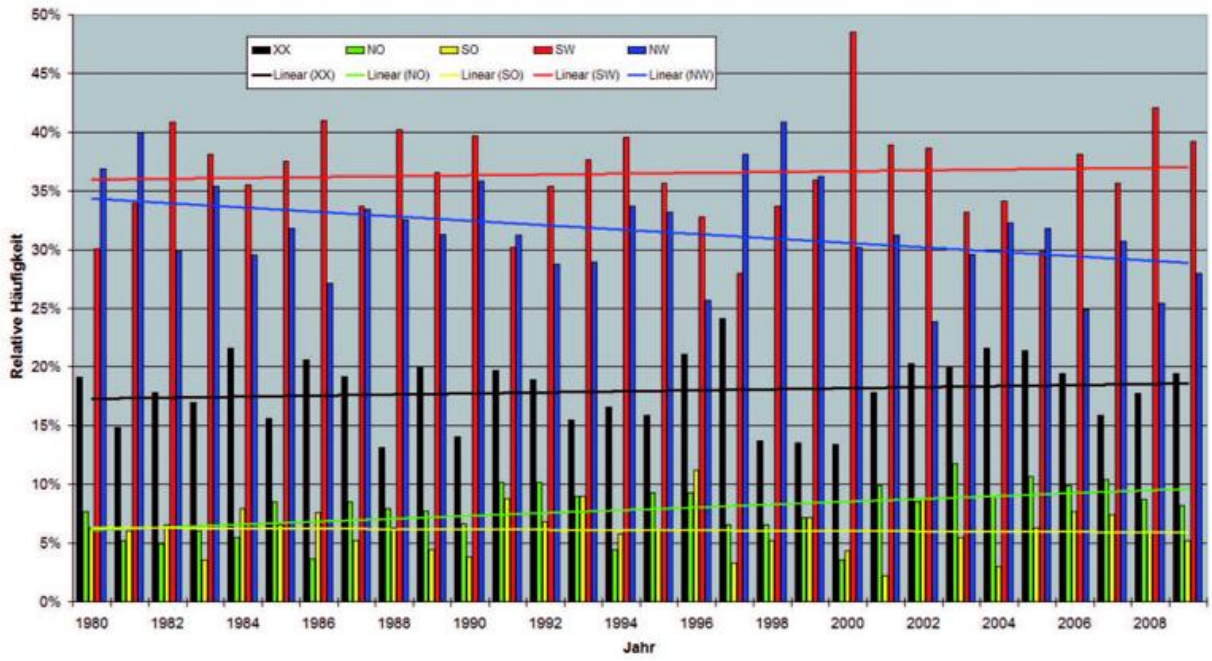


Abb. 12: Langzeittrends der Häufigkeit der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2009.



Abb. 13: Langzeittrends der Häufigkeit der Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2009.

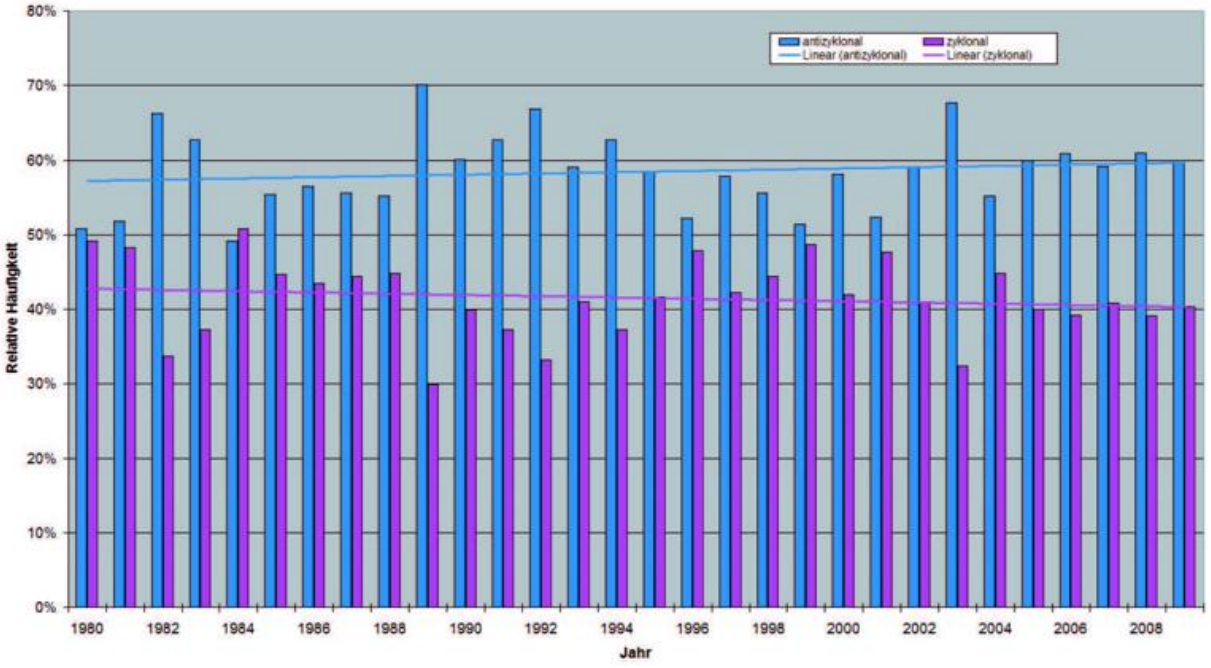


Abb. 14: Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 500 hPa der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2009.

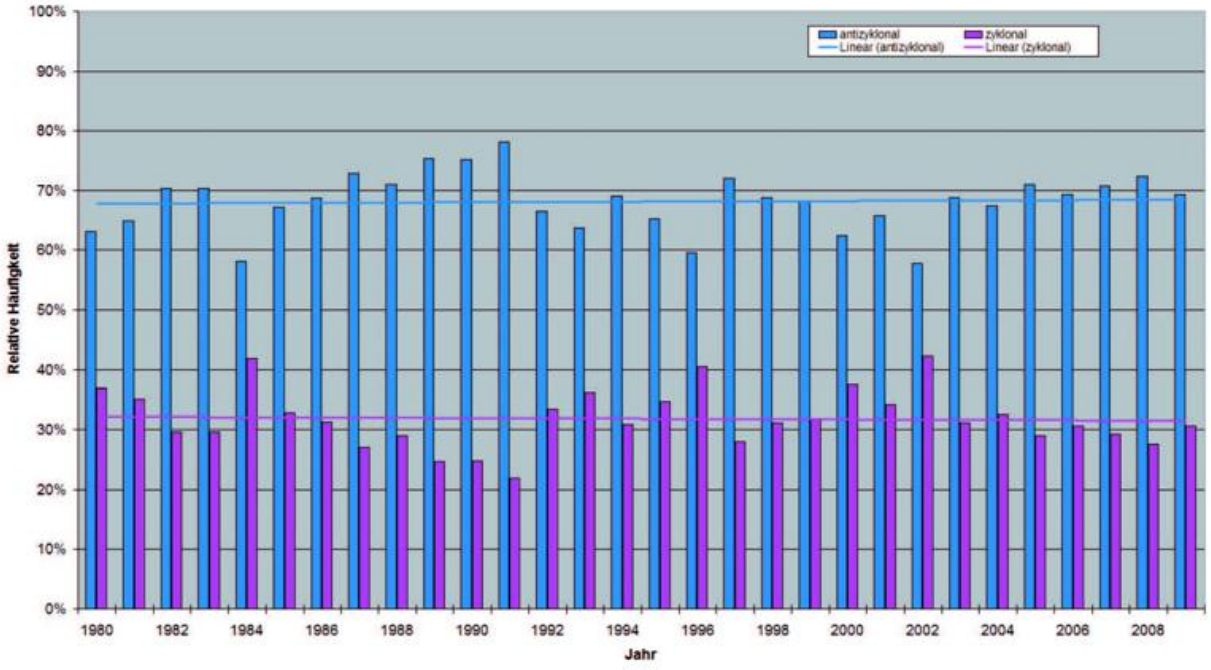


Abb. 15: Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 950 hPa der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2009.

Das Klima in den deutschen Küstengebieten 2009

C. Lefebvre

Die Lufttemperartur

Das Jahr 2009 fiel in den deutschen Küstengebieten mit Jahresmittelmitteltemperaturen von rund 9 bis 10 °C nicht ganz so warm aus wie die Vorjahre, aber es war im Vergleich zum Bezugszeitraum 1961-1990 um rund 1 K zu warm.

Anders als in den letzten Jahren startete das Jahr 2009 nicht mild, sondern winterlich mit Kälte und einer zeitweiligen Schneedecke. Die Monatsmitteltemperaturen des Januars bewegten sich mit Werten zwischen -1,1 °C am Kleinen Haff (Odermündung) und 2,8 °C auf Helgoland um die Mittelwerte des Zeitraums 1961-1990. Verbreitet wurde eine leicht überdurchschnittliche Zahl von 14 bis 20 Frosttagen verzeichnet.
Auch der Februar hatte noch einen winterlichen Charakter, obwohl er mit Monatsmitteltemperaturen zwischen 0 und 3 °C insgesamt um bis zu 1 K zu mild ausfiel. Die Anzahl der Tage mit Luftfrost nahm nach Osten hin deutlich zu. Sie bewegte sich zwischen 3 Tagen auf Helgoland und 20-21 Tagen östlich von Rügen, womit an der Nordsee und westlichen Ostsee Luftfrost um 5-8 Tage seltener auftrat als im Mittel, östlich von Rügen dagegen an bis zu 2 Tagen mehr.
Nach einem März, der um 1-2 K zu mild ausfiel und weniger Frosttage hatte als gewöhnlich, vollzog sich im April eine ungewöhnlich rasche Erwärmung. Dieser Monat war der wärmste und sonnenscheinreichste April seit Beginn regelmäßiger Messungen vor rund 120 Jahren. Nur auf den Inseln und in Küstenbereichen Nordfrieslands blieb er teilweise etwas kühler als der bis dahin wärmste April im Jahr 2007. Die Monatsmitteltemperaturen lagen mit Werten zwischen 7,7 °C am Kap Arkona und 12,4 °C an der Wesermündung um 3-5 K über den Vergleichswerten. Östlich von Rügen gab es mit Höchsttemperaturen von 25-26 °C sogar schon 2 Sommertage.
Der Mai war dann um bis zu 2 K zu warm, wobei ein Kaltlufteinbruch zu den Eisheiligen vom 11. bis 14. Mai regional nur zu geringem Frost in Bodennähe führte.
Der Juni fiel demgegenüber meist um bis zu 1 K zu kühl aus. Die Schafskälte, die gewöhnlich zur Monatsmitte erwartet wird, trat schon am 2./3. Juni ein. Der durch einen Kaltlufteinbruch ausgelöste Temperatursturz machte sich im Ostseebereich stärker bemerkbar als an der Nordsee. Die nächtlichen Tiefsttemperaturen waren teilweise die niedrigsten, die seit Messbeginn jemals in einem Juni registriert wurden. Vereinzelt gab es am 6./7. sogar Frost in Bodennähe.
Die Sommermonate Juli und August, aber auch der September mit seinem Altweibersommer brachten sonnenscheinreiche und überdurchschnittlich warme Witterung, die sich auch in einer überdurchschnittlichen Anzahl an Sommertagen niederschlug. Der 20. August war mit bis zu 33 °C an der Ostsee und 34 bis 35 °C an der niedersächsischen Nordseeküste der heißeste Tag des Jahres.
Im Oktober ging dann das Temperaturniveau deutlich zurück. Dieser Monat fiel sogar um rund 1 K zu kühl aus und brachte vereinzelt den ersten Luftfrost um -1 °C, was aber nicht ungewöhnlich ist.
Kaum kälter als sein Vormonat und damit sehr mild, aber äußerst sonnenscheinarm, war der November. Die Monatsmitteltemperaturen bewegten sich mit 7 bis 10 °C um

2-3 K über den vieljährigen Bezugswerten. Damit war der November 2009 meist nur geringfügig kühler als der bisher wärmste November im Jahr 2006. Die sonst im November üblichen Frosttage blieben im Monatsverlauf verbreitet aus.
Im Dezember kam dann die Kälte. Die Monatsmitteltemperaturen sanken auf Werte zwischen 3,8 °C auf Helgoland und 0 °C östlich von Rügen und lagen damit um rund 1 K unter dem Durchschnitt. Der 19. und 20. Dezember waren die kältesten Tage des Jahres. An der niedersächsischen Nordseeküste erreichten die Tageshöchstwerte nur -6 bis -7 °C, an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns sogar nur -10 bis -12 °C. In der Nacht trat auch der strengste Luftfrost auf. Während an der Nordsee nur Tiefstwerte von -3 bis -9 °C verzeichnet wurden, gingen die Lufttemperaturen an der Ostsee auf -10 bis -20 °C zurück. Im Monatsverlauf trat Luftfrost - mit Ausnahme der Inseln Helgoland und Fehmarn - an 10 bis 17 Tagen auf, was dem vieljährigen Mittel entspricht. Auch die Zahl der Tage mit Dauerfrost, die sich meist bei 4 bis 6 Tagen bewegte, lag an der Ostsee im Bereich der Mittelwerte, an den Nordseeküsten sogar meist um 3 bis 4 Tage darüber.

Obwohl die Wintermonate kalt und frostreich waren, blieb die Gesamtzahl der Frost- und Eistage des Jahres 2009 unter den Mittelwerten von 1961-1990. Das ist vor allem auf die ungewöhnlich milden Monate April und November zurückführen, in denen Fröste weitgehend ausblieben. Lediglich östlich von Rügen lag die Anzahl der Frosttage mit 80-87 Tagen im Bereich der Mittelwerte. Im übrigen Ostseebereich traten zwischen 47 bis 60 Frosttage auf, womit die Vergleichswerte um 10-15 Tage unterschritten wurden. An der Nordsee gab es Luftfrost entlang der Küsten an 45-50 Tagen, auf den Friesischen Inseln an rund 35 Tagen und auf Helgoland an 24 Tagen. Damit wurden die Mittelwerte hier um rund 10 Tage verfehlt. Dauerfrost herrschte an der Nordsee nur im Januar und Dezember, an der Ostsee auch im Februar. Die Zahl der Eistage bewegte sich meist zwischen 6 und 13, östlich von Rügen zwischen 16 und 19 Tagen. Auf Helgoland gab es nur 2 Eistage. Damit wurden die Mittelwerte an der Nordsee um 5-9 Tage, an der Ostsee um rund 10 Tage verfehlt. Verglichen mit den Vorjahren verzeichneten 2007 und 2008 weniger, das Jahr 2006 mehr dieser kalten Ereignistage.

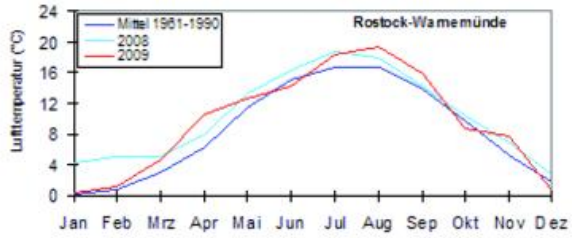


Abb. 1: Jahresgang der Monatsmitteltemperatur

Nachdem östlich von Rügen schon Ende April Höchsttemperaturen von mindestens 25 °C erreicht wurden, brachten die Monate Mai bis September weitere Sommertage. Insgesamt wurden auf Helgoland 2, am Kap Arkona 3, an der Nordsee 5 bis 17, an der Ostsee 11 bis 24, am Kleinen Haff 34 Sommertage gezählt. Das waren an der Nordsee um bis zu 4, an der Ostsee meist 4 - 7 Tage mehr als im Mittel. Höchsttemperaturen von mindestens 30 °C wurden nur an maximal 2 Tagen verzeichnet, womit die Zahl der heißen Tage die Durchschnittswerte traf. Verglichen mit den Vorjahren hatte vor allem das Jahr 2006 deutlich mehr dieser sehr warmen Tage.

Der Niederschlag

Anders als im Vorjahr, in dem meist überdurchschnittliche Niederschläge fielen, war das Jahr 2009 vielfach leicht zu trocken. Niederschlagshöhen zwischen 460 und 570 mm an der Ostsee und 650 und 770 mm an der Nordsee bedeuteten Defizite bis 15 %. Sowohl die Zahl der Tage, an denen mindestens 1 mm Niederschlag registriert wurde, als auch die mit Starkniederschlägen von mindestens 10 mm lagen dabei im Bereich der Mittelwerte.
Den geringsten Niederschlag verzeichnete im Jahresverlauf der April, bei dem die 2. Monatsdekade sogar niederschlagsfrei blieb. An der Ostsee fielen weniger als 10 mm, an der Nordsee rund 10-20 mm, was 20-50 % der Monatsmittel bedeutet. Damit war dieser April nicht so niederschlagsarm wie der bereits erwähnte April 2007, in dem es nur wenige Millimeter Regen gab.
Weniger Niederschlag als gewöhnlich verzeichneten aber auch der Januar mit Niederschlagshöhen von etwa nur der Hälfte der Mittelwerte, der Juni, in dem der Nordseebereich teilweise der niederschlagsärmste Raum in ganz Deutschland war, der August und September, in denen regional ebenfalls nur die Hälfte des gewöhnlichen Niederschlags fiel, der Oktober im Nordseeraum und der Dezember.
Zu nass war es vor allem im Juli mit Überschüssen bis um 50 %, im Oktober an der Ostsee mit bis zum Doppelten der Monatsmittel und im November mit einem Plus bis ebenfalls um 50 %.
In den Wintermonaten fiel der Niederschlag teilweise als Schnee. Im Januar entwickelte sich eine geschlossene Schneedecke bis 4 cm Höhe vom 5. bis 9. Januar, die aber zur Monatsmitte wieder abgetaut war. Schneefall in den ersten Februartagen und in der 2. Februardekade ließ verbreitet eine geringe Schneedecke bis zu 5 cm Höhe entstehen. An einigen Küstenabschnitten der Ostsee wuchs die Schneedecke um die Monatsmitte bis auf 10 cm an, östlich von Rügen am 19. sogar bis auf 20 cm. Während an der Nordsee der Schnee sehr schnell wieder abtaute, hielt er sich an der Ostsee bis in die letzte Februarwoche hinein. Nur sehr kurz andauernde Schneedecken wurden dann in den Monaten März und November beobachtet.
Im Dezember wurden nach einer Umstellung auf frostige Witterung zur Monatsmitte gebietsweise Schneehöhen von 10 cm erreicht, was im Insel- und Küstenraum Ostfrieslands teilweise Rekordschneehöhen für diesen Monat bedeutete: z.B. auf Norderney am 18. eine Schneehöhe von 17 cm (bisher 14 cm am 31.12.1962) und in Emden am 22. eine von 25 cm (bisher 11 cm am 03.12.1973). Milde Witterung und Regen zu Weihnachten, also das bekannte ‚Weihnachtstauwetter', bewirkten ein rasches Abtauen der Schneedecke noch vor Jahresende.

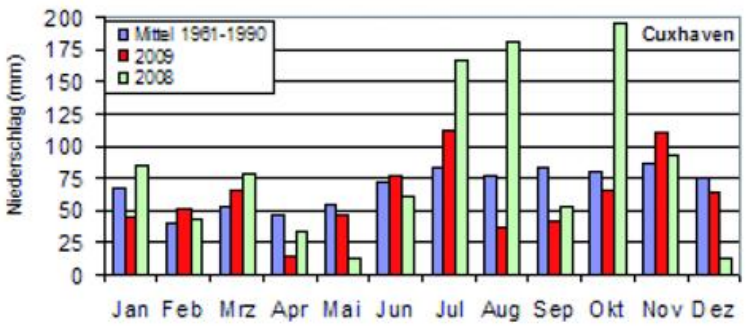


Abb. 2: Jahresgang der monatlichen Niederschlagshöhe

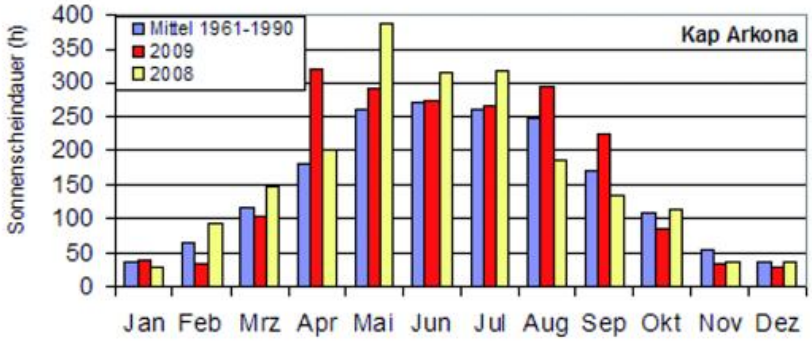


Abb. 3: Jahresgang der monatlichen Sonnenscheindauer

Die Sonnenscheindauer

Die Sonnenscheindauer bewegte sich meist zwischen 1620 Stunden an der Ems-Mündung und 1986 Stunden am Kap Arkona. Damit überschritt sie die vieljährigen Mittelwerte vielfach um rund 10 % und war damit ähnlich hoch wie im Vorjahr.
Außergewöhnlich sonnenscheinreich war der April. Mit Ausnahme von Helgoland war er der sonnenscheinreichste April seit dem Beginn regelmäßiger Aufzeichnungen. Bei vorherrschendem Hochdruckeinfluss wurden mit 222 (Emsmündung) bis 333 (Kleines Haff) Sonnenstunden die vieljährigen Mittelwerte um 30 bis 100 % überschritten. Auch im Mai wurden die Mittelwerte noch um 30 % überschritten. Überdurchschnittlich viel Sonnenschein verzeichneten auch der Januar, verbreitet die Sommermonate und der September.
Dagegen schien die Sonne in den ohnehin schon sonnenscheinarmen Monaten Februar und November noch deutlich seltener als gewöhnlich. Mit 20-30 Stunden im Februar an der Nordsee und 30-40 Stunden im November an der Ostsee wurde nur rund die Hälfte der mittleren Sonnenscheindauer registriert.

Die Wassertemperatur

Die küstennahen Gewässerzonen von Nord- und Ostsee kühlten sich im Januar aufgrund der frostigen Witterung auf 1 bis 3 °C am Monatsende ab. Dabei kam es vor allem in den geschützten Buchten und inneren Boddengewässern der Ostsee, vom 6. an auch an den nordfriesischen Küsten zu vorübergehender Eisbildung. Aber nur die Boddengewässer südlich vom Darß und das Kleine Haff waren überwiegend mit Festeis, das meist dünner als 15 cm war, bedeckt. Im Februar kühlten sich die Gewässer noch weiter ab und erreichten in den küstennahen Zonen eine Mitteltemperatur um 2 °C. Damit lagen die küstennahen Ostseetemperaturen und die Wassertemperatur der gesamten Nordsee mit 5,5 °C im Bereich der vieljährigen Mittelwerte. Die flacheren Nordseegebiete blieben dagegen um 1-2 K zu kühl.
Das Eis schmolz in der 2. Februarwoche fast vollständig ab und auch das Neueis, das sich nach Monatsmitte gebildet hatte, schmolz mit der Erwärmung in der letzten Februarwoche zügig ab.
Im März vollzog sich dann zunächst eine allmähliche, im April eine rasche Erwärmung der Gewässer, die die Wassertemperaturen in den flacheren Gewässerzonen auf 10-14 °C ansteigen ließ. Kühler war es in den tieferen Gewässerzonen bei

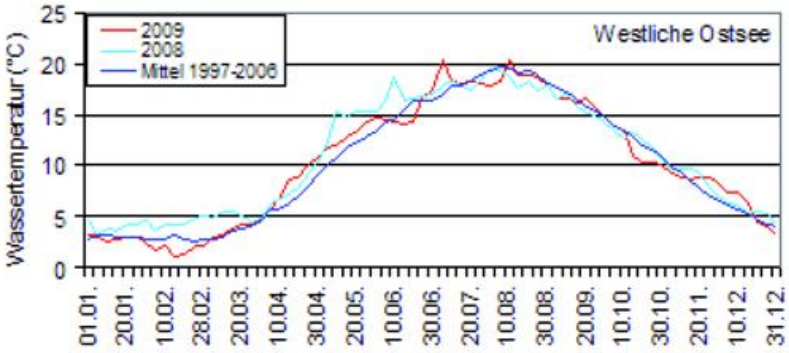


Abb. 4: Jahresgang der Wassertemperatur

Helgoland und am Kap Arkona, wo am Monatsende 8-9 °C gemessen wurden. Die Monatsmittel bewegten sich nun um rund 1-2 K über dem Durchschnitt.
Im Juni mit seinem unterdurchschnittlichen Temperaturniveau verzögerte sich dann die weitere Erwärmung deutlich, so dass die Wassertemperaturen in den flacheren Küstenbereichen von Nord- und Ostsee mit 15-16 °C im Monatsmittel leicht unter den vieljährigen Bezugswerten blieben.
Anfang Juli erwärmten sich die Gewässer bei Hochdruckeinfluss kräftig und erreichten in der westlichen Ostsee stellenweise fast 23 °C im Tagesmittel. Mit Einsetzen kühlerer Westwetterlagen kehrten die Temperaturen aber rasch wieder zu Werten zwischen 17 °C um Rügen und 20 °C an der Nordseeküste zurück. Insgesamt lagen sie um 1-2 K über dem Mittel.
Im August und September blieb die westliche Ostsee überdurchschnittlich warm, während die Nordseetemperaturen im Bereich der vieljährigen Mittelwerte lagen.
Nach einem beschleunigten Temperaturrückgang im Oktober verzögerte die milde Novemberwitterung dann die weitere jahreszeitliche Abkühlung erheblich. Die Wassertemperaturen, die zu Monatsbeginn bei 9 °C in den flacheren Nordseegewässern und 10 °C in den küstennahen Gebieten der westlichen Ostsee lagen, gingen nur um 1 K zurück, und die Monatsmittel lagen um rund 1 K über dem Durchschnitt.
Im Dezember förderte die frostige Witterung die Abkühlung der Gewässer. In den küstennahen Nordseezonen gingen die Wassertemperaturen sogar um 6 bis 7 K auf 1bis 2 °C zurück, an der westlichen Ostsee um 4 bis 5 K auf 3 °C. Im Mittel waren die Gewässer aber noch um rund 0,5 K zu warm.

Der Wind

Das Jahr 2009 begann im deutschen Küstenraum nicht so windreich wie die beiden Vorjahre. Tiefdruckgebiete oder Tiefausläufer lösten nur Spitzenböen aus, die Bft 8 oder 9 entsprachen, in exponierten Insellagen vereinzelt auch Bft. 10. Dabei wehten im winterlich geprägten Januar Winde aus südlichen Richtungen zu rund 65 % der Zeit. Etwa doppelt so häufig wie gewöhnlich, nämlich zu rund 30 % der Zeit, kamen im Nordseeraum Starkwinde von Bft 6-7 vor.
Im weiteren Jahresverlauf war dann das Auftreten von Starkwinden deutlich geringer. Der April fiel ungewöhnlich windarm aus, wobei der Anteil von Winden aus östlichen Richtungen (siehe Abb. 5) mit 60-70 % doppelt so hoch war wie im Mittel.
In den Sommermonaten traten immer mal wieder stürmische Winde auf, verursacht

entweder durch Tiefausläufer oder durch Gewitter. Meist entsprachen die stärksten Böen aber nur Bft 8 bis 9, regional mal Bft 10 und bei Gewittern vereinzelt Bft 11 (z.B. am 21. Mai in Rostock-Warnemünde).
Im September wurden von dem ehemaligen Tropensturm DANNY, der am 3. und 4. September unter Verstärkung die Nordsee überquerte, orkanartige Böen (Bft 11) im Nordseeraum ausgelöst.
Ab Oktober war es dann insgesamt wieder windiger. An der Nordsee traten Windstärken ab Bft 6 mit einem Anteil von 30 % im Oktober, 40 % im November und von 35 % im Dezember etwa doppelt so häufig auf wie im Mittel. Maximale Spitzenböen entsprachen meist Bft 8 bis 9, ein bis zweimal pro Monat auch Bft 11. Das Sturmtief SÖREN, das am 3. Oktober nördlich von Groß Britannien nach Südskandinavien zog, führte auf der Hallig Hooge sogar zu Böen bis Orkanstärke.
Die milde Witterung im November war mit einem ungewöhnlich hohen Anteil an Winden aus südlichen Richtungen verbunden, die zu 85 bis 90 % der Zeit wehten und eine Steigerung zum vieljährigen Mittel von rund 30 % bedeuteten (vgl. Abb. 5).

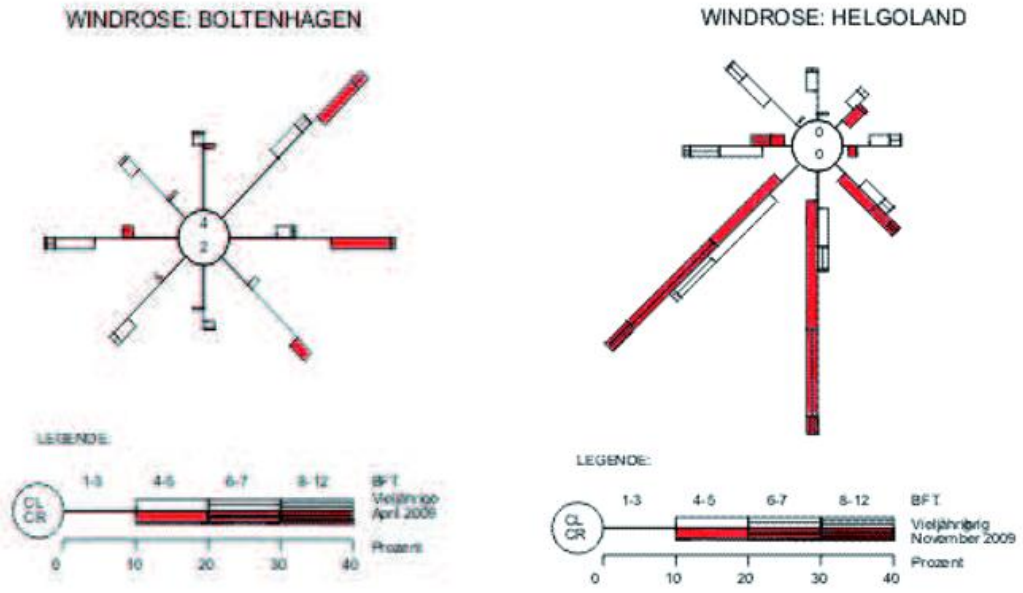


Abb. 5: Windverteilungen an der Station Boltenhagen im April und auf Helgoland im November 2009 (rot) wie auch im vieljährigen Monatsmittel (CL/CR: Prozentualer Anteil der Windstillen vieljährig und 2009)

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre

K. Zimmermann, H. Nitsche

Den folgenden Ausführungen liegen die Radiosondenmessungen und Windpilotierungen an den Stationen des gemeinsamen Messnetzes des Deutschen Wetterdienstes und des Geoinformationsdienstes der Bundeswehr zugrunde. Es handelt sich um TEMP- bzw. PILOT-Meldungen, die über GTS empfangen wurden.

Zirkulation und Höhenwind

In den Abbildungen 1 und 2 sind für Schleswig und Stuttgart (als repräsentative Stationen für Nord- und Süddeutschland) die mittleren monatlichen Windvektoren für das Jahr 2009 dargestellt.

Generell zeigen die Strömungsmuster von Schleswig und Stuttgart keine markanten Unterschiede. In der Troposphäre waren für die Strömung über beiden Stationen im Januar und April Hochdruckwetterlagen prägend wirksam. Im Februar und März hatte die Troposphärenströmung eher meridionalen Charakter, während in den Monaten Mai bis August eine stabile westliche Strömung dominierte. Die Monate September und Oktober waren an beiden Stationen übernormal antizyklonal geprägt. Im November und Dezember wurde wiederum die für diese Monate typische Westdrift beobachtet.

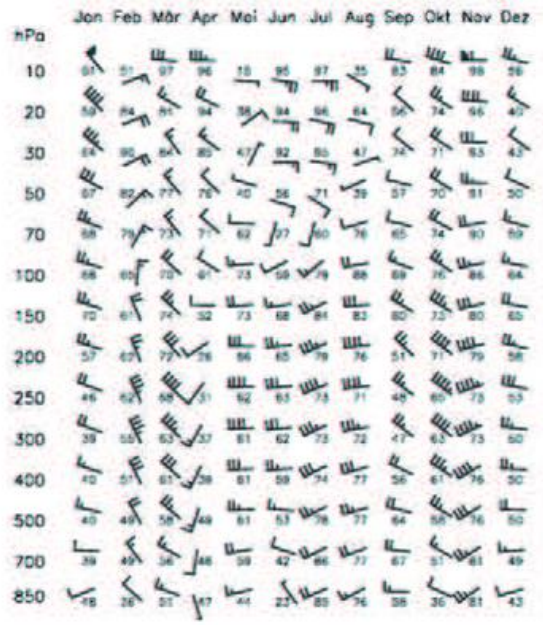


Abb. 1: Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit, Schleswig 2009



Abb. 2: Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit, Stuttgart 2009

In der Stratosphäre war im Januar die winterliche Westwindzirkulation noch kräftig ausgeprägt. Im Februar dagegen wurde ein besonderes Phänomen beobachtet. Ende Januar setzte eine plötzliche Stratosphärenerwärmung ein (Sudden Stratospheric Warming SSW), die zwischen 50° Nord und 90° Nord im Februar ihren Höhepunkt erreichte (s. NCEP-National Centers for Environmental Prediction Daten für die Nordhemisphäre;http://acdb-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/met/ann_data.html). Damit herrschten im Februar sommerliche Verhältnisse in der Stratosphäre, was zur Ausbildung einer Ostströmung führte, die über Deutschland fast den gesamten Februar stabil blieb. Die eigentliche sommerliche Ostwindzirkulation setzte im Mai ein, erreichte aber erst im Juni hohe Beständigkeit.

Tab. 1: Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre an 11 Radiosondenstationen für das Jahr 2009 (Datenbasis: Monatsmittelwerte und Tagesmittelwerte aus 2 bis 4 Windprofilen pro Tag, manuell korrigierte Werte sind mit * gekennzeichnet.)

Station	Druckfläche (hPa)	Beginn (Tag)	Ende (Tag)	Dauer (Tage)
SCHLESWIG (WEWA)	20	136	243	108
	50	147	217	71
GREIFSWALD (WEWA)	20	135	243	109
	50	149	217	69
EMDEN (BW)	20	136	243	108
	50	148	213	66
BERGEN (BW)	20	140	243	104
	50	147	221	75
LINDENBERG (OBS)	20	144	243	100
	50	147	220	74
ESSEN-BREDENEY (AWST)	20	144	243	100
	50	147	213	67
MEININGEN (WEWA)	20	144	243	100
	50	147	213	67
IDAR-OBERSTEIN (BW)	20	145	243	99
	50	147	223	77
STUTTGART(SCHNAR AWST)	20	144	243	100
	50	147	220	74
KÜMMERSBRUCK (BW)	20	145	243	99
	50	146	221	76
OBERSCHLEISSHEIM	20	148	243	96
	50	147	220	74

Sommerliche Ostwindperioden

In Tabelle 1 sind Anfang und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre für die Druckflächen 20 hPa und 50 hPa für 11 Radiosondenstationen zusammengefasst. Ergänzend zeigt Abbildung 3 die Folge der sommerlichen Ostwindperioden für drei Druckflächen über Stuttgart von 1985 bis 2009.

Die stratosphärische Ostwindzirkulation setzte in 20 hPa Mitte Mai über Norddeutschland (Schleswig, Greifswald, Emden) ein, wurde aber einige Tage später auch an den anderen Stationen beobachtet. Die Ostströmung blieb, wie auch im Vorjahr, bis Ende August beständig. In 30 hPa, setzte die Ostzirkulation über Stuttgart, genau wie 2008, Ende Mai ein. In 50 hPa wurde die sommerliche Zirkulation an allen Stationen Ende Mai beobachtet und blieb bis Anfang August stabil. Damit wurden im Vergleich zu 2008 deutlich längere Perioden der sommerlichen Ostwindzirkulation in 50 hPa registriert. Dennoch zählt 2009 zu den Jahren mit relativ kurzer Ostwindperiode.

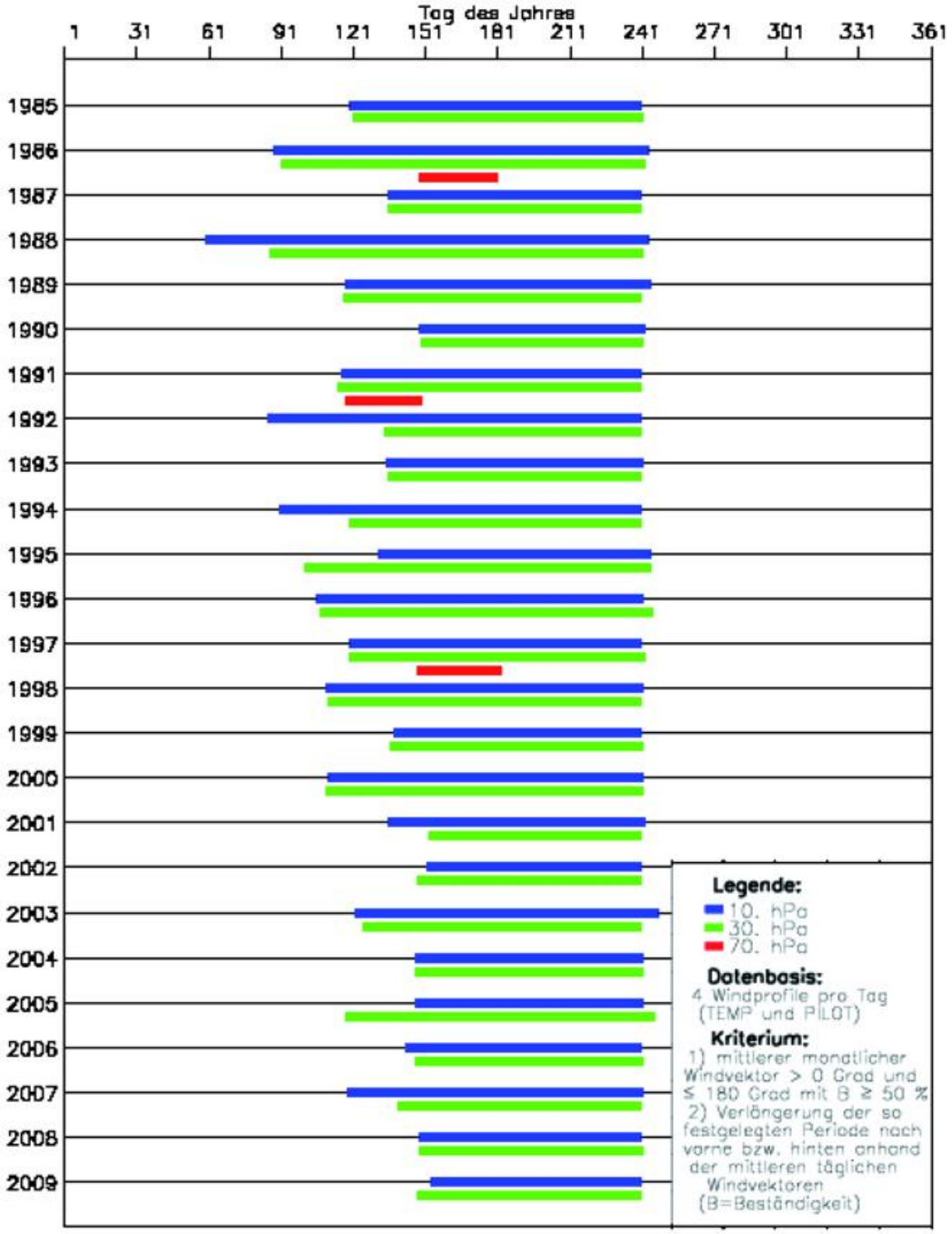


Abb. 3: Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre, Stuttgart 1985-2009

Lufttemperatur

Monatsmittelwerte der Lufttemperatur

In Abbildung 4 sind die Abweichungen der mittleren Lufttemperatur bis 2009 gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990 im Mittel über 7 Radiosondenstationen in 500 hPa und in 50 hPa dargestellt. Betrachtet werden die vier Jahreszeiten seit 1969. Insbesondere im Frühjahr und im Winter erkennt man zwischen 1987 und 2008 markante positive Temperaturabweichungen in der Troposphäre. Mit dem kalten Winter 2009 wird erstmals wieder eine negative Temperaturabweichung verzeichnet. Der Sommer zeichnete sich in den letzten Jahren zwar durch eine konstante aber relativ geringe positive Temperaturabweichungen aus. Die Stratosphäre war 2009 im Frühjahr, Sommer und Herbst wieder zu kühl. Im Winter spiegeln die Temperaturen in 50 hPa das bereits erwähnte Phänomen der plötzlichen Stratosphärenerwärmung wider.

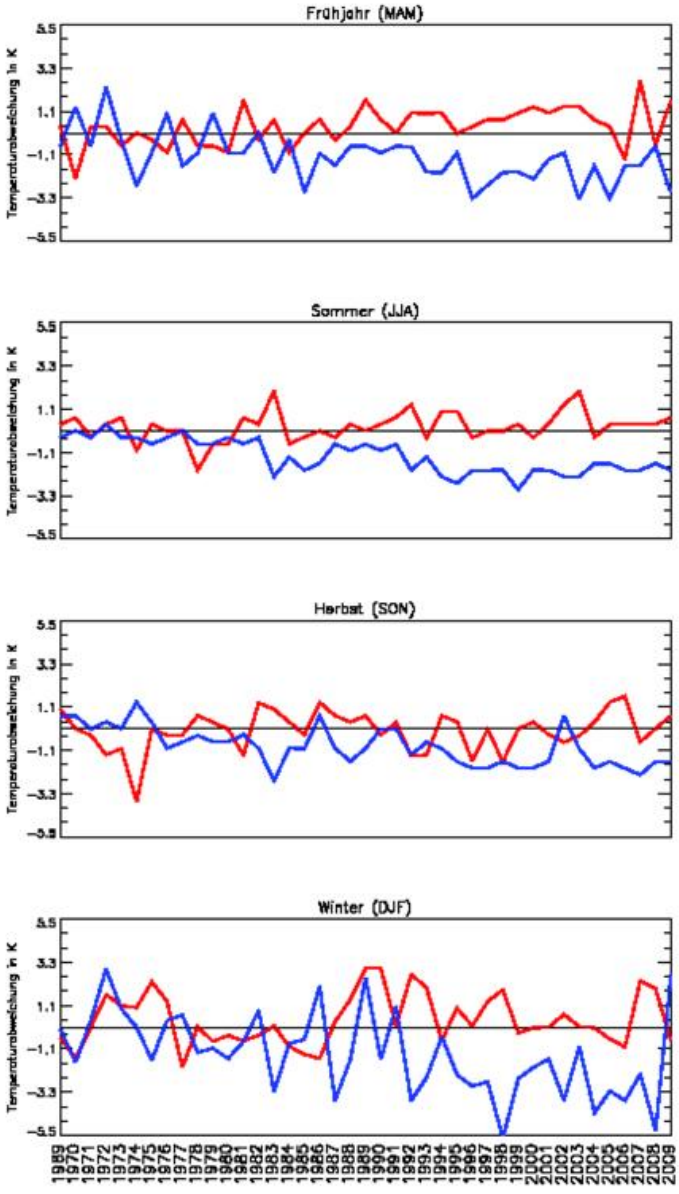


Abb. 4: Abweichungen der mittleren Lufttemperatur vom Referenzzeitraum 1961-1990 für die Jahreszeiten in 500 hPa (rot) und 50 hPa (blau) (Mittelwerte über 7 Stationen)

Temperaturminima in der Stratosphäre

2009 wurde aufgrund der winterlichen Stratosphärenerwärmung an keiner deutschen Radiosondenstation ein Temperaturminimum von -80°C und niedriger gemessen. Die im Gegensatz zum Winter 2008 relativ warme Stratosphäre war gekoppelt mit einer Zunahme des Ozongehaltes (s. Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 123, Juni 2009).

Die agrarmeteorologische Situation im Jahr 2009

W. Trampf, F.-J. Löpmeier

Übersicht über den Verlauf des Jahres

Die erste **Januar**hälfte war bei häufigem Dauerfrost durch eine kalte und trockene Witterung gekennzeichnet. Nachts traten mäßige bis strenge, zeitweise auch sehr strenge Fröste mit Minima um -15°C auf. Im südlichen Ostdeutschland wurden in 2 m Höhe Tiefstwerte bis -25°C gemessen. In der Nähe des Erdbodens (5 cm) sank das Thermometer bis auf -30°C. Die Frosteindringtiefen erreichten Werte um 35 cm. Die Niederschläge fielen als Schnee, so dass sich im größten Teil Deutschlands eine dünne Schneedecke mit Höhen um 5 cm ausbildete. Schneehöhen um 15 cm waren im südlichen Ostdeutschland, von mehr als 20 cm in den Mittelgebirgslagen von Ost- und Süddeutschland sowie in den Alpen anzutreffen. In der zweiten Monatshälfte wurde es mild, so dass die Krume bei einem Temperaturmittel um 1°C wieder auftauen konnte. In tieferen Schichten blieben die Böden weiterhin gefroren. Zum Monatsende zeigte sich mit leichtem Dauerfrost in der Osthälfte wieder ein winterlicher Witterungsabschnitt. So waren Ende Januar im Süden Frosteindringtiefen um 25 cm, sonst um 15 cm, zu verzeichnen.
Die Bodenfeuchten blieben in der Schicht bis 60 cm Tiefe im gesamten Monat im Sättigungsbereich.
Infolge der winterlichen Witterung blieb die absolute Vegetationsruhe bis zum Ende der zweiten Dekade bestehen. Erst im letzten Monatsdrittel wurde im Westen vereinzelt die Haselblüte beobachtet.

Eine unbeständige, am Beginn und Ende milde Witterung, charakterisierte den **Februar**. Zum Monatsbeginn taute die Krume langsam auf, doch in tieferen Schichten blieben die Böden gefroren. Zu Beginn des zweiten Februardrittels setzte mit einem Kaltlufteinbruch und Schneefall ein winterlicher Witterungsabschnitt ein, der bis zum Dekadenende anhielt. Nachts traten leichte bis mäßige, im Süden auch strenge bis sehr strenge Fröste auf. Im Gebiet südlich der Donau wurden wiederholt in 2 m Höhe Minima um -15°C sowie um -20°C in der Nähe des Erdbodens gemessen. Niederschläge fielen als Schnee, so dass fast in allen Gebieten Schneehöhen um 5 cm, im Osten um 10 cm sowie im Süden um 15 cm gemessen wurden. Der Frost drang wieder in die Böden ein, so dass im größten Teil Deutschlands die Eindringtiefen um 10 cm, im Süden um 20 cm, lagen. Erst in den letzten Februartagen floss wieder milde Meeresluft nach Deutschland, so dass die Böden mit Ausnahme des höheren Berglandes frostfrei wurden. Ende Februar wurden im Nordwesten, Westen und Südwesten Krumenmittel um 7°C, in den meisten anderen Gebieten um 5°C, errechnet.
Bei übernormal hohen Monatssummen des Niederschlags blieben die Böden im gesamten Monatsverlauf gesättigt.
Im ersten Februardrittel wurde mit der Haselblüte der Beginn des Vorfrühlings vor allem im Nordwesten und Westen beobachtet. Witterungsbedingt machte die phänologische Entwicklung während der winterlichen Witterungsperiode in der zweiten Dekade kaum Fortschritte. Dann setzte auch in den tieferen Lagen des Südwestens die Haselblüte, im Westen und Nordwesten die Blüte der Schneeglöckchen ein. Aus dem

Nordwesten und Westen wurde Ende Februar der Beginn der Blüte der Erlen gemeldet.

Wie der Februar war auch der **März** durch eine unbeständige Witterung mit einem kurzen winterlichen Abschnitt in der zweiten Monatshälfte gekennzeichnet. Die mittleren Krumentemperaturen lagen überwiegend um 5°C. In der letzten Märzdekade zeigte sich nochmals mit Schneefall eine mäßig-kalte Witterungsperiode. Nachts traten verbreitet leichte, in der Nähe des Erdbodens auch mäßige Fröste auf. Die mittleren Krumentemperaturen gingen zur Mitte des letzten Märzdrittels auf Werte um 2°C zurück. Erst am Monatsende wurde es wieder wärmer.
Durch überdurchschnittlich hohe Monatssummen des Niederschlags wurden in allen Gebieten in der Schicht bis 60 cm Tiefe beständig Bodenfeuchten um 100 % nutzbarer Feldkapazität (nFK) errechnet.
Auf den nassen Böden konnten im März kaum Bestellarbeiten ausgeführt werden, so dass erst zum Monatsende im Westen und Südwesten sowie auch im südlichen Norddeutschland die Aussaat von Sommergetreide erfolgen konnte. In diesen Gebieten begann Winterraps mit dem Längenwachstum. Im Rhein-Main Gebiet und auch in Franken wurde mit der Bestellung von Zuckerrüben begonnen. Infolge der milden Witterung setzten bis zum Ende des ersten Märzdrittels in fast allen Gebieten die Haselblüte sowie auch die Schneeglöckchenblüte ein.
Die wiederholt aufgetretenen winterlichen Witterungsperioden führten in diesem Jahr zu einer Verspätung des Vorfrühlings von fast zwei Wochen. Aus dem gesamten norddeutschen Raum sowie dem Westen und Südwesten wurde in der ersten Märzdekade, in den anderen Gebieten erst in der zweiten Dekade, der Beginn der Erlenblüte gemeldet. Im zweiten Monatsdrittel begann in weiten Teilen Deutschlands ebenfalls die Huflattichblüte, die Salweiden blühten im Südwesten, Westen und Nordwesten. Bis Ende März blühten der Huflattich und die Salweide auch im gesamten Norden und Südosten. In den letzten Märztagen wurde der Beginn der Forsythienblüte aus den tieferen Lagen des Westens und Südwestens gemeldet. Stachelbeersträucher und andere frühe Gehölze entfalteten dort ihre Blätter. Mit Ausnahme des Berglandes zeigte sich in allen Gebieten der Beginn des Ergrünens der Grasflächen.

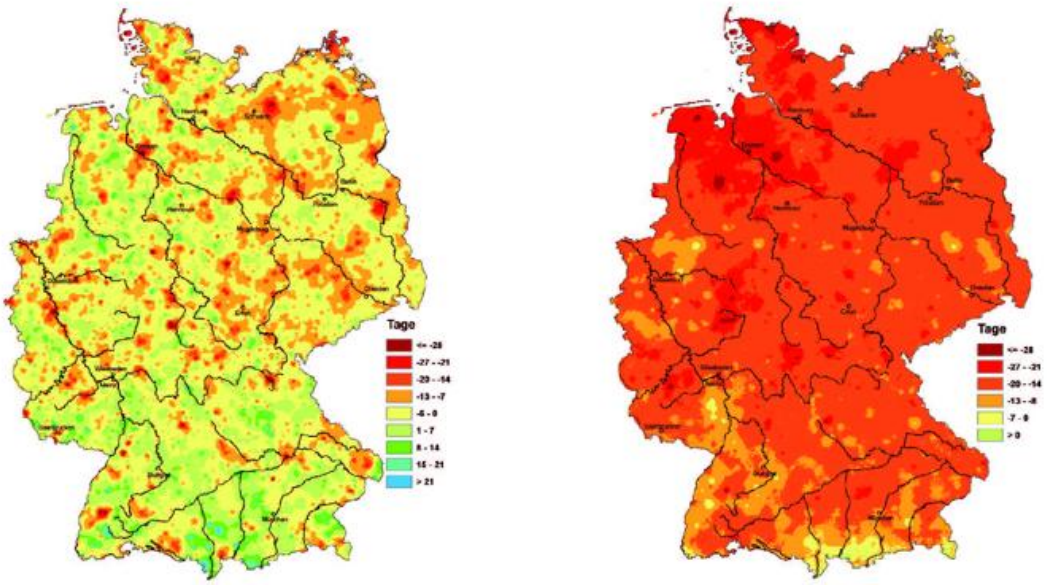


Abb. 1: Abweichung der Schneeglöckchen-(links) und Apfelblüte (rechts) vom vieljährigen Mittel.

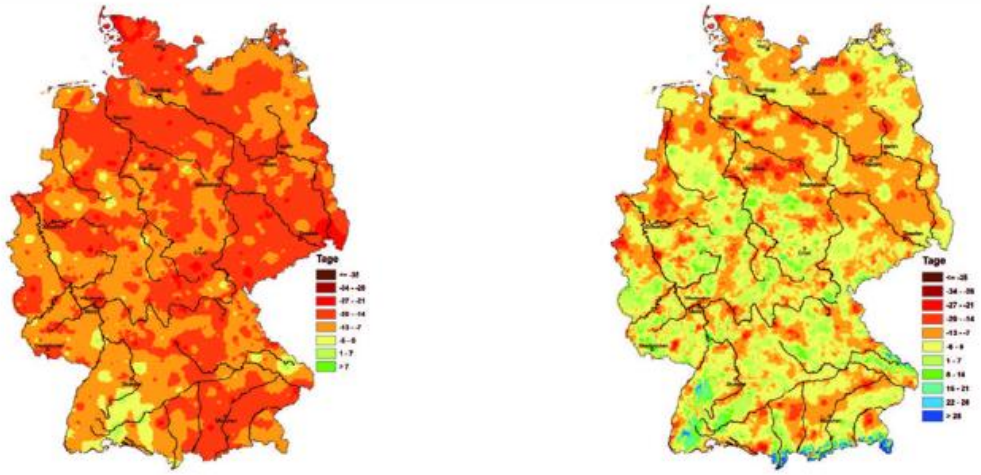


Abb. 2: Abweichung der Eintrittsdatenfür das Ährenschieben vom Winterroggen (links) und der Fruchtreife der Rosskastanie (rechts) vom vieljährigen Mittel.

Der **April** konnte als der wärmste seit Beginn der Wetteraufzeichnungen gewertet werden. Er war nach den nassen Vormonaten deutlich zu trocken. Leichte Nachtfröste vor allem in der Nähe des Erdbodens traten am Monatsbeginn und –ende im Süden und Osten auf. Die mittleren Krumentemperaturen, die in den ersten Apriltagen erst um 8°C lagen, stiegen auf Werte um 15°C an. Sie gingen in kühleren Perioden auf Werte um 12°C zurück.

Im Nordosten traten im gesamten Aprilverlauf keine nennenswerten Niederschläge auf. Doch auch in den anderen Gebieten waren deutlich unterdurchschnittliche Monatssummen zu vermerken, die meist unter 50% der vieljährigen Werte lagen. So gingen bis zum Monatsende die Bodenfeuchten unter Gras meist auf Werte um 80% nFK, im Nordwesten und in Schleswig-Holstein um 70% nFK sowie im Osten um 60% nFK zurück. In Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern, wo nur Niederschlags-summen um 5 mm im gesamten Monat gemessen wurden, war die oberste Boden-schicht bis 20 cm Tiefe ausgetrocknet. In den tieferen Schichten waren aber höhere Bodenwasservorräte vorhanden.

Nach dem niederschlagsreichen März wurde bei günstiger Witterung am Monats-beginn zunächst noch Sommergetreide, dann Zuckerrüben und Kartoffeln bestellt. Vom zweiten Aprildrittel an begann die Maisbestellung, der Aufgang wurde zum Monatsende beobachtet.

Winterraps war Anfang April noch im Schossen, dann setzte die Knospenbildung ein und in der letzten Dekade zeigte sich überall die Blüte. Wintergetreide begann im Monatsverlauf in allen Gebieten mit dem Längenwachstum. Auch das Grünland entwikkelte sich zügig, so dass Ende April die Blüte des Wiesenfuchsschwanzes beobachtet wurde.

Nach der Blattentfaltung der Stachelbeeren waren am Ende der ersten Aprildekade in allen Teilen Deutschlands die Sträucher wieder ergrünt. Die warme Witterung führte dazu, dass im ersten Monatsdrittel in den tieferen Lagen des Südwestens und Westens die Blüte der Süßkirschen sowie der Birken und des Löwenzahns begann. In der folgenden Dekade wurden diese phänologischen Phasen auch im übrigen Deutschland beobachtet. Rasch folgte die Blüte der Apfelbäume, deren Beginn von der Monatsmitte an in allen Gebieten beobachtet wurde. Am Ende der zweiten Aprildekade hatten die Rotbuchen überall ihre Blätter entfaltet.

Die außergewöhnlich milde Witterung führte zu einer raschen Entwicklung der Pflanzen, so dass die im März noch beobachtete Verspätung der phänologischen Eintritts-

daten sich zu einer Verfrühung hin veränderte. Insgesamt waren Ende April die Eintrittsphasen nun ca. 10 Tage verfrüht.

Nach dem trockenen Vormonat zeichnete sich der **Mai** durch eine unbeständige und überwiegend mäßig-warme, zeitweise aber auch kühle Witterung aus. Im ersten Maidrittel trat im Süden stellenweise noch leichter Nachtfrost in der Nähe des Erdbodens, im Südosten auch in 2 m Höhe, auf. Die mittleren Krumentemperaturen lagen häufig um 18°C, in wärmeren Perioden um 21°C.
Die Niederschläge bewegten sich im Mai im normalen bis übernormalen Bereich. Am Monatsende lagen die Bodenfeuchten unter Gras und unter den Kulturen in der gesamten Südhälfte um 85% nFK. Im übrigen Deutschland wurden unter Gras Werte um 55% nFK, unter Winterweizen um 40% nFK, errechnet. Unter Zuckerüben und Mais lagen die Feuchten um 90% nFK.
Bis zum Ende der ersten Maidekade waren in allen Gebieten mit Mais bestellte Flächen aufgelaufen ebenso im Südosten, Norden und im Bergland die Kartoffeln. Zunächst blühte überall der Winterraps, bis zum Monatsende waren die Winterrapsbestände in allen Gebieten abgeblüht. Wintergerste und Winterroggen schoben bis zur Monatsmitte die Ähren. Bei Hafer und den anderen Sommergetreidearten wurde bis zum Ende des zweiten Maidrittels der Beginn des Längenwachstums beobachtet, am Monatsende setzte im Westen das Rispenschieben ein.
In allen Gebieten erfolgte in der ersten Maihälfte der erste Gräserschnitt zur Gewinnung von Silage. Im letzten Maidrittel konnten die trockenen und warmen Tage mit einer hohen Verdunstung zur Heuwerbung genutzt werden.
In den tieferen Lagen des Westens und Südwestens sowie auch im südlichen Nord- und Ostdeutschland zeigten in den letzten Maitagen Zuckerrüben den Bestandsschluß, ebenso die Kartoffeln. Nachdem bereits im zweiten Maidrittel gebietsweise die Blüte des Winterroggens erfolgte, wurde sie in der letzten Dekade in allen Teilen Deutschlands beobachtet. Winterweizen schob in allen Gebieten im Verlauf der zweiten Maihälfte die Ähren.
Mit dem Abblühen der Apfelbäume war am Ende der ersten Dekade im Südwesten und Westen, bis zum Monatsende überall, die Obstbaumblüte abgeschlossen. Zügig entwickelten sich die Früchte, so dass in den letzten Maitagen vor allem im oberen Rheingraben die Süßkirschen reif wurden. In den tieferen Lagen des Südwestens und Westens setzte im zweiten, im übrigen Deutschland im letzten Monatsdrittel, die Blüte der Robinien ein.
Mit dem Beginn der Blüte des Schwarzen Holunders begann von der zweiten Dekade an zunächst im Südwesten, bis zum Monatsende auch in den anderen Gebieten der phänologische Frühsommer. Die Eintrittsdaten waren ca. eine Woche verfrüht.

Der **Juni** zeigte in den ersten beiden Dekaden eine kühle Witterung, wobei die Schafskälte mit niedrigen Nachttemperaturen in der Nähe des Gefrierpunktes deutlich zu bemerken war. Die mittleren Krumentemperaturen bewegten sich um 17°C, in wärmeren Perioden um 20°C.
Mit Ausnahme des äußersten Südens und des Südwestens erreichten die Monatssummen des Niederschlags nicht die vieljährigen Werte. So gingen die Bodenfeuchten zurück und lagen Ende Juni unter Gras im Norden um 50% nFK, sonst um 70% nFK. Unter Winterweizen wurden Feuchten um 35% nFK, unter Zuckerrüben um 40% nFK sowie unter Mais um 80% nFK errechnet. Im äußersten Süden waren die Böden gesättigt.

Im Verlauf der ersten Junidekade waren Wintergerste und auch Winterroggen in der Kornausbildung, Wintergerste zeigte die beginnende Abreife. Im weiteren Monatsverlauf wurde Wintergerste zunächst in den tieferen Lagen des Südwestens und Westens sowie gebietsweise im südlichen Teil des Ostens gelbreif. Bis zum Monatsende zeigten die Bestände auch in den anderen Gebieten das Stadium der Gelbreife. Im Südwesten wurde Ende Juni die Vollreife beobachtet, so dass im Rheingraben der Mähdrusch begann. Hafer schob in der ersten Junihälfte in allen Gebieten die Rispen. Winterroggen und Winterweizen reiften im Monatsverlauf und erreichten bis Ende Juni verbreitet die Milch- oder Teigreife. Bei Mais wurde im Juni überall das Stadium des Längenwachstums beobachtet. Kartoffeln und Zuckerüben hatten bis zum Ende der zweiten Junidekade überall die Bestände geschlossen.
Niederschlagsfreie Tage mit guten Trocknungsbedingungen wurden zur Heuwerbung genutzt. Im ersten Junidrittel wurden in den klimatisch begünstigten Gebieten im Südwesten, Westen und im südlichen Ostdeutschland die Süßkirschen reif, ebenso die Johannisbeeren. Bis zum Monatsende waren Süßkirschen und Johannisbeeren in allen Gebieten reif. Zunächst wurde in den ersten Junitagen in den klimatisch begünstigten Gebieten, bis zum Monatsende überall, der Beginn der Sommerlindenblüte beobachtet. Die Eintrittsphasen waren allgemein um eine Woche verfrüht.

Wie im Vormonat zeichnete sich auch der **Juli** durch eine unbeständige Witterung aus, wobei nur in wenigen Abschnitten hochsommerliche Temperaturen auftraten. Die mittleren Krumentemperaturen, die in warmen Abschnitten Werte um 25°C erreichten, lagen überwiegend um 17°C.
Hohe Niederschlagsraten führten zu einer positiven klimatischen Wasserbilanz. So lagen die Bodenfeuchten unter Gras und Mais am Monatsende meist um 50% nFK, im Süden, im Bergland sowie in Schleswig-Holstein um 90% nFK. Unter Zuckerrüben wurden in weiten Teilen des Ostens sowie im Rhein-Main Gebiet und der Pfalz geringe Feuchten um 20% nFK errechnet, sonst lagen sie um 40% nFK. Dort, wo ergiebige Niederschläge auftraten, waren es höhere Werte um 60% nFK, im äußersten Süden um 90% nFK.
Im Monatsverlauf wurde in allen Gebieten Wintergerste gedroschen, so dass Ende Juli die Ernte weitgehend beendet war. Winterroggen und –weizen erreichten meist in der ersten Monatshälfte die Gelbreife, dann die Vollreife. Verbreitet wurde in der zweiten Julihälfte im Süden, Westen sowie auch im südlichen Teil des Ostens mit dem Mähdrusch begonnen, bei Sommergetreide wurde der Eintritt der Gelbreife beobachtet. Winterraps zeigte die Vollreife und wurde in der zweiten Monatshälfte in allen Gebieten geerntet. Mais schob im ersten Julidrittel in den tieferen Lagen des Südwestens und Westens sowie in Teilen des südlichen Ostdeutschlands die Fahnen, bis zur dritten Dekade auch in den anderen Gebieten. Dem Fahnenschieben folgte rasch die Blüte und zum Monatsende wurde im oberen Rheingraben und in Niederbayern der Eintritt der Milchreife beobachtet.
Mit Ausnahme des Norddeutschen Tieflandes und der Mittelgebirgsregionen wurden in der letzten Julidekade überall frühe Apfelsorten reif.

Nachdem im Juni und Juli eine wechselhafte Witterung mit kühlen Abschnitten vorherrschte, gestaltete sich der **August** deutlich zu warm. Die mittleren Krumentemperaturen bewegten sich überwiegend um 23°C, in den sehr warmen Witterungsperioden um 25°C.

Im gesamten August fielen nur geringe Niederschläge, so dass bei einer negativen klimatischen Wasserbilanz die Bodenfeuchten unter Gras bis zum Monatsende auf Werte um 40% nFK, im äußersten Süden und äußersten Norden um 80% nFK, zurückgingen. Dort wurden auch unter Mais und Zuckerrüben Feuchtewerte derselben Größenordnung errechnet. Sonst lagen sie mit Ausnahme des Berglandes unter Mais meist um 20% nFK sowie unter Zuckerrüben um 10% nFK.
Bei günstiger Witterung konnte der Mähdrusch von Getreide und Raps im Monatsverlauf ungestört weitergeführt und bis zum Ende abgeschlossen werden. Niedrige Kornfeuchten machten das Erntegut ohne Nachtrocknung lagerfähig. Mittelfrühe und späte Kartoffeln sowie Zuckerrüben waren im gesamten August im Dickenwachstum. Mais hatte im Monatsverlauf überall die Milchreife, am Monatsende gebietsweise auch die Siloreife erreicht, so dass vereinzelt mit der Ernte von Silomais begonnen wurde.
Auf den abgeernteten Feldern setzte die Bestellung von Winterraps ein. Bis zum Monatsende war vor allem im Bergland, wo die Krume ausreichend feucht war, der Aufgang zu beobachten. In den anderen Gebieten mit geringen Niederschlägen liefen die Flächen langsamer auf.
In der ersten Augusthälfte wurden frühe Apfelsorten und Pflaumen in weiten Teilen Deutschlands reif. Bis zum Monatsende war die Fruchtreife des Schwarzen Holunders in allen Gebieten zu beobachten. Damit hatte der phänologische Frühherbst begonnen, wobei die Eintrittsdaten etwa eine Woche verfrüht auftraten.

Nach dem hochsommerlichen August fiel auch der **September** zu warm und zu trokken aus. Erst zum Monatsende wurde im Osten stellenweise leichter Frost in der Nähe des Erdbodens beobachtet. Die mittleren Krumentemperaturen, die in den ersten Septembertagen verbreitet um 23°C lagen, erreichten im weiteren Monatsverlauf häufig Werte um 17°C. Ende September lagen die Krumenmittel mit Ausnahme des Südens und Westens um 12°C.
Bei unternormalen Monatssummen des Niederschlags konnten die Böden auch im Gebiet südlich der Donau abtrocknen. Die Bodenfeuchten unter Gras lagen dort am Monatsende um 90% nFK, sonst verbreitet um 50% nFK. Im Norden und Osten wurden niedrigere Werte um 35% nFK errechnet.
Bis zum Ende des ersten Septemberdrittels war Winterraps überall aufgelaufen. Bei günstigen Witterungsbedingungen wurde dann mit der Bestellung von Wintergerste, später auch von Winterroggen, begonnen. Der Aufgang von früh bestellten Flächen wurde von der Monatsmitte an beobachtet.
Mit dem Erreichen der Siloreife begann zu Monatsbeginn in weiten Teilen Deutschlands die Ernte von Silomais. In der zweiten Monatshälfte wurde auch Körnermais als Corn-Cob-Mix geerntet. Ebenso wurden späte Kartoffelsorten im gesamten September gerodet. Zuckerrüben waren bis in die letzte Dekade hinein im Dickenwachstum. In den letzten Septembertagen begann die Rodung, die bei den günstigen Witterungsverhältnissen zügig erfolgen konnte.
In der zweiten Monatshälfte begann in den Weinbaugebieten die Lese der frühen Sorten.
Bis zum Ende des zweiten Septemberdrittels wurde in allen Gebieten die Fruchtreife der Rosskastanien beobachtet. Die Eintrittsdaten waren um wenige Tage verfrüht. Zum Monatsende setze bei den Rotbuchen als Zeichen des Herbstes die Blattverfärbung ein.

Während der **Oktober** mit einer warmen Witterung fast sommerlich begann, wurde es im zweiten Monatsdrittel nach einem markanten Kaltlufteinbruch und Schneefall im Bergland des Ostens und Südostens winterlich. Die mittleren Krumentemperaturen stiegen zunächst auf Werte um 16°C im Süden sowie um 12°C im Norden. Nachts traten zunächst leichte, zur Monatsmitte im äußersten Süden und in der Nähe des Erdbodens auch mäßige Fröste auf. Die mittleren Krumentemperaturen gingen auf Werte um 5°C zurück. Zur Monatsmitte entstand im Südosten und im Bergland des Ostens vorübergehend eine dünne Schneedecke. Im weiteren Oktoberverlauf lagen die mittleren Krumentemperaturen um 10°C. Zum Monatsende erfolgte von Osten her eine Abkühlung, so dass nur noch Maxima um 9°C, in der Osthälfte um 6°C, gemessen wurden.
Mit Ausnahme des Südwestens wurden übernormal hohe Monatssummen des Niederschlags gemessen. Vor allem im Osten waren hohe Werte zu vermerken, so dass die Bodenfeuchten deutlich anstiegen und am Monatsende unter Gras meist Werte um 85% nFK errechnet wurden.
Im gesamten Oktober wurden die Körnermaisernte und die Rodung der Zuckerrüben vorgenommen. Am Monatsende waren die Erntearbeiten abgeschlossen.
Winterroggen und Wintergerste liefen überall bis zur Monatsmitte auf. In allen Gebieten wurde Winterweizen bestellt, bis zum Monatsende waren die bestellten Flächen aufgelaufen.
In den Weinbaugebieten wurde die Lese von späten Sorten durchgeführt und abgeschlossen. Nach Angaben des Deutschen Weininstituts fiel die Traubenernte in diesem Jahr bei guter Qualität niedriger als in den Vorjahren aus.
Nach der Laubverfärbung setzte bei den Rotbuchen bis zum Monatsende der Blattfall ein. Die Eintrittsdaten waren um etwa eine Woche verfrüht.

Nach dem kalten Oktober war der gesamte **November** durch beständige Tiefdrucktätigkeit und Zufuhr milder bis sehr milder Luftmassen gekennzeichnet. Die mittleren Krumentemperaturen, die zunächst um 10°C, in der Osthälfte um 5°C lagen, erreichten im Monatsverlauf meist Werte um 8°C und gingen erst am Ende wieder auf Werte um 5°C zurück.
Häufige Niederschläge führten zu überdurchschnittlich hohen Monatssummen. Bei einer positiven klimatischen Wasserbilanz stiegen die Bodenfeuchten in allen Gebieten weiter an und lagen im Monatsverlauf unter Gras bis in eine Tiefe von 60 cm im Bereich der Sättigung. Auch in den Trockengebieten im südlichen Ostdeutschland und in der Pfalz konnte eine Auffüllung erfolgen.
Auf den nassen Böden waren kaum noch landwirtschaftliche Außenarbeiten möglich. Weiterhin wurden an Feldrändern gerodete Zuckerrüben zu den Fabriken transportiert.
Auch im **Dezember** setzte sich die unbeständige Witterung mit ergiebigen Niederschlägen fort. Dabei gelangte zum Monatsbeginn vorübergehend mäßig-kalte Luft nach Deutschland, so dass im Bergland Schneefall zu verzeichnen war. Nachts traten verbreitet leichte, in der Nähe des Erdbodens auch mäßige Fröste auf. Überwiegend blieb es jedoch mild, bis zu Beginn des zweiten Dezemberdrittels eine winterliche Witterung mit verbreitetem Dauerfrost einsetzte. Der Kaltlufteinbruch war mit Schneefall verbunden, so dass sich vor allem in der Osthälfte eine Schneedecke ausbildete. Nachts wurden in allen Gebieten mäßige bis teilweise sehr starke Fröste beobachtet.

Während sich zu Monatsbeginn infolge der milden Witterung und Tagesmitteltemperaturen oberhalb von 5°C die allgemeine Vegetationsruhe noch nicht eingestellt hatte, führte der Wintereinbruch zu einem Ende des Pflanzenwachstums.

Bodenfeuchte und Mikroklima

Schlagzeile:

Der viel zu trockene und zu warme April 2009 führte im Norden und Osten Deutschlands für mehrere Wochen zu Wachstumseinschränkungen bei den landwirtschaftlichen Kulturen.
Der April 2009 erreichte in vielen Regionen mit deutlich positiven Abweichungen bei den Bodentemperaturen und den bodennahen Temperaturen von bis zu 5 K und extrem trockenen Bedingungen nahezu Verhältnisse wie der April 2007.

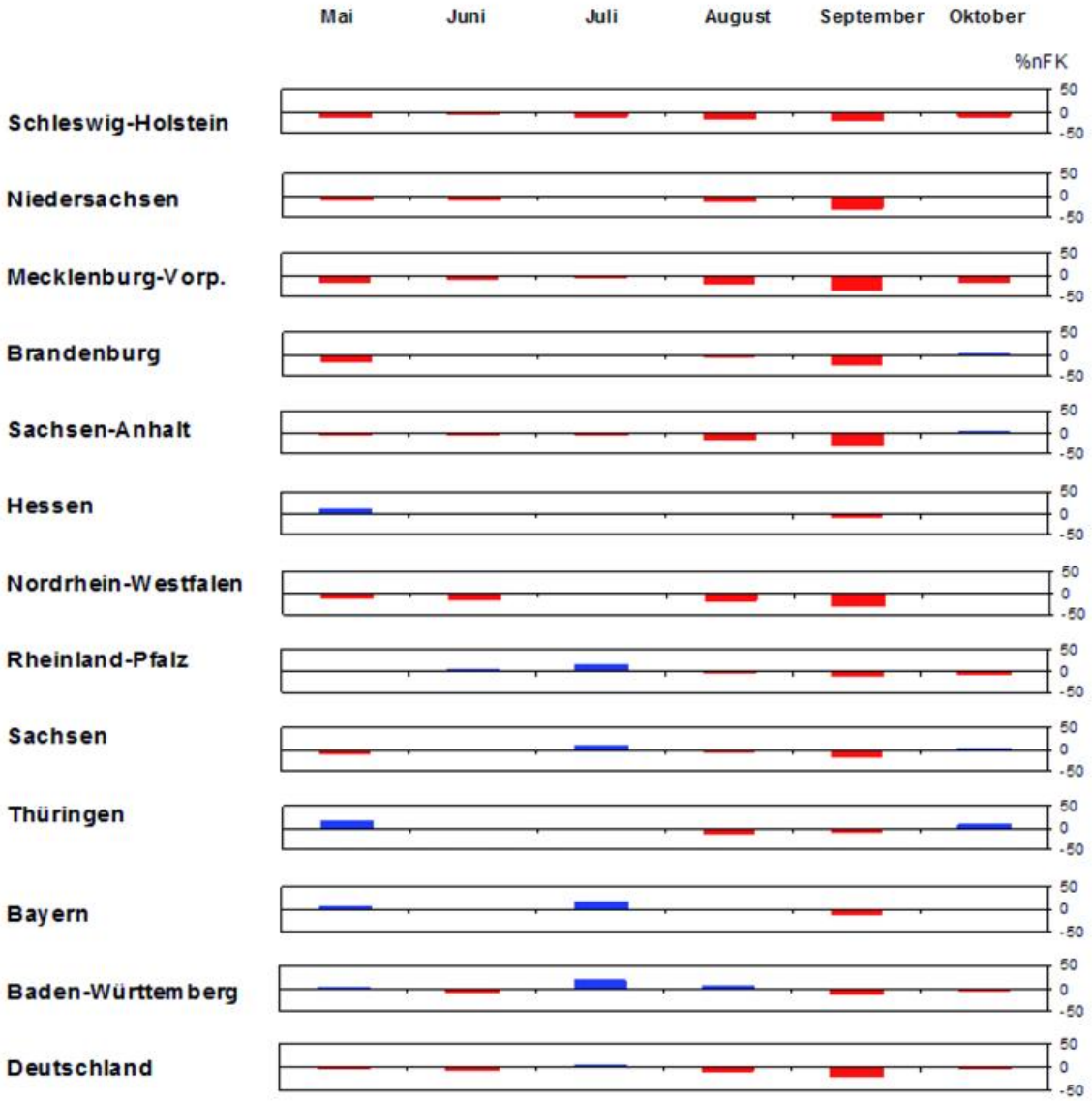


Abb. 3: Monatliche Abweichungen der Bodenfeuchte unter Wintergetreide auf leichten Standorten (% NFK) im Jahr 2009 vom langjährigen Mittelwert 1962 – 2006 (rot = zu trocken, blau = zu feucht)

Tab. 1: Charakteristische agrarmeteorologische Kenngrößen für das Jahr 2009. Die Tabelle enthält die Abweichungen vom langjährigen Mittelwert (1962-2006) im Jahr 2009 für die Parameter Bodentemperatur, Minimumtemperatur in Bodennähe, Penman–Verdunstung und Benetzungszeit. Die rot dargestellten Werte stellen zu warme Monate, bzw. Zeiten mit hoher Verdunstung und geringer Blattbenetzung, die blauen Werte zu niedrige Temperaturen, hohe Blattbenetzung und geringe Verdunstung dar.

	Januar		Februar		März			April			Mai			Juni		
	A	B	A	B	A	B	C	A	B	C	A	B	C	D	A	B	C	D
Schleswig-Holstein	-1.0	-0.3	-0.2	0.8	1.2	1.7	76.7	4.2	2.4	138.4	1.0	0.5	115.1	86.0	-1.0	-1.0	100.1	95.8
Niedersachsen	-1.8	-2.2	-0.2	1.5	0.9	1.3	79.8	4.5	2.7	131.8	1.1	0.2	108.3	82.8	-0.9	-0.9	96.9	91.2
Mecklenburg-Vorp.	-1.1	-0.1	-0.6	0.7	1.2	1.7	82.2	4.0	2.1	141.1	0.8	-0.1	107.2	88.3	-1.4	-1.0	94.6	106.7
Brandenburg	-1.2	-3.0	-0.5	1.0	1.2	2.0	79.6	4.6	2.6	150.2	0.8	0.0	101.7	96.3	-1.4	-0.6	85.7	107.5
Sachsen-Anhalt	-1.8	-3.1	-0.5	2.1	1.2	1.8	81.9	4.6	2.7	135.3	1.3	0.4	104.3	100.0	-1.3	-0.7	89.1	117.6
Hessen	-2.9	-4.3	-1.0	0.6	-0.2	0.3	78.3	3.8	3.1	122.4	1.1	0.7	98.1	96.9	-1.0	-0.9	91.0	102.3
Nordrhein-Westfalen	-1.9	-5.0	-0.3	0.9	0.4	0.3	80.3	4.4	3.1	118.4	1.4	0.3	103.8	81.7	-0.3	-0.5	96.4	94.4
Rheinland-Pfalz	-2.7	-2.6	-1.0	0.1	-0.1	0.2	91.5	4.0	3.3	118.7	1.7	1.1	101.2	76.7	0.3	-0.2	104.5	88.8
Sachsen	-1.5	-3.1	-0.8	1.4	0.4	1.7	74.9	4.8	3.0	141.9	1.5	0.7	101.7	102.4	-1.3	-0.6	79.8	119.1
Thüringen	-2.4	-2.7	-0.9	0.9	0.4	1.3	80.8	4.3	3.2	126.3	1.4	0.8	101.5	98.4	-1.4	-0.7	86.9	106.3
Bayern	-2.7	-2.1	-1.2	0.2	-0.8	1.1	76.4	3.8	2.4	131.3	1.5	1.2	101.2	97.8	-0.6	-0.1	92.0	93.4
Baden-Württemberg	-2.8	-3.0	-1.6	-0.9	-1.1	-0.2	80.4	3.1	2.1	115.9	2.0	1.0	102.6	106.6	0.1	-0.4	97.6	98.3
Deutschland	-2.1	-2.4	-0.8	0.6	0.2	1.0	80.0	4.1	2.6	130.0	1.3	0.6	104.2	92.4	-0.7	-0.6	94.1	98.9

	Juli			August				September			Oktober				November		Dezember	
	A	B	C	F	A	B	C	F	A	B	C	A	B	C	E	A	B	A	B
Schleswig-Holstein	1.1	0.8	103.3	1.5	1.3	0.7	112.3	-2.5	1.3	0.7	116.5	-6.8	-1.1	-1.1	97.4	5.1	2.9	3.9	-0.2	-1.2
Niedersachsen	0.7	0.5	102.4	1.0	1.4	0.3	115.1	-4.0	1.0	0.3	110.9	-18.0	-1.0	-1.0	86.5	8.3	3.1	4.0	-0.4	-1.3
Mecklenburg-Vorp.	0.9	0.5	102.9	-0.1	1.3	0.5	118.2	-3.7	1.3	0.8	121.2	-20.7	-1.4	-1.1	92.5	11.3	2.2	2.9	-0.2	-1.0
Brandenburg	0.8	1.1	98.1	1.1	1.6	0.7	100.4	-3.0	1.5	0.5	111.9	-16.4	-1.4	-0.9	68.9	16.4	2.6	3.4	-0.4	-0.9
Sachsen-Anhalt	0.8	1.0	100.6	0.6	1.6	0.6	118.0	-4.5	1.5	0.5	112.0	-27.3	-1.0	-0.4	73.9	19.7	2.9	3.6	-0.4	-1.0
Hessen	0.5	0.4	99.3	1.7	1.5	0.5	89.5	-1.1	0.8	0.9	99.1	2.1	-0.8	-1.0	84.8	3.2	2.8	3.8	-0.5	-0.8
Nordrhein-Westfalen	0.7	0.5	104.9	0.7	1.7	0.3	99.9	-2.7	0.7	0.1	96.9	-11.4	-0.7	-1.3	81.6	5.2	3.1	3.7	-0.5	-1.1
Rheinland-Pfalz	0.5	0.5	96.2	1.4	2.3	1.3	95.7	-2.2	1.3	1.2	103.1	-10.2	-0.1	-0.6	102.1	-3.4	2.9	3.6	0.2	-0.7
Sachsen	0.8	1.2	98.6	0.8	2.0	1.1	97.7	-2.1	1.7	1.0	102.5	-4.2	-1.1	-0.9	66.0	16.5	2.9	3.8	0.0	-0.6
Thüringen	0.5	0.7	100.4	0.5	1.4	0.5	115.7	-3.2	1.1	1.0	97.4	3.4	-1.0	-0.8	72.1	14.9	3.0	4.1	-0.3	-0.7
Bayern	0.1	0.5	91.8	1.1	1.9	1.1	93.8	-2.4	1.5	1.1	105.5	-9.1	-0.6	-0.2	86.3	2.3	2.2	3.0	-0.1	0.2
Baden-Württemberg	-0.1	0.1	91.9	1.2	2.0	1.1	90.1	-2.0	1.1	0.5	102.6	-19.7	-0.4	-1.0	94.1	-2.4	2.5	2.6	0.0	-0.1
Deutschland	0.5	0.6	98.1	1.0	1.7	0.8	102.3	-2.8	1.2	0.7	106.7	-12.5	-0.8	-0.8	86.0	6.2	2.7	3.4	-0.2	-0.6

Legende:

A = Bodentemperatur unbewachsener Boden 5 cm (rot = zu warm, blau = zu kalt)
B = Minimumtemperatur in Bodennähe für unbewachsenen Boden (rot = zu warm, blau = zu kalt)
C = Penman-Verdunstung, Abw. in % (rot = zu hohe Verdunstung, blau = zu geringe)
D = Benetzungszeiten, Abw. in % (rot = rel. geringe Benetzungszeiten, blau = relativ hohe)
E = Krumenbodenfeuchte, % nFK (rot = relativ trocken, blau = relativ feucht)
F = Kornfeuchte (%, 19 Uhr) (rot = relativ gering, blau = relativ hoch)

Die Bodenfeuchtesituation während der Vegetationszeit 2009

Das Jahr 2009 war überwiegend durch eine vom langjährigen Mittel abweichende geringe Bodenfeuchte geprägt (siehe Abb.3). Insbesondere der Norden und die östlichen Bundesländer wiesen nahezu über die gesamte Vegetationszeit zu geringe Bodenfeuchten auf. Die Abweichungen im Mai resultierten überwiegend aus dem erheblich zu trockenen April 2009 (siehe auch Abb.4), der in vielen Gebieten Anlass zur Sorge um die Winterbestände auf leichten Böden gab und auch bei den bestellten Sommerbeständen das Wachstum behinderte.

Mikroklima 2009

Das Mikroklima im Jahr 2009 war geprägt durch einen deutlich zu kalten Januar und einen extrem warmen April.
Der Januar 2009 war ähnlich wie der Januar im Jahr 2006 nach zwei zu warmen Januarmonaten 2007 und 2008 deutlich winterlicher geprägt. Insgesamt ist das Jahr 2009 im Mikroklima mit positiven Abweichungen zum langjährigen Mittelwert zu charakterisieren.
Mit Abweichungen der Bodentemperaturen im April von ca. + 4 K und der bodennahen Lufttemperatur von ca. + 3 K waren die Bedingungen zwar extrem, reichten jedoch bei weitem nicht an die Verhältnisse des April des Jahres 2007 heran, wo z.T. Abweichungen deutlich über 6 K zu verzeichnen waren. Auffallend sind die Verdunstungsraten im April, die mit ca. 20 bis 50 % über den langjährigen Werten lagen, aber auch die Abweichungen im Jahr 2007 von 40 – 60 % nicht erreichen konnten.

Besondere Situation 2009

Der niederschlagsarme April, kombiniert mit hohen Verdunstungsraten, führte in vielen Regionen zu extrem geringen Bodenfeuchten. In der Abbildung 2 sind die berechneten Bodenfeuchten (% nFK) für leichte Standorte und Wintergetreide seit 1962 für Anfang Mai dargestellt. Die roten Säulen kennzeichnen jeweils die fünf geringsten Bodenfeuchten in diesem Zeitraum. Für ganz Deutschland sowie die Bundesländer Schleswig-Holstein, Niedersachsen, Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg zählt damit 2009 für Anfang Mai zu den fünf Jahren mit den geringsten Bodenfeuchten. Es wird aber auch deutlich, dass in anderen Bundesländern der Beginn des Monats Mai 2009 keine besonders extremen Bedingungen bei der Bodenfeuchte aufwies.

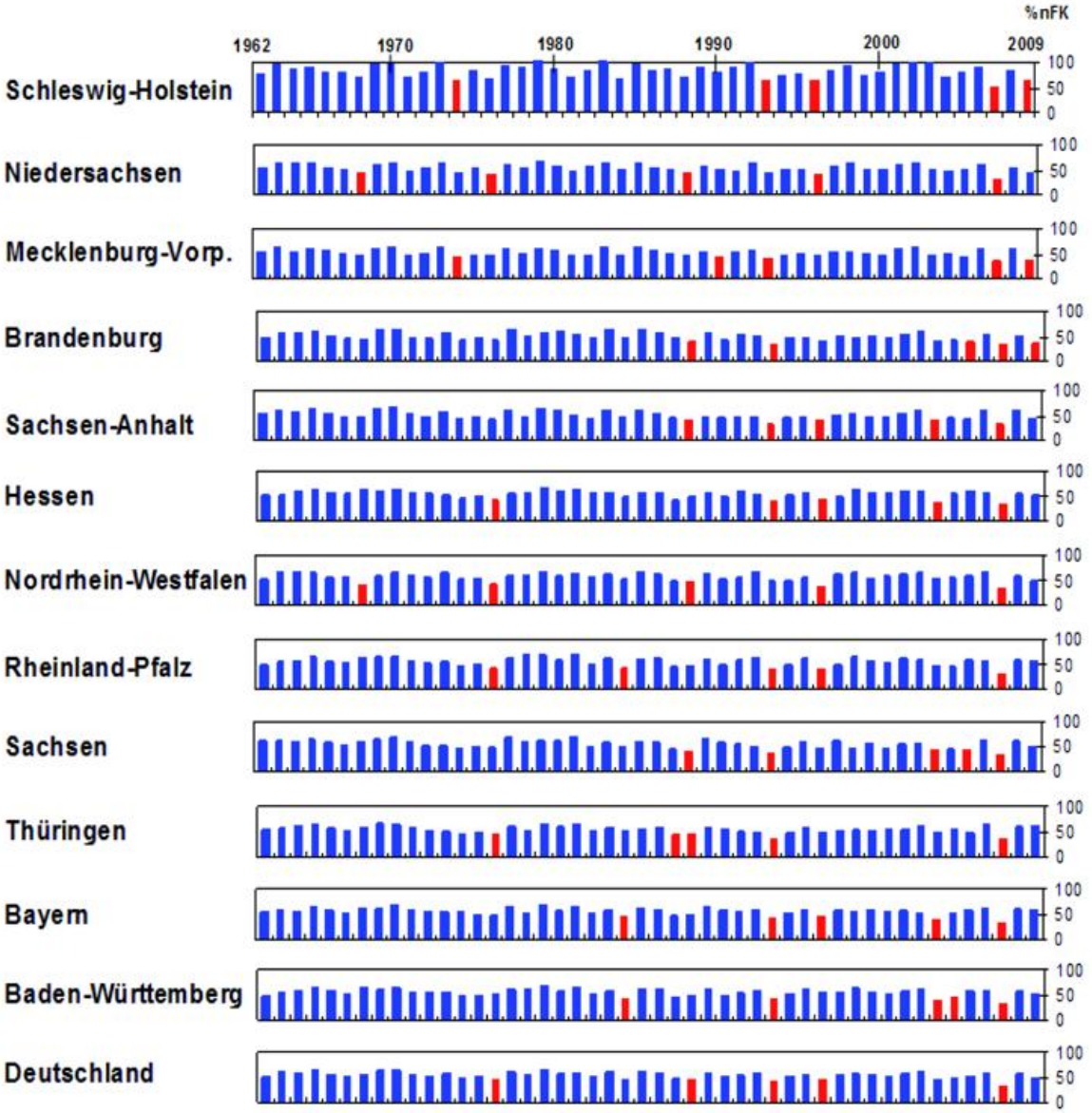


Abb. 4: Bodenfeuchtezustand (% nFK) jeweils Monatsbeginn Mai, 1962 – 2009, für leichte Böden und Wintergetreide, rot = fünf geringsten Bodenfeuchten seit 1962

Jahreszeitlicher Rückblick auf das Klima in Europa (RA VI)

A. Meyer-Christoffer, H. Nitsche

Lufttemperatur

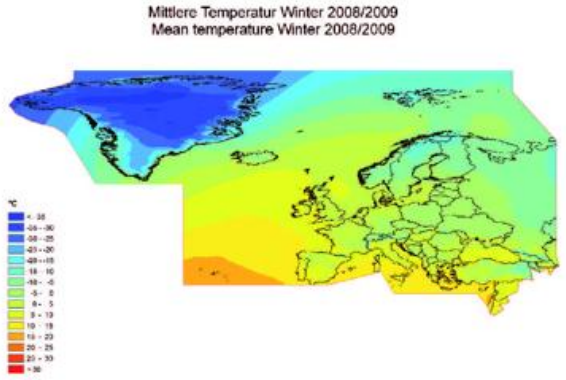
Im **Winter 2008/2009** war es in West- und Südwesteuropa, einschließlich des westlichen Mittelmeergebiets und der Britischen Inseln kälter als normal. Am kältesten war es im Mittel über Frankreich mit einer negativen Abweichung bis zu 2 K. Den größten Anteil an der negativen Temperaturabweichung hatte der Monat Januar, der sowohl in großen Teilen Frankreichs aber auch in Teilen Deutschlands um bis zu 3 K zu kalt war. Aber auch im Dezember 2008 war es in diesem Gebiet kälter als normal und für den südlichen Teil galt das auch noch für den Februar 2009. Überall sonst war der Winter insgesamt wärmer als normal. Die größte positive Abweichung gab es über dem nördlichen Russland, über Spitzbergen und dem Arktischen Meer. Die positiven Temperaturabweichungen lagen hier über 4 K. Ganz Osteuropa einschließlich der Balkanhalbinsel bis hinunter nach Griechenland, ausgenommen die Türkei und der Nahe Osten, sowie die arktischen Gebiete waren schon im Dezember 2008 wärmer als normal. Im Februar 2009 hatte sich dann das Bild der Temperaturanomalien deutlich geändert mit teilweise mehr als 4 K zu niedrigen Temperaturen über dem östlichen Grönland und über Skandinavien und bis zu 2 K zu niedrigen Temperaturen in Süditalien und dem zentralen Mittelmeer, während jetzt der Nahe Osten teilweise über 4 K zu warm war und die positive Temperaturabweichung über Russland unter 4 K lag.

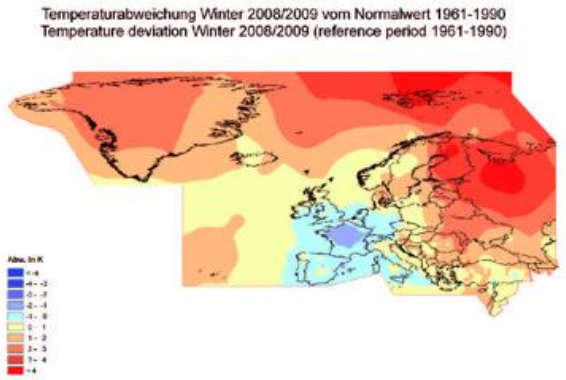
Zum **Frühjahr** hatte sich das Bild der Temperaturanomalien völlig gewandelt. Fast überall war es wärmer als normal, am stärksten über Mitteleuropa mit bis zu 3 K. Lediglich die Türkei und die Gebiete zwischen dem Schwarzen und dem Kaspischen Meer waren etwas kälter als normal. Über West- und Mitteleuropa und auch auf der Balkanhalbinsel lagen die Temperaturen im Jahreszeitenmittel verbreitet zwischen 10 und 15 °C, das Mittelmeer hatte im Mittel 15 - 20 °C und Nord- und Osteuropa hatte Jahreszeitenmittelwerte von 5 – 10 °C. Schon im März war es überall auf dem Europäischen Kontinent mit Ausnahme der Alpen, Teilen des Balkans sowie dem zentralen Mittelmeer und der Türkei etwas wärmer als normal. Im April betrug die positive Temperaturabweichung über Mitteleuropa mehr als 4 K und nur die arktischen Gebiete, Russland, die Schwarzmeerregion und größtenteils die Türkei waren kälter als normal. Im Mai war es ebenfalls größtenteils, über Südeuropa und über der Arktis deutlich, wärmer als normal mit Temperaturanomalien von 3 - 4 K. Südosteuropa, Südrussland und noch einige Teile der Türkei waren kälter als normal.

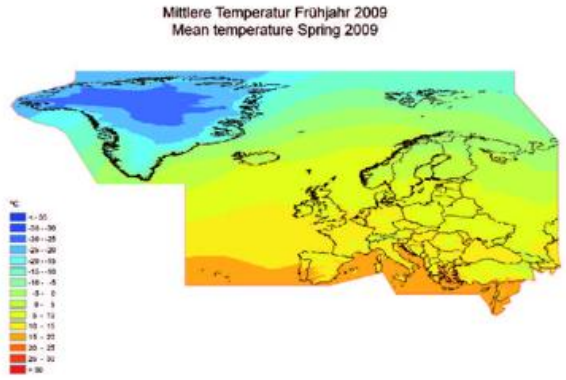
Der **Sommer** war ebenfalls größtenteils zu warm, jedoch waren die Beträge der Temperaturabweichungen etwas geringer. 2 K Abweichung wurden nur noch teilweise, so in Spanien, Südfrankreich, den Alpenländern, auf dem Balkan, nördlich des Schwarzen Meeres und zum Teil im Mittelmeergebiet überschritten. Kühler als normal war es vor allem auf dem zentralen Nordatlantik. Das Jahreszeitenmittel der Temperatur lag über Mitteleuropa bei 15 - 20 °C, im Süden bei 20 - 25 °C und über Südspanien und dem Mittelmeer großenteils bei 25 - 30 °C. Skandinavien hatte in den mittleren und

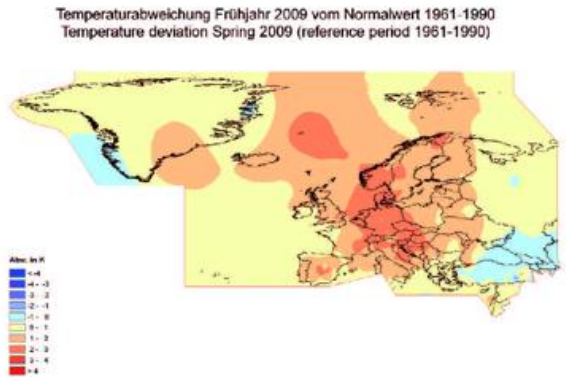
nördlichen Teilen immerhin auch 10 – 15 °C im Jahreszeitenmittel. Im Juni war es in Deutschland und dem nördlichen Osteuropa noch relativ kalt mit negativen Abweichungen von 1 - 2 K für Ostdeutschland, Südschweden und um den Finnischen Meerbusen. Dagegen war es auf der Iberischen Halbinsel sowie in der Ukraine und Südrussland bis zu 4 K zu warm. Im Juli war es auf dem zentralen Nordatlantik um 1 – 2 K zu kalt. Abgesehen von Nordostrussland, Nordfinnland und der Osttürkei war es jedoch sonst überall auf dem Kontinent zu warm und dies besonders im südlichen Osteuropa und im östlichen Mittelmeer. Die positiven Anomalien lagen dort zwischen 2 und 3 K. Im August war besonders der kühle zentrale Nordatlantik und eine negative Anomalie im Osten der RA VI mit Zentrum zwischen dem Schwarzen und dem Kaspischen Meer ausgeprägt. Sonst war es fast überall wärmer als normal, am stärksten südlich der Alpen mit 3 – 4 K. Für den Mittelmeerraum bedeutete dies im August Monatsmittelwerte von 25 - 30 °C; die Iberische Halbinsel und Italien litten daher auch mehrmals unter Hitzeperioden.

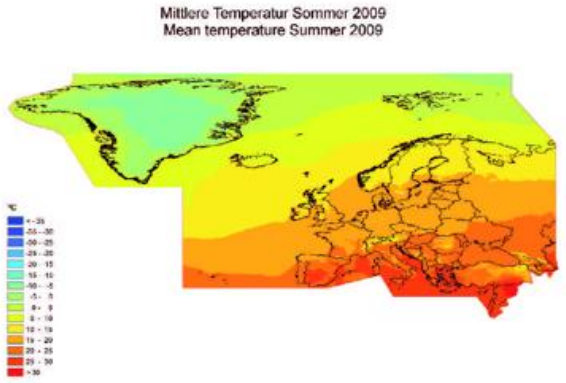
Der **Herbst** war fast überall zu warm; nur kleine Gebiete negativer Temperaturanomalie über dem zentralen Nordatlantik, im östlichen Mittelmeer und am südöstlichsten Rand der RA-VI Region waren verblieben. Über Mitteleuropa betrug die positive Temperaturanomalie 1 - 2 K, 2 - 3 K wurden im südlichen Russland erreicht und in der Arktis um und nördlich von Spitzbergen waren es 3 - 4 K. Damit war das Jahreszeitenmittel der Temperatur für West- und Nordwesteuropa im Bereich 10 - 15 °C, im nördlichen Mittelmeer, der Südhälfte der Iberischen Halbinsel und der Biskaya bei 15 - 20 °C, in Osteuropa und Südskandinavien, dem Alpenraum und Süddeutschland bei 5 - 10 °C und sonst in Skandinavien meist zwischen 0 und 5 °C. Nordnorwegen und Nordschweden hatten im Mittel Temperaturen unter 0 °C, wie auch Spitzbergen und die hochgelegenen Teile Islands.
Die Verteilung der positiven Temperaturanomalien des Herbstes 2009 ging zurück auf die Monate September und November. Der November war für Frankreich der zweitwärmste seit 1900, mit Tageshöchsttemperaturen bis zu 25 °C und auch einer der wärmsten November in der Schweiz. Im September litt Portugal unter zwei 6- bis 7-tägigen Hitzeperioden mit Tageshöchsttemperaturen über 35 °C und kaum ein Tag hatte Tageshöchsttemperaturen unter 25 °C.
Der Oktober dagegen zeigte zwar über der Iberischen Halbinsel und dem Nordatlantik wie auch im östlichen Mittelmeer, dem Nahen Osten und Südrussland positive Temperaturanomalien bis in den Bereich von 3 - 4 K, aber über Skandinavien und Nordosteuropa lag ein großes Gebiet negativer Temperaturanomalie von 2-3 K und auch im zentralen Mittelmeergebiet, in Mittel- und Süditalien, der Adria und dem angrenzenden Balkangebiet war die Temperaturanomalie noch negativ bis 1 K. Der Oktober brachte Mitteleuropa einen recht frühen ersten Wintereinbruch, während die Iberische Halbinsel unter ausgesprochenen Hitzeperioden litt. .

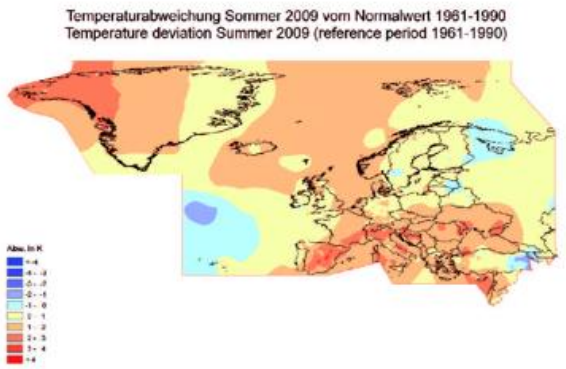


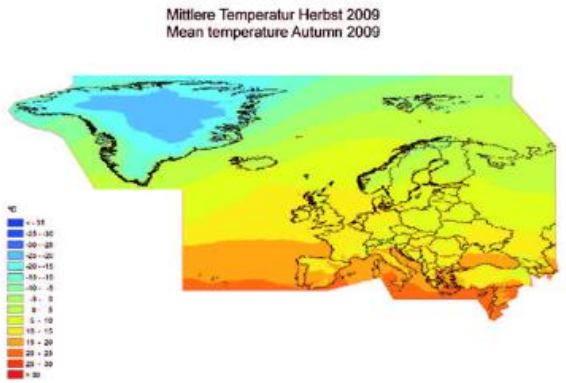












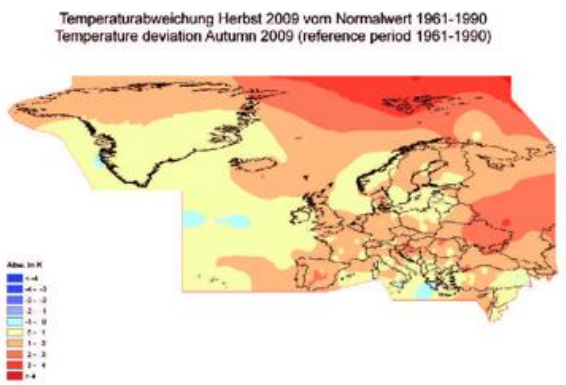


Abb. 1a: Mittelwerte der Lufttemperatur in °C für die Jahreszeiten

Abb. 1b: Anomalien der Lufttemperatur in K gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990

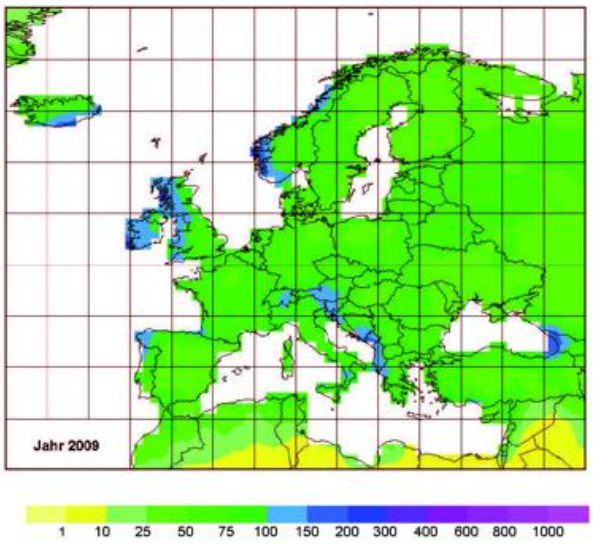


Abb. 2a: Niederschlagshöhe in mm/Monat im Jahr 2009

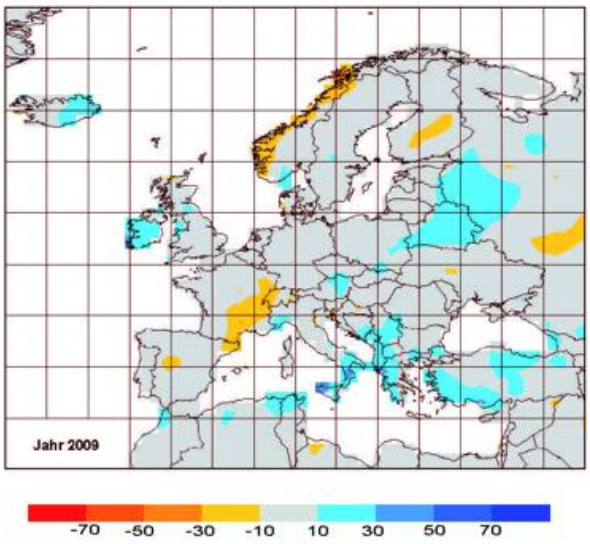


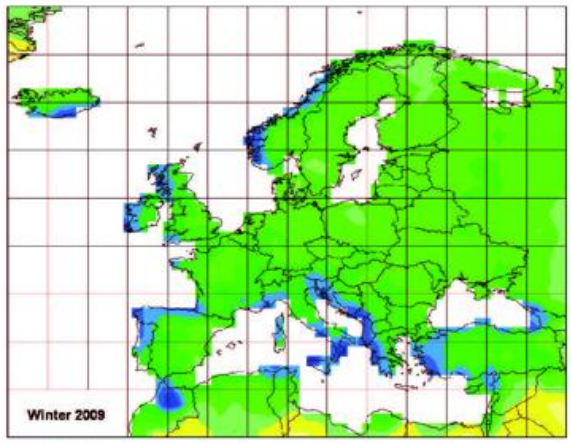
Abb. 2b: Niederschlagsanomalie im Jahr 2009 als Abweichungen in mm/Monat vom Mittelwert des Zeitraums 1951-2000

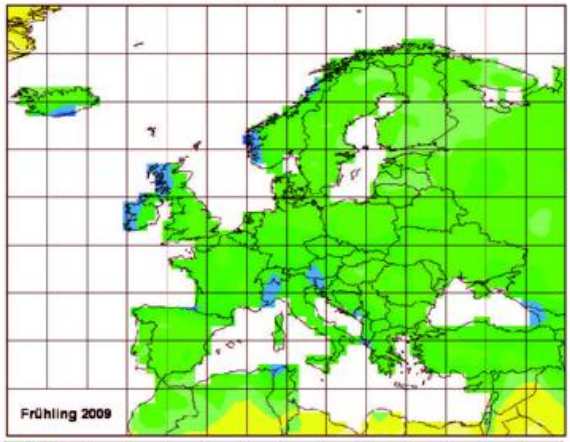
Niederschlag

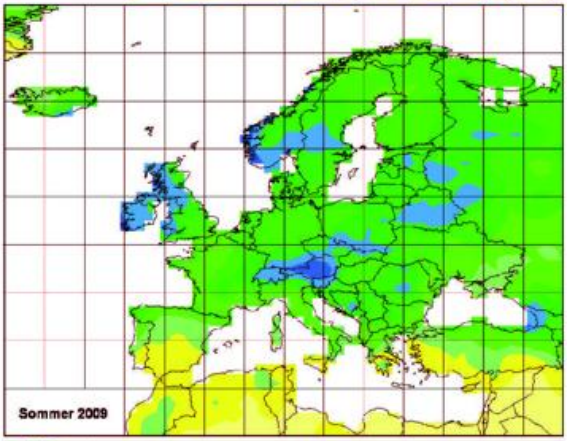
Die Analysen des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie (WZN) zeigen für das Jahr 2009 in Europa überwiegend geringe Abweichungen der Gebietsniederschläge von den vieljährigen Mittelwerten des Zeitraumes 1951-2000. In der Anomaliekarte (Abb. 2b) fällt besonders der großflächige Niederschlagsüberschuss in Weißrussland und im angrenzenden Russland sowie im gesamten östlichen Mittelmeerraum, insbesondere in Süditalien und Sizilien, auf. Niederschlagsdefizite traten vor allem an der Küste Norwegens, im Süden Finnlands, im Osten und Süden Frankreichs sowie in der Mitte Spaniens auf.

Bei den einzelnen Jahreszeiten zeigt sich ein differenzierteres Bild (Abbildung 3):

Im **Winter** war es in großen Teilen im Norden und Westen Europas zu trocken, insbesondere in Norwegen, Teilen Finnlands, Südschweden, Dänemark, großen Teilen Deutschlands und Frankreichs sowie auf den Britischen Inseln und Irland. Der ganze Mittelmeerraum dagegen war zu feucht. Insbesondere in Süditalien und Sizilien fiel deutlich mehr Niederschlag als im langjährigen Mittel. Dort waren der Dezember 2008 und der Januar sehr feucht, erst im Februar fiel weniger Niederschlag. Auf den Britischen Inseln und Irland war es im Dezember 2008 und Februar 2009 extrem trokken, so dass trotz des insbesondere in Irland feuchteren Januars das Gebiet im Winter deutlich zu trocken blieb.
Im **Frühjahr** wurde es in Irland und Schottland sowie teilweise an der Norwegischen Küste etwas feuchter, aber insgesamt war es gegenüber dem Winter deutlich trockener geworden, insbesondere im Mittelmeerraum. Besonders betroffen waren Portugal und Spanien. Vor allem der Westen der Iberischen Halbinsel war in allen 3 Monaten zu trocken. Frankreich war – vor allem im Süden - im März und Mai deutlich zu trokken, was allerdings durch überdurchschnittlich viel Niederschlag im April vor allem im Süden teilweise ausgeglichen wurde, so dass im jahreszeitlichen Mittel nur der Südosten insgesamt zu trocken war.







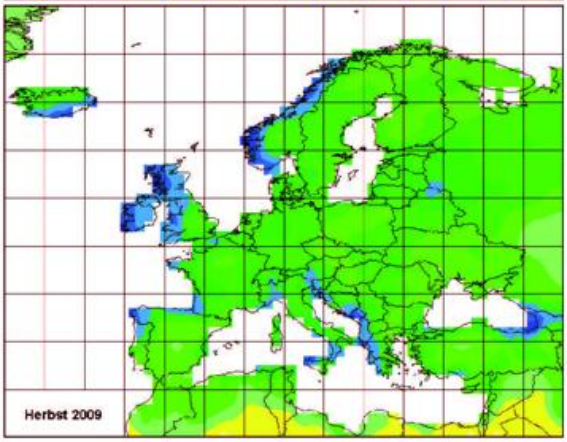
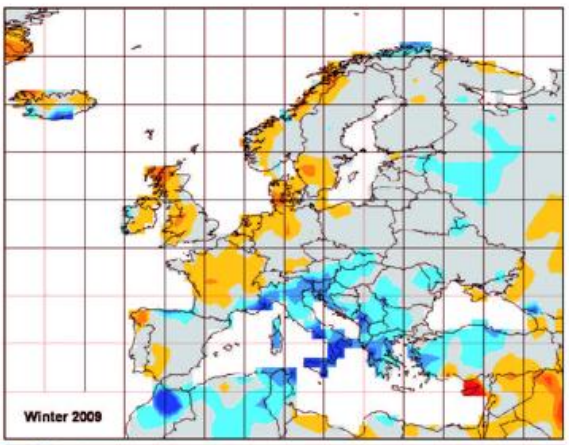
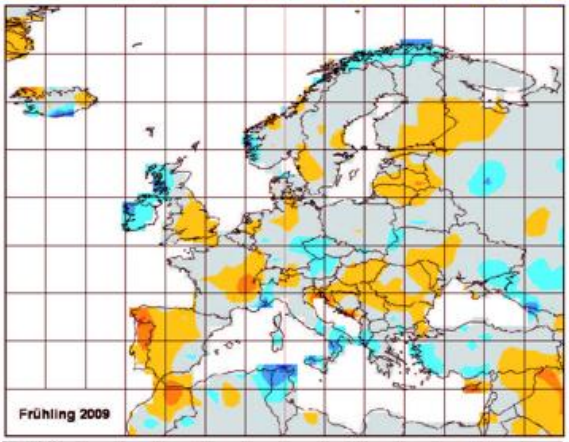
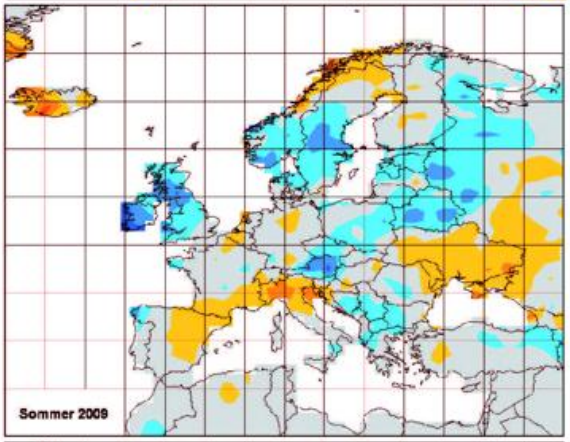


Abb.3a: Niederschlagshöhe für die Jahreszeiten in mm/Monat
Legende siehe Abb. 2







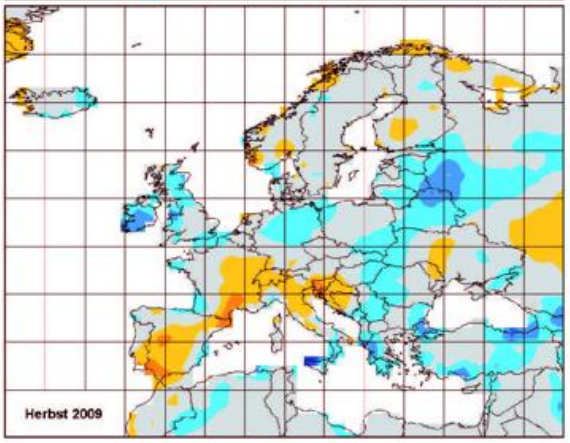


Abb.3b: Niederschlagsanomalie für die Jahreszeiten in mm/Monat
(Bezugszeitraum 1951–2000)

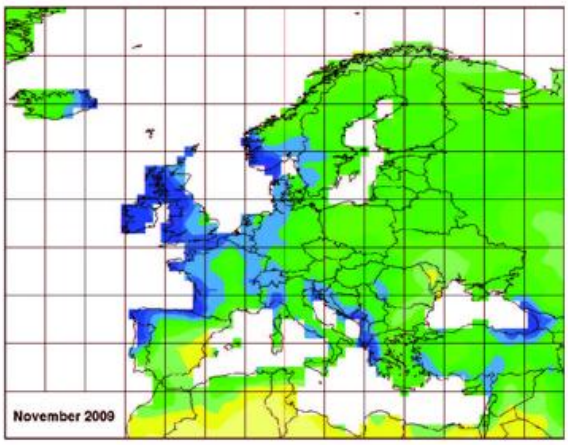


Abb.4a: Monatliche Niederschlagshöhen in mm für November 2009
Legende siehe Abb. 2

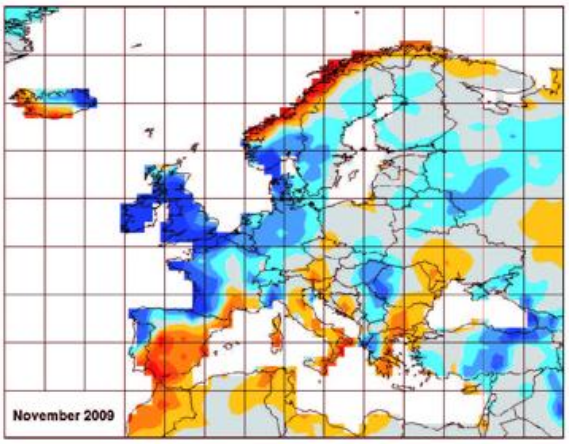


Abb.4b: Monatliche Niederschlagsanomalien in mm für November 2009
(Bezugszeitraum 1951-2000)

Während des **Sommers** waren große Teile Mittel- und Nordeuropas zu feucht. Dies reichte von Irland und den Britischen Inseln über Ostfrankreich, Deutschland, die Alpenregion, Polen, Estland, Lettland, Litauen und Weißrussland bis nach Russland und erstreckte sich im Norden bis Südnorwegen, Schweden und in den Südosten Finnlands. Im Südwesten Großbritanniens, in Südschweden und Weißrussland waren die Abweichungen vom langjährigen Mittel besonders hoch. In Großbritannien war der Juni noch zu trocken, erst im Juli und August fiel deutlich zu viel Regen.
Auffallend war andererseits die deutlich geringere Niederschlagshöhe in Island und an der Küste Norwegens in allen drei Sommermonaten.
Der äußerste Nordwesten der Iberischen Halbinsel war jetzt wieder feuchter, aber der Nordosten hatte weiterhin ein Niederschlagsdefizit. Ein zu trockener Streifen zog sich von Spanien, Südfrankreich, Norditalien über die Ukraine bis nach Russland.

Auch im **Herbs**t fiel in einem Bereich von Portugal/Südspanien über Frankreich, die Schweiz, Nord- und Mittelitalien bis Slowenien, Kroatien und Bosnien-Herzegowina zu wenig Regen.
Während im September und November der ganze Mittelmeerbereich zu trocken war, fiel im Oktober an der Ostküste Spaniens und in Sizilien zu viel Niederschlag, was auch in der Karte für den Herbst noch erkennbar ist.
Die Gebiete mit Niederschlagsüberschuss hatten gegenüber dem Sommer abgenommen, aber noch immer waren große Teile zu feucht: Irland und der nördliche und östliche Teil Großbritanniens, die Nord- und Westküste Frankreichs, Nord- und Ostdeutschland bis nach Polen und ein großer Streifen von Russland über Weißrussland und die baltischen Staaten bis nach Griechenland, Süditalien und Sizilien sowie Teile der Türkei.

Im November erreichten kurzzeitige Extremniederschläge oder über mehrere Tage anhaltende ergiebige Niederschläge erreichten teilweise das durchschnittliche „Monatssoll“ bzw. lagen sogar darüber und waren damit auch in den Karten der monatlichen Niederschlagshöhen (Abb. 4a) bzw. Niederschlagsanomalien (Abb. 4b) sichtbar.

Schon am 2. November traten in Schottland und Wales nach Stürmen mit heftigem

Regen Flüsse über die Ufer. Unwetter am 18. und 19. November führten zu Überflutungen und Zerstörungen in Nordwest-England und Südwest-Schottland. In Shap in Cumbria fiel in 3 Tagen soviel Regen wie im langjährigen Mittel 1971-2000. In Seathwaite wurden in 24 Stunden 314 mm registriert, ein neuer 24h-Rekord für Großbritannien. http://www.metoffice.gov.uk/climate/uk.
Auch in Irland kam es zu heftigen Überschwemmungen mit enormen Schäden. Am 19. und 20.11. registrierten die Stationen auf Sherkin Island und Claremorris mehr Niederschlag als in einem ganzen November jemals vorher. Der 19.11. war an vielen Orten der nasseste Tag (Valentia Observatory 57,4 mm, Cork Airport 51,2mm))
http://www.met.reading.ac.uk/~brugge/world.html#current.

In den Karten für den Herbst fallen die heftigen Unwetter in Irland und Großbritannien jedoch nicht übermäßig ins Gewicht, da der Oktober dort extrem trocken war.

Die Niederschlagskarten dieses Beitrags beruhen auf dem „GPCC Monitoring Product" (Schneider et al., 2008) des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie (WZN, engl. Global Precipitation Climatology Centre, GPCC,http://gpcc.dwd.de).

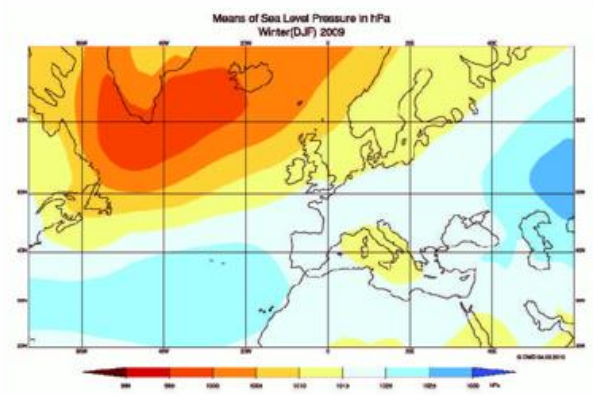
Luftdruck

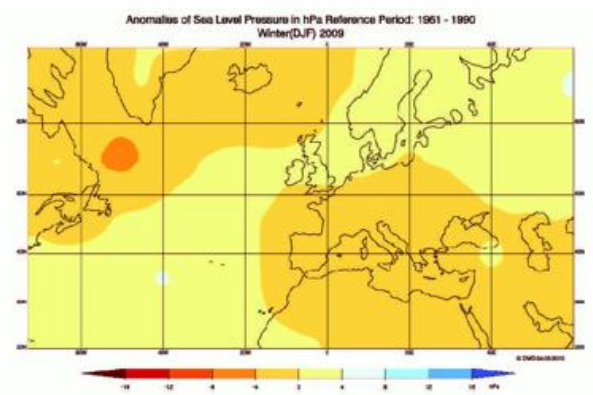
Im **Winter 2008/2009** lag im Mittel ausgeprägt tiefer Luftdruck im nördlichen Nordatlantik südlich von Grönland und westlich von Island (Abb. 5). Der gesamte nördliche und nordwestliche Nordatlantik hatte eine leicht negative Anomalie bis -4 hPa vom Normalwert. Ebenfalls leicht negativ bis -4 hPa war die Luftdruckabweichung über Mitteleuropa und dem Mittelmeer, während das Azorenhoch und das Russische Hoch etwas schwächer als normal ausfielen. Die Luftdruckabweichung vom Normalwert betrug über dem zentralen Nordatlantik und über Skandinavien und Russland bis +4 hPa. Das Jahreszeitenmittel des NAO-Index betrug -0,08.

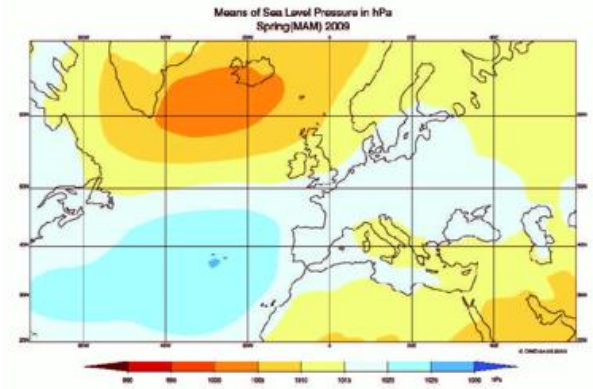
Im **Frühjahr** waren das Isländische Tief und das Azorenhoch gut ausgeprägt, über dem Nordwesten des Gebietes gab es im Mittel eine negative Luftdruckanomalie mit Schwerpunkt über Island von -4 bis -8 hPa, über dem zentralen Nordatlantik eine schwache positive Anomalie. Der mittlere NAO-Index betrug 0,74. Negativ war auch die Luftdruckanomalie über dem Osten des Gebietes mit Schwerpunkt über dem südlichen Russland, ebenfalls mit -4 bis -8 hPa .

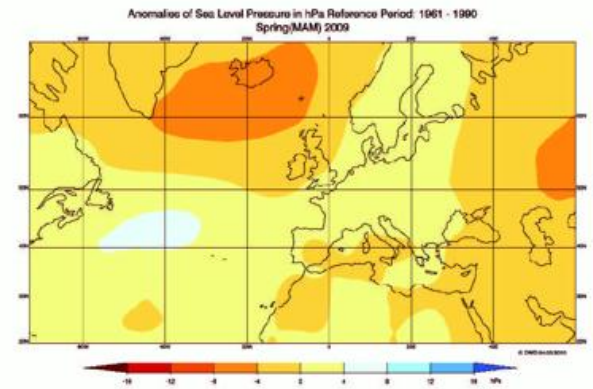
Im **Sommer** war das Isländische Tief im Mittel nur schwach ausgeprägt und südwärts verlagert. Der Luftdruck hatte eine negative Anomalie fast auf dem gesamten Nordatlantik, und dem Westen des Kontinents, mit Schwerpunkt westlich der Britischen Inseln. Auch große Teile des Mittelmeers, Nordafrikas und des Nahen Ostens wurden noch von der negativen Anomalie erfasst. Der mittlere NAO-Index über die Monate Juni, Juli, August betrug -1,18.

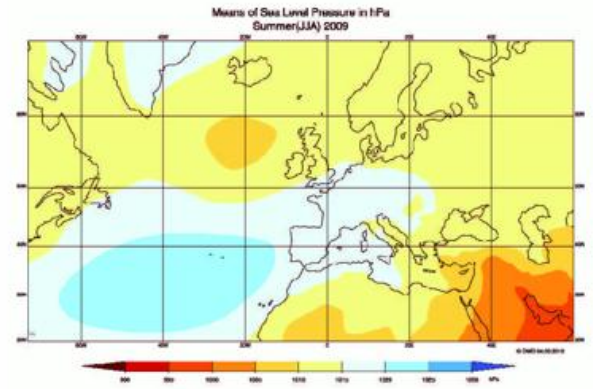
Im **Herbst** war wiederum das Islandtief gut ausgeprägt und räumlich weit südwärts ausgedehnt, während das Azorenhoch abgeschwächt war. Eine negative Luftdrukkanomalie umfasste den größten Teil des Nordatlantiks und den Westen Skandinaviens, das gesamte Mitteleuropäische und Südosteuropäische Festland sowie den Mittelmeerraum und den Nahen Osten. Der mittlere NAO-Index über die Monate September, Oktober und November betrug 0,14.

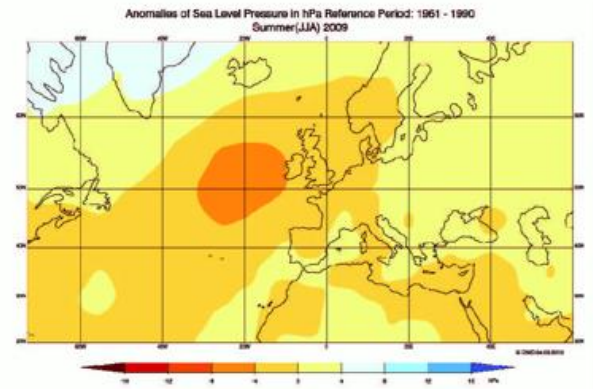


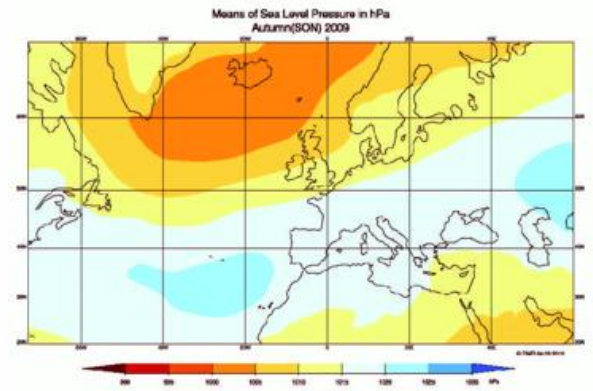












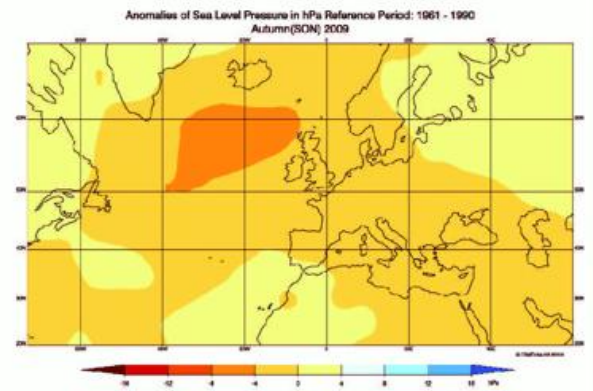


Abb. 5a (links): Mittelwerte des Luftdrucks in Meeresniveau in hPa für die Jahreszeiten

Abb. 5b (rechts): Anomalien des Luftdrucks in Meeresniveau in hPa zum Referenzzeitraum 1961-1990 für die Jahreszeiten

Sonnenscheindauer

Im **Winter 2008/2009** zeigt die Anomaliekarte (Abb.6) im nördlichsten Teil Skandinaviens mit mehr als 150 % vom Normalwert eine deutlich erhöhte Sonnenscheindauer. Aufgrund der tiefstehenden Sonne in den Wintermonaten rührt dies allerdings nur von einigen heiteren Tagen im Februar 2009 her (http://www.dwd.de/satklim). Mittelnorwegen und –schweden, Westfrankreich, die Niederlande, Belgien, Deutschland und der Osten Frankreichs sowie die Mitte Polens hatten überwiegend eine erhöhte Sonnenscheindauer von mehr als 125 % vom Normalwert, während ein großer Teil Osteuropas weniger als 75 % und Nordrussland unter 50 % erhielten.

Im **Frühjahr** erhielten lediglich die Türkei und der Nahe Osten zum Teil etwas weniger Sonnenschein als normal, ansonsten war die Sonnenscheindauer überall durchschnittlich oder etwas übernormal. Die Niederlande, Norddeutschland und der Süden Dänemarks sowie Polen und Teile der Slowakei, der Ukraine, Ungarns und Rumäniens sowie der Nordwesten der Iberischen Halbinsel hatten über 125 % vom Normalwert.

Der größte Teil Europas hatte im **Sommer** eine insgesamt normale oder leicht übernormale Sonnenscheindauer mit 95 – 125 % vom Normalwert. Lediglich Ost- und Südosteuropa sowie der Nahe Osten, der äußerste Norden der Region, ein Teil der Baltenstaaten und großenteils England und Schottland hatten mit 75 – 95 % etwas weniger.

Im **Herbst** hatten lediglich Nordnorwegen und die Mitte Polens mit 125-150 % vom Normalwert deutlich mehr Sonnenschein. Das übrige Polen und Teile Ost- und Süddeutschlands, Österreichs, der Adria-Anrainer und des westlichen Balkans, größtenteils Italien und Südwestfrankreich sowie Spanien, Irland, Norwegen, Nordschweden und Nordfinnland hatten mit 105-125 % etwas mehr Sonnenschein als normal. Osteuropa, die Türkei und der Nahe Osten, wie auch Nordfrankreich, Belgien, größtenteils Deutschland und Dänemark, sowie England und Schottland hatten meist etwas zuwenig Sonne.

Die räumliche Verteilung der Absolutwerte der Sonnenscheindauer findet man unter http://www.dwd.de/rcc-cm.

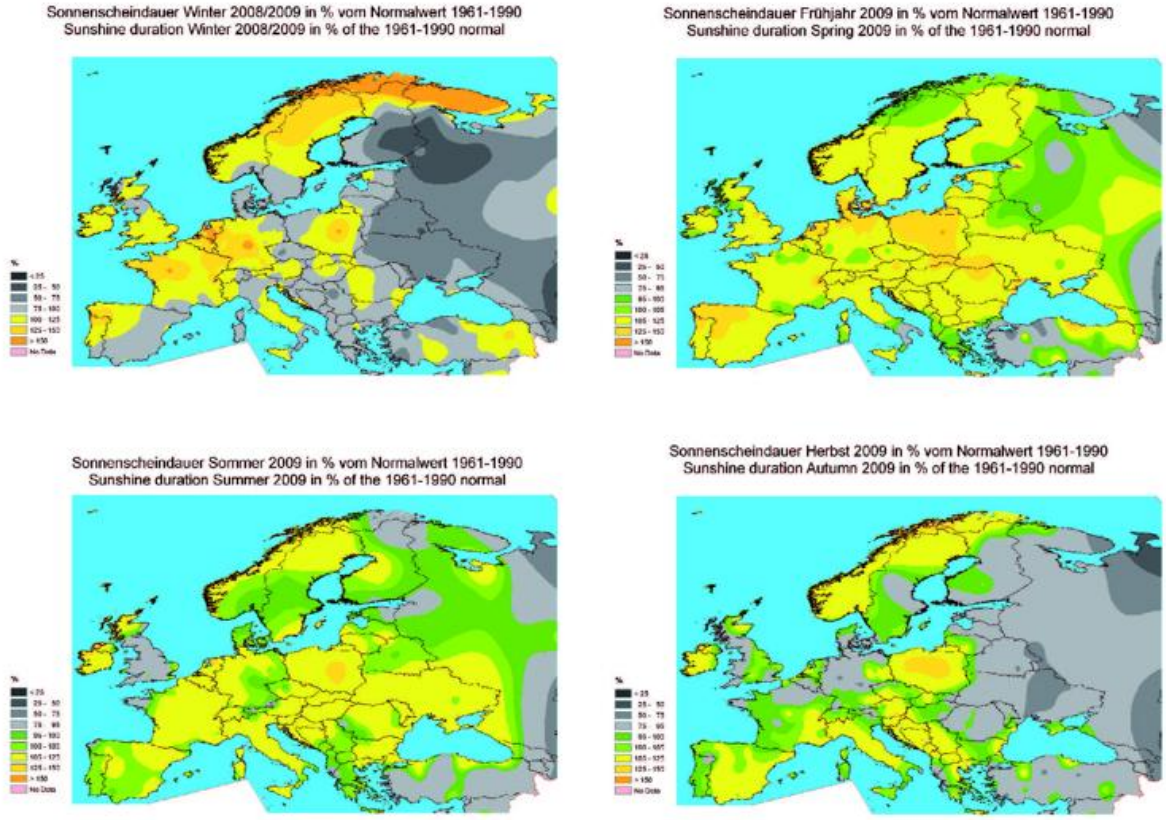


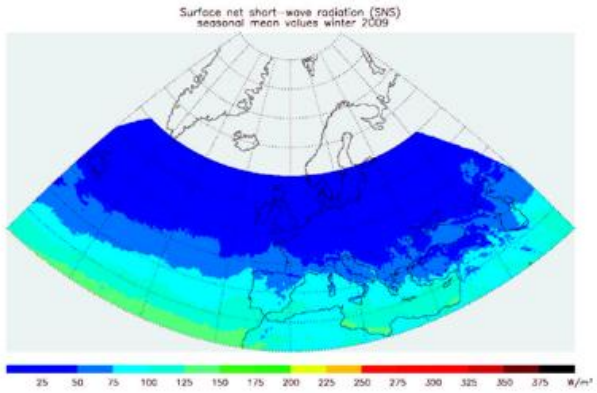
Abb. 6: Anomalien der Sonnenscheindauer in Prozent vom Mittel über den Referenzzeitraum 1961-1990

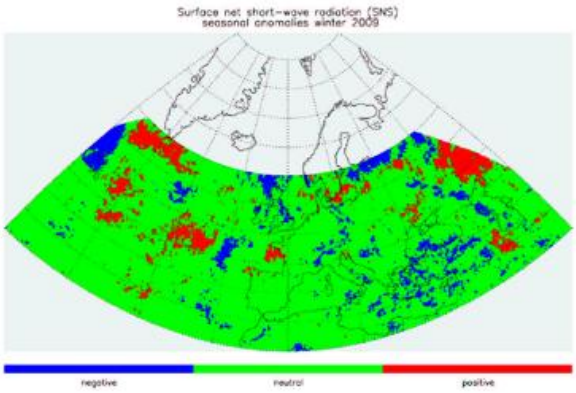
Strahlungsbilanz

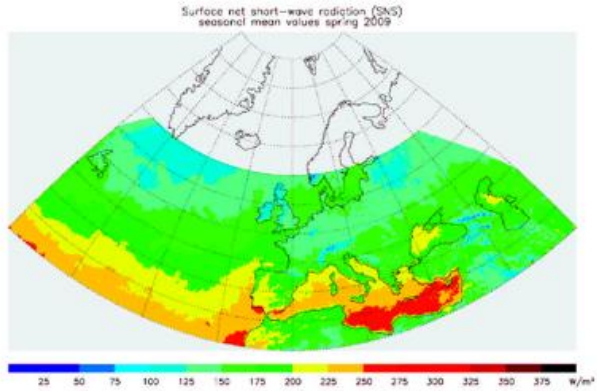
Die Abbildungen 7 und 8 zeigen die jahreszeitlichen Mittelwerte im Jahr 2009 sowie deren Anomalien bezogen auf den Referenzzeitraum 1983-2009 für die kurzwellige und die langwellige Strahlungsbilanz am Erdboden. Die Datenbasis für diese Auswertung sind die vom CM-SAF (http://www.cmsaf.eu) aus METEOSAT-Messungen abgeleiteten Daten. Für den Referenzzeitraum wurden SRB-Daten der Jahre 1983-2007 und CM-SAF-Daten ab September 2005 herangezogen. Die Datengrundlage und das Verfahren zur Erstellung einer konsistenten Referenzklimatologie ist ausführlich in einem Bericht dokumentiert„ der auf der Internet Seite des DWD (http://www.dwd.de/satklim) im Menü Dokumente zu finden ist („Erstellung einer Referenzklimatologie der Strahlungsbilanzkomponenten…“, Kothe/Ahrens 2009). Die Anomalien bedeuten hier abweichend zum Vorgehen bei den anderen Klimaelementen das Unter- bzw. Überschreiten des jeweiligen neutralen Bereichs, der eine statistisch definierte „Breite“ besitzt. Diese resultiert aus der „Streuung“ des Referenzdatensatzes. Aufgrund der Nutzung von Satelliten-Daten kann nicht die gesamte Referenzperiode der WMO 1961-1990 abgedeckt werden. Andererseits ermöglicht die Referenzperiode 1983-2009 die Ermittlung von Anomalien bzgl. eines aktuelleren Klimazustands.

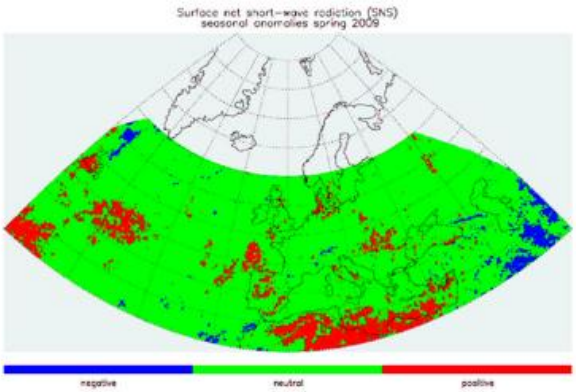
Bei den Anomalien gibt es nur relativ kleine Flächen des Gesamtgebietes, in denen positive oder negative Abweichungen vom ‚Normalbereich' auftreten.
Bemerkenswert ist das größere zusammenhängende Gebiet positiver Anomalie der kurzwelligen Strahlungsbilanz im **Frühjahr**. Hier gab es auch in allen drei Monaten viele heitere Tage (siehe http://www.dwd.de/satklim).
Umgekehrt gab es im Mittel über den **Sommer** im östlichen Mittelmeer und im Nahen Osten sowie auf dem zentralen Nordatlantik eine negative Anomalie der kurzwelligen Strahlungsbilanz.

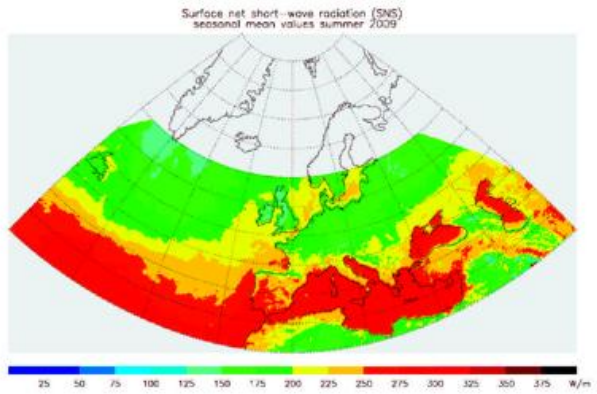
Bei der langwelligen Strahlungsbilanz erscheint im **Frühjahr** vor allem ein größeres zusammenhängendes Gebiet negativer Anomalie über der Iberischen Halbinsel, westlich von Frankreich bis über die Britischen Inseln markant. Hier wird man am ehesten einen Zusammenhang mit der Temperaturanomalie erwarten, die sich allerdings wegen des unterschiedlichen Referenzzeitraums schlecht vergleichen lässt. Jedoch war in diesen Monaten der Nordatlantik in dem Gebiet verhältnismäßig kühl (Referenzzeitraum 1971-2000)
(siehe http://www.emc.ncep.noaa.gov/research/cmb/sst_analysis/).
Auch im **Sommer** zeigt die langwellige Strahlungsbilanz ein großes zusammenhängendes Gebiet negativer Anomalien über dem östlichen Nordatlantik südlich von Island z. T. bis zu den Azoren und über der Norwegischen See und der Nordsee. Auch die Anomalie der Lufttemperatur zum Bezugszeitraum 1961-1990 war im Mittel über den Sommer über dem Nordatlantik im Bereich der Azoren negativ und die Wasseroberflächentemperatur relativ zum Bezugszeitraum 1971-2000 zeigte in allen 3 Monaten negative Anomalien in diesem Bereich. Diese negativen Temperaturanomalien umfassten jedoch nicht die Norwegische See und die Nordsee.

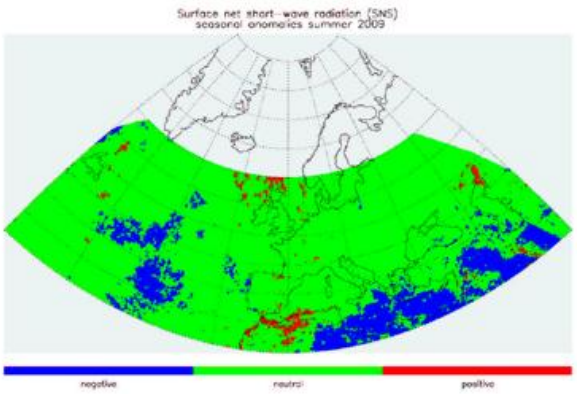


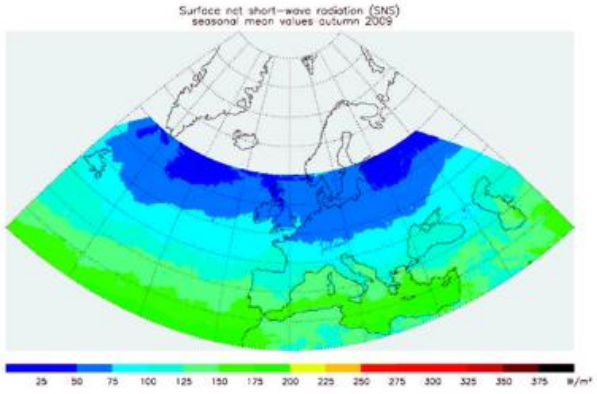












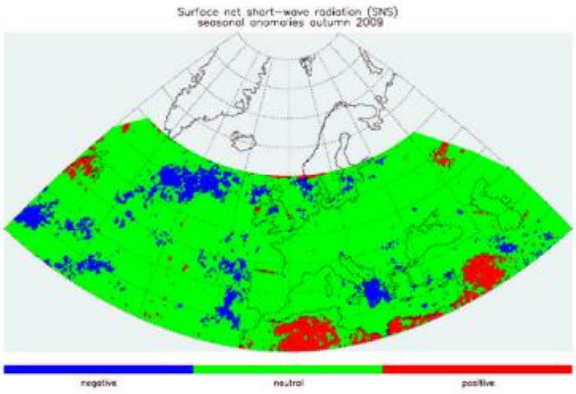
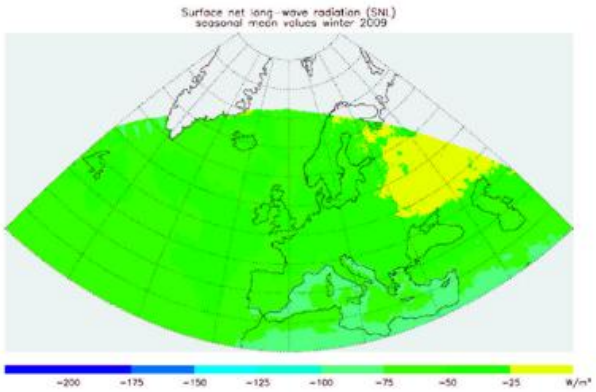
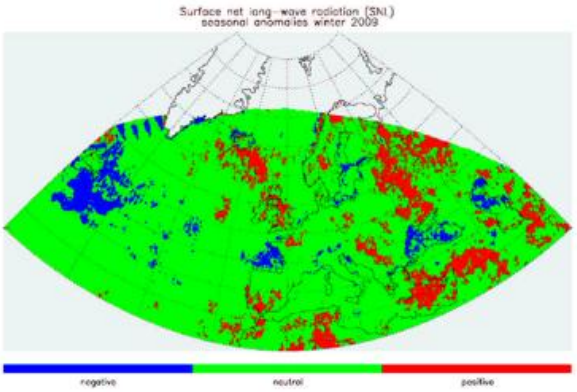
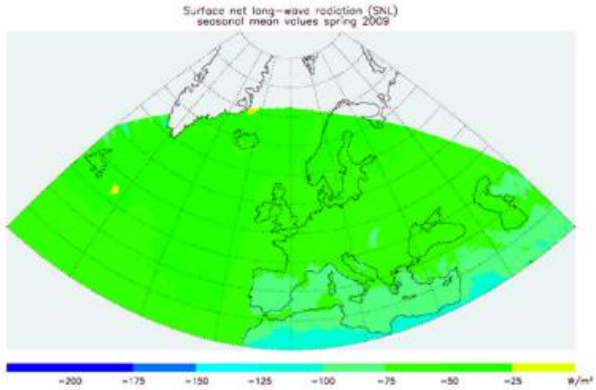


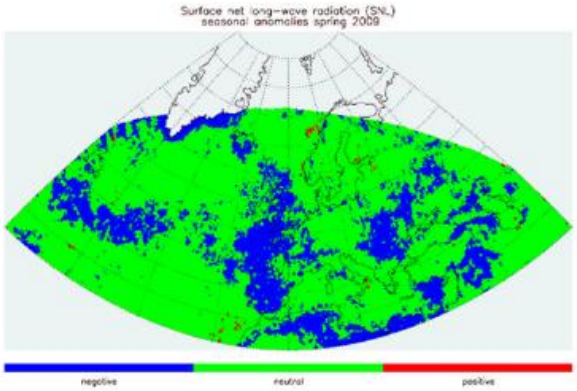
Abb. 7a (links): Mittelwerte der kurzwelligen Strahlungsbilanz in W/m² für die Jahreszeiten

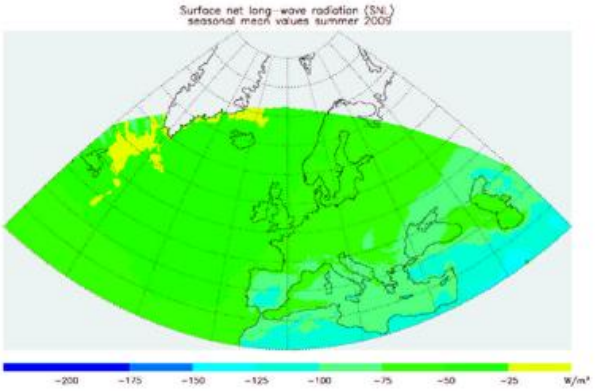
Abb. 7b (rechts): Anomalien der kurzwelligen Strahlungsbilanz als Unter- oder Überschreitung des unteren oder oberen Terzentilwertes der Referenzperiode 1983-2009 für die Jahreszeiten

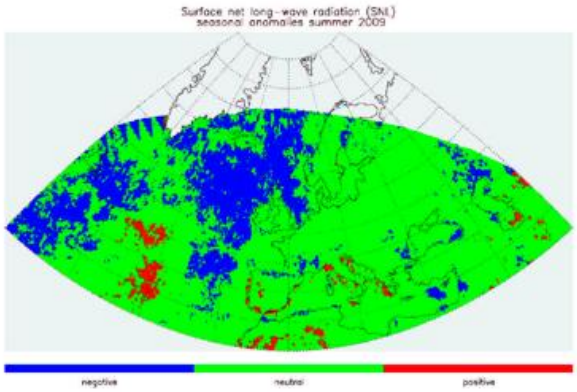


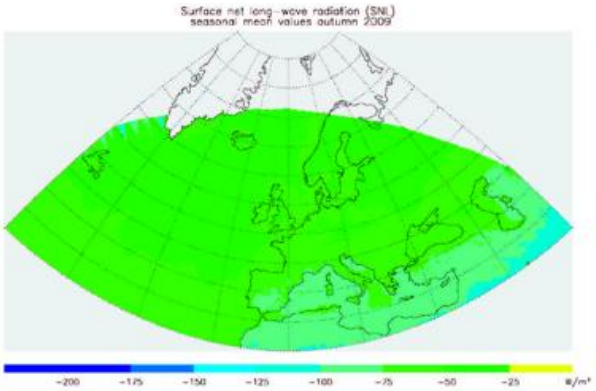












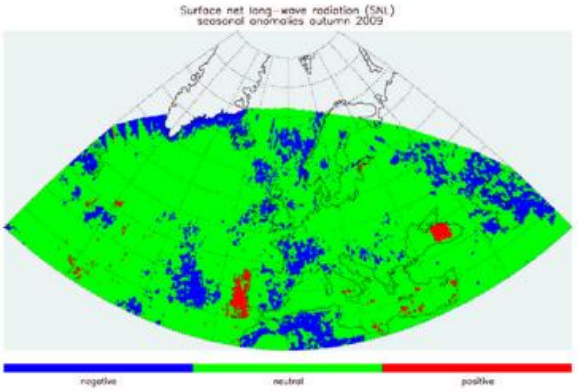


Abb. 8a (links): Mittelwerte der langwelligen Strahlungsbilanz in W/m² für die Jahreszeiten

Abb. 8b (rechts): Anomalien der langwelligen Strahlungsbilanz als Unter- oder Überschreitung des unteren oder oberen Terzentilwertes der Referenz 1983-2009 für die Jahreszeiten

Klimatologische Bewertung ausgewählter Klimaindizes

Für die Beschreibung und Analyse des Klimas und seiner Variabilität sind international eine Anzahl sogenannter Klimaindizes wie z.B. ‚Eistage', ‚Frosttage', ‚Tropennächte' usw. definiert worden, die von den Wetterdiensten auf monatlicher Basis aus den Beobachtungen der Klimastationen ausgezählt werden. Regelmäßige Darstellungen der monatlichen Anomalien solcher Klimaindizes für alle verfügbaren Stationen in Europa, die entsprechend lange Reihen besitzen, finden sich unter http://ecad.knmi.nl. In der Abb. 9 sind ausgewählte Indizes unter Berücksichtigung der im Jahr 2009 in den Monaten bzw. Jahreszeiten aufgetretenen Besonderheiten dargestellt.

So zeigt z.B. das Bild 9a (Anomalie der Anzahl der Tropennächte für den **Sommer**) anschaulich, dass die Häufigkeit solcher warmen und damit auch belastenden Nächte in diesem Sommer im Mittelmeerraum deutlich übernormal gewesen ist. Bemerkenswert ist, dass auch im Herbst im Mittelmeer noch verschiedentlich (Sizilien, Türkei) übernormal viele solcher Nächte gezählt wurden.
Im **Winter**, vor allem in den Monaten Januar 2009 und Dezember 2009 traten teilweise für Mitteleuropa sehr niedrige Temperaturen auf, so dass neben Behinderungen im Straßen-, Schiffs- oder Flugverkehr sogar Menschenleben durch Erfrieren zu beklagen waren. Die Karte der Anomalien der Anzahl der Eistage im Januar 2009 zeigt, dass diese in Mitteleuropa und auf dem Balkan häufiger als normal, andrerseits nicht extrem ungewöhnlich häufig auftraten. Im Dezember waren diese Tage besonders im Alpenraum ungewöhnlich häufig sowie, vielleicht etwas überraschend, auch in Skandinavien.
In fast allen Jahreszeiten des Jahres 2009 gab es sehr markante Niederschlagsereignisse (siehe dazu auch den Abschnitt ‚Niederschlag'). Die beiden Abbildungen in der letzten Reihe zeigen für Winter und Sommer die Anomalien der prozentualen Abweichung des Niederschlagsanteils der monatlichen Niederschlagshöhe an besonders ‚nassen' Tagen. Auch hier treten vereinzelt Stationen in Italien bzw. auf dem Balkan besonders hervor, aber die anderenorts aufgetretenen ungewöhnlich hohen Niederschläge (siehe im entsprechenden Abschnitt), werden in dieser Betrachtung weniger gut oder gar nicht repräsentiert.

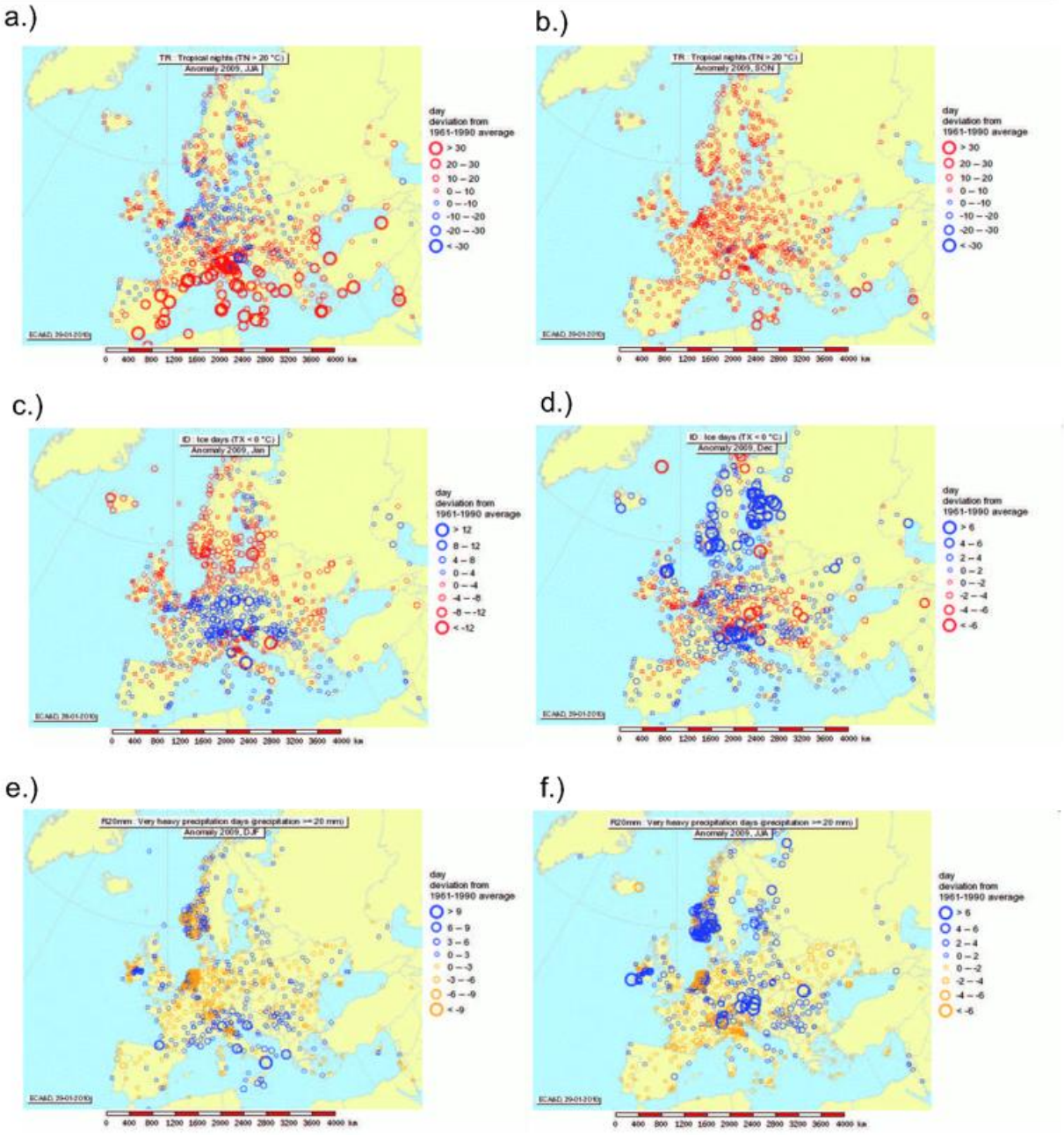


Abb. 9: Anomalien ausgewählter Klimaindizes vom Referenzzeitraum 1961-1990

a) Tropennächte im Sommer 2009
b) Tropennächte im Herbst 2009
c) Eistage im Januar 2009
d) Eistage im Dezember 2009
e) Starkniederschlag >/= 20 mm/d im Winter 2008/2009
f) Starkniederschlag >/= 20 mm/d im Sommer 2009

Besondere Ereignisse

Die Tabelle 1 gibt wieder, welche besonderen Witterungsereignisse von den Europäischen Wetterdiensten in den Monatlichen Witterungsberichten des Jahres 2009 aufgeführt wurden. Im Januar und Dezember 2009 wurden vor allem sehr niedrige Temperaturen aus Mittel- und Osteuropa gemeldet. Im Sommer und Herbst gab es vor allem im Mittelmeer und auf der Iberischen Halbinsel sehr hohe Temperaturen.

Tab. 1: Kalender besonderer Witterungsereignisse nach Berichten der Wetterdienste in der RA IV

Besondere Witterungsereignisse des Monats aus Berichten der Europäischen Wetterdienste
Januar 2009 Verbreiteter Schneefall und mehrere Tage mit sehr niedrigen Temperaturminima unter 10 0 C, im östlichen Mitteleuropa auch unter -20 0 C charakterisierten das erste Monatsdrittel. Eis auf Flüssen behinderte den Schiffsverkehr in Deutschland, es gab Verspätungen im Flug- und Bahnverkehr und Unfälle. Bei bis zu -28 0 C erfroren 3 Menschen.Das Tief Klaus verursachte in der 2. Monatshälfte sehr große Wellenhöhen an der spanischen und französischen Mittelmeerküste und forderte mehr als 20 Todesopfer.
Februar 2009 Das Tief Quinten brachte in großen Teilen Frankreichs und auf Korsika mit Böen bis zu 41 m/s, sowie in der Schweiz und Deutschland nördlich der Alpenkämme sehr hohe Windgeschwindigkeiten mit vielfach 30 m/s oder mehr und 25 m/s sogar an geschützten Orten. Dabei waren allerdings weniger die hohen Werte als vielmehr ihre große räumliche Ausdehnung und die Andauer des Ereignisses ungewöhnlich.
März 2009 In Österreich traten in den östlichen Landesteilen extreme hohe Niederschlagssummen auf, so daß das Wald- und Weinviertel, das Tullner Feld und die Wiener Gegend mit bis zu 400 % des Normalen den regnerischsten März seit Beginn der Messungen registrierten. Ein unfangreiches Tief im Mittelmeer brachte Süditalien, Sizilien, Sardinien und dem Tyrrhenischen Meer vom 4.-6. des Monats hohe Windgeschwindigkeiten, große Wellenhöhen, Gewitter mit Tornados, Regen und Schnee. Auch Mittel- und Westeuropa und Nordafrika waren von dem Tief betroffen. In großen Teilen Griechenlands und an der türkischen Westküste wurden auf der Vorderseite große Mengen Saharasand herantransportiert.
April 2009 In Österreich gab es mehrere Lawinenabgänge und Hangrutschungen sowie andererseits 25 Fälle von Waldbrand. In Italien trat am 30. nach schweren Regenfällen der Po über die Ufer.
Mai 2009 Am 25. und 26. gab es in den Niederlanden, in Dänemark, Frankreich, Deutschland, der Schweiz, Österreich und Italien schwere Gewitter mit Windgeschwindigkeiten über 100 km/h, schwerem Hagel mit Durchmessern zwischen 2.5 und 7 cm, Regen um 50 mm in 24 Stunden und vielen Blitzeinschlägen.
Juni 2009 Um den 6. und 7. Juni gab es heftige Gewitter mit schweren Regenfällen, Blitzeinschlägen, Stürmen und einem mit Fotos dokumentierten Tornado bei Suffolk. Exeter registrierte 93 mm Regen zwischen 7 und 20 Uhr am 6. Auch aus der Schweiz und Italien wurden Rekordniederschläge im Zusammenhang mit Gewittern mit Hagel und Sturm berichtet. Locarno erhielt in 3 Stunden 106 mm, Centovalli und das untere Maggia-Tal hatten 250 mm in 12 Stunden. In der Zeit vom 22. bis 25. brachte das große Adriantief 'Quinton' in Italien, Österreich und Deutschland extreme Niederschläge mit mehr als 100 mm in 48 Stunden an mehr als 30 österreichischen Stationen, „50-Jahresniederschlägen" in Süddeutschland (155 mm als Tagesniederschlag in Siegsdorf-Höll SE des Chiemsee) und intensiven konvektiven Niederschlag in den Tagen davor (20.-22.) in den Regionen Puglia, Lazio, Campania und Calabria mit ebenfalls rekordbrechenden Summen.Portugal litt in dem Monat unter 2 mehrtägigen Hitzewellen, vom 27.5.-3.6. und vom 10.-22.6., mit Temperaturmaxima von 40 0C und darüber, mehr Sommertagen und Heißen Tagen sowie 11 Tropennächten im Südosten des Landes.
Juli 2009 Italien litt unter 2 mehrtägigen Hitzewellen mit Temperaturmaxima über 32 0 C zwischen dem 12. und 16. sowie dem 21. und 26. Während der 2. Hitzewelle wurden Temperaturmaxima über 40 0 C an 15 Stationen erreicht oder überschritten und 2 Stationen (Deciomannu und Catania) erreichten 45 0 C. In Norditalien gab es am 17. und 18. intensive konvektive Entwicklungen mit Sturm, Regen, Hagel und sogar Schneefall auf den Bergen. 4 Menschen starben und 1 Mensch wurde schwer verletzt durch Bergrutsche, hohe Wellen an der Küste und umgestürzte Bäume.
August 2009 Österreich wurde am 4./5. wieder von schweren Niederschlägen heimgesucht, die 100 mm oder mehr in 24 Stunden erbrachten. Lunz am See wurde zum dritten Mal in diesem Jahr getroffen. Gewitter mit Blitzschlag und schwerem Hagel und auch Tornados wurden in Deutschland vor allem am 10. und 17. beobachtet. Auch Frankreich hatte Gewitter mit sehr schwerem Niederschlag von 136 mm für Ambert (Puy-de-Dome) bzw. 152 mm für Chalmazel (Loire) am 24. und 26.

September 2009
In Deutschland traten in der ersten Monatshälfte Tornados sowie Gewitter mit schwerem Hagel auf.
In Portugal erreichten oder überschritten die Tagesmaxima der Temperatur fast täglich 25 0 C und 2 Hitzewellen von 6-7 aufeinanderfolgenden Tagen zu Monatsbeginn bzw. Monatsende brachten Tagesmaxima von 35 0 C oder mehr vor allem im Landesinnern. Am 9. wurde Istanbul nach schweren Regenfällen überschwemmt.
Vom 15.-17. traten heftige Gewitter mit Regen, Sturm und Blitzeinschlägen in Mittel-und Süditalien, im Tyrrhenischen Meer und im Ionischen Meer auf. Besonders betroffen waren Neapel, Rome und Palermo.
In Frankreich traten in der Nacht vom 17. zum 18. extreme Niederschläge mit mehr als 160 mm in der Gegend von Bayonne (Atlantische Pyrenäen) auf.
Oktober 2009
Nach einer sehr warmen ersten Monatsdekade gab es ab dem 12. einen Kälteeinbruch, der winterliche Verhältnisse und den ersten Schnee im Süden und Südosten Deutschlands, in der Schweiz und in Österreich brachte und bis zum 20. anhielt. Auf den hohen Bergen der Alpen wurden Neuschneehöhen von 40 cm (Schweizer Alpen), 75 cm (Sonnblick) , 100-120 cm (Italienische Alpen) erreicht bzw. 160 cm auf der Zugspitze. In Deutschland erhielten der Wendelstein 82 cm und Zinnwald-Georgenfeld 42 cm und in Ostdeutschland lag zwischen dem 14. und dem 26. eine Schneedecke auch unterhalb von 100 m. Aus Tschechien wurden 103 cm für Lysa Hora gemeldet. Portugal hatte wiederum eine 9-tägige Hitzewelle (10.-18.) mit Temperaturmaxima von 30 0 C und mehr im Süden des Landes.
November 2009
Mehrere Atlantische Tiefs brachten den Britischen Inseln und Irland schweren Regen, starken Wind bzw. Sturm an den Küsten. Am 1. erreichten die täglichen Niederschlagshöhen in Wales, Irland und Schottland 24 – 53 mm an vielen Stationen, am 13.-14. erreichten die täglichen Niederschläge im Süden Großbritanniens ebenfalls 37-53 mm, dazu gab es Windböen von verbreitet mehr al 97 m/s und bis zu 175 m/s an der Küste. Am 19. erhielt der Westen und Südwesten Irlands 2-tägige Niederschlagshöhen über 100 mm und Seqthwaite (Cumbria) erhielt vom 18. zum 19. 372 mm. Dies waren vielfach, besonders in Irland, Rekordniederschläge.
Ebenfalls am 18./19. hatte Dänemark heftigen Sturm an der Westküste mit Stärken von Beaufort 10 im Mittel und 12 in Böen.
In Frankreich war der November 2009 der zweitwärmste seit 1900. Mehrmals und in alle 3 Dekaden wurden Tagesmaxima um 20 0 C und sogar bis 25 0 C erreicht und die Temperaturminima waren mit 12-15 0 C ebenfalls vielfach recht hoch. Auch in der Schweiz war dieser November einer der wärmsten seit 1864, für Österreich war es ein warmer, jedoch nicht rekordverdächtiger Monat. Aber auch Lettland meldete für den 21. mit Tagesmittelwerten von 10.5-11.3 0 C an einigen Stationen Höchstwerte seit 1926.In Griechenland traten in der ersten Monatshälfte schwere Regenfälle mit Gewitter und Hagel auf und brachten auf dem Festland und den Inseln vielfach Überschwemmungen.
Dezember 2009
Der Dezember war in Portugal sehr naß. Gegenüber dem mittleren Mittel von 1971-2000 war die Niederschlagshöhe landesweit 89 mm zu hoch. Auch Madeira und die Azoren erhielten höchste Niederschläge seit 1931. In der 2. Monatsdekade setzte eine Kältewelle ein, die Norditalien um den 18.-20. heftige Schneestürme und Schneehöhen um 30 cm brachten. Venedig wurde überschwemmt. Die Kältewelle forderte Todesopfer. Allein in Deutschland erfroren um den 20. 7 Menschen und Europaweit gab es vermutlich um die 80 Todesopfer durch Erfrieren. Der Temperatursturz führte dazu, dass in der Nacht vom 18. zum 19. 5 Eurostarzüge im Kanaltunnel stecken blieben und erst nach 16 Stunden herausgezogen werden konnten.

Besondere Niederschlagsereignisse gab es außer im Januar und Februar in allen Monaten. Österreich war allein 3 Mal (im März, Juni und August) von schweren Niederschlägen betroffen. Mai und Juni brachten schwere Gewitter in West-, Mittel- und Südeuropa, wobei neben hohen lokalen Niederschlägen und Sturmböen auch Blitzeinschläge und schwerer Hagel auftraten.

Quellen

http://www.dwd.de/rcc-cm , http://gpcc.dwd.de , http://www.cmsaf.eu , http://ecad.knmi.nl
http://www.emc.ncep.noaa.gov/research/cmb/sst_analysis/
U. Schneider, T. Fuchs und B. Rudolf (2008): Global Precipitation Analysis Products of the GPCC. Deutscher Wetterdienst, Offenbach a .M., Germany. 16 pp. Internetpublikation unter http://gpcc.dwd.de.
Rudolf, B., und U. Schneider (2005): Calculation of Gridded Precipitation Data for the Global Land-Surface using in-situ Gauge Observations, Proceedings of the 2nd Workshop of the International Precipitation Working Group IPWG, Monterey October 2004, EUMETSAT, ISBN 92-9110-070-6, ISSN 1727-432X, 231-247.
Rudolf, B., H. Hauschild, M. Reiß und U. Schneider (1992): Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie - Contributions to the Global Precipitation Climatology Centre. Meteorologische Zeitschrift N. F. 1 Nr. 1, 7-84.
Quellenangaben zu den aufgelisteten Extremereignissen
- Roger Brugge, University of Reading, UK, http://www.met.rdg.ac.uk/~brugge/world.html
- Dartmouth Flood Observatory, New Hampshire, USA, http://www.dartmouth.edu/~floods
- UK MetOffice climate and weather statistics: http://www.metoffice.gov.uk/climate/uk/
Sowie im Internet verfügbare Monatliche Witterungsberichte bzw. Pressemitteilungen der in der RA VI vertretenen Wetterdienste

Das Klima des Jahres 2009 im globalen Maßstab

P. Hechler, C. Lefebvre

Auch das Jahr 2009 fällt global gesehen unter die zehn wärmsten Jahre seit Beginn der Zeitreihen im Jahr 1850. Nach Berechnungen des britischen Met Office Hadley Centre und der Climate Research Unit der Universität East Anglia betrug die Abweichung +0.44K bezogen auf die mittlere globale Jahrestemperatur der Referenzperiode 1961-1990 von 14°C. Für den überwiegenden Teil der Landflächen wurden überdurchschnittliche Temperaturen registriert. In Europa, in der Südhälfte Asiens und in der Nordhälfte Afrikas war es weiträumig um 1-2 K zu warm. Nur Teile der USA, Kanadas und Zentralsibiriens fielen bis 1 K zu kühl aus.
Die Dekade 2000 bis 2009 war die wärmste Dekade seit Beginn der Zeitreihe im Jahr 1850.

Die Temperatur- und Niederschlagsmuster, aber auch das Aufkommen tropischer Wirbelstürme wurden nach dem Abklingen eines La Niña-Ereignisses ab Jahresmitte durch eine moderate El Niño-Phase mitbestimmt.

So führte die mit einem El Niño-Ereignis verbundene Erhöhung der vertikalen Windscherung über dem Nordatlantik - trotz des Fortbestehens der Warmphase der Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) – zu einer unterdurchschnittlichen Anzahl von 9 benannten tropischen Wirbelstürmen, von denen 3 Hurrikanstärke erreichten.
Dagegen wurde über dem Nordostpazifik die Entwicklung von Tropenstürmen durch eine Reduzierung der vertikalen Windscherung gefördert. Die Zahl von 20 benannten Wirbelstürmen, von denen sich 8 zu Hurrikanen verstärkten, überschritt den Mittelwert von 16 Stürmen.
Besonders hoch waren die Schäden und Todesopfer, die die westpazifischen Taifune MORAKOT, KETSANA und PARMA durch heftige Regenfälle verursachten, die großflächige Überschwemmungen hervorriefen. Taifun MORAKOT hinterließ in China, auf den Philippinen und Taiwan Schäden von 4,6 Mrd. US $ an Infrastruktur und Landwirtschaft und mehr als 600 Todesopfer, davon allein auf Taiwan mehr als 400. Taifun KETSANA tötete auf den Philippinen, in Laos und Vietnam 694 Menschen und durch PARMA starben auf den Philippinen, in Taiwan und China 469 Menschen. Durch den tropischen Zyklon AILA, der Ende Mai Bangladesch, Bhutan und Indien heimsuchte, starben 320 Menschen und über 58.000 Nutztiere.

Regionale Temperaturabweichungen

In Europa war insbesondere der April mit Abweichungen bis zu mehr als 5 K in Mitteleuropa ungewöhnlich warm. Aber auch der November fiel fast durchweg um 2 bis 4 K zu mild aus. Dagegen klang das Jahr in vielen Teilen Europas kalt aus. Im Dezember wurden beispielsweise bis zu -40 °C in Skandinavien, -17 °C in Norditalien sowie unter -20 °C in Nordostfrankreich registriert und Großbritannien erlebte die längste Winterperiode (Frost und Schneefall) seit 1981/82.

In Asien war schon der Februar in Sibirien bei Anomalien bis -6 K deutlich zu kalt gewesen, während das mittlere und südliche Asien meist um 2-4 K, weiträumig sogar bis 6 K zu warm ausfiel. Ähnlich wie Europa erlebte Sibirien im April eine sehr kräftige Erwärmung. Von Mittelsibirien bis in die Mongolei war dieser Monat um 4-6 K zu warm. Eine Hitzwelle im Mai brachte dem Osten der Arabischen Halbinsel, Pakistan und Indien Tageshöchsttemperaturen um 50 °C. Der Dezember war wie in Europa auch im nördlichen Asien deutlich kälter als gewöhnlich. In West- und Mittelsibirien blieben die Monatsmitteltemperaturen um 4 K bis 8 K unter dem Mittel.

Auf dem nordamerikanischen Kontinent blieb das Temperaturniveau in mehreren Monaten weiträumig unter dem Durchschnitt. Frühling und Sommer fielen in Kanada weiträumig bis 2 K zu kühl aus, obwohl im Juli an einigen Tagen Rekordtemperaturen gemessen wurden, so bspw. am 29. Juli in Victoria bei Vancouver mit 35°C. September und November fielen mit Anomalien bis 6 K deutlich zu warm aus. In den USA waren der Oktober und Dezember durchweg zu kalt, wobei Anomalien bis -6 K verzeichnet wurden. In den nördlichen Prärien fiel auch der Sommer mit Abweichungen bis - 2 K zu kühl aus.

Südamerika erlebte vor allem in Argentinien, Uruguay, Paraguay und Südbrasilien einen warmen Herbst (März bis Mai) und in Brasilien, Bolivien, Paraguay und Nordargentinien einen sehr milden Frühling. Die Anomalien erreichten Werte um 2 K. Für große Teile Zentralargentiniens war es der wärmste Herbst seit 1961 mit saisonalen Temperaturabweichungen von +2 K bis +3 K. In Afrika war im Norden der Sommer noch um 1-2 K wärmer als gewöhnlich.

Für Australien war das Jahr 2009 das zweitwärmste seit Beginn der australischen Beobachtungen im Jahr 1910. Im Januar und Februar suchten zwei extreme Hitzewellen den Süden und Südosten des Kontinents heim. Victoria verzeichnete mit +48,8 °C einen neunen Temperaturrekord. Aber auch der Winter (Juni-August) war außergewöhnlich warm mit Abweichungen in den mittleren August-Höchsttemperaturen bis zu +7 K.

Niederschlag

Global betrachtet war das Jahr 2009 bezogen auf den Niederschlag ein normales Jahr. Während große Teile Alaskas, Australiens, des südlichen Südamerikas sowie Westeuropas und Südasiens trockener waren als es der Referenzperiode entspricht, fielen in Südostbrasilien, Uruguay, Teilen Ost- und Südostasiens, in großen Teilen Europas und im Osten der USA überdurchschnittliche Niederschläge.

Die USA erlebten den nassesten Oktober seit 115 Jahren. Überschwemmungen wurden durch Starkniederschläge u.a. im Bereich von tropischen Wirbelstürmen ausgelöst, wovon besonders die Philippinen betroffen waren.
Aber auch in Mittelamerika löste in El Salvador ein Sturm Überflutungen und Bergrutsche aus, bei denen 192 Menschen ums Leben kamen.

Im April und Mai hinterließen Überschwemmungen im nordöstlichen Brasilien mehr als 60 Todesopfer. Über 40000 Menschen wurden evakuiert. Im November wurden durch Niederschläge, die mit Monatshöhen von regional mehr als 500 mm neue

Rekordwerte darstellten, Überflutungen im Süden Brasilien, im Nordosten Argentiniens und in Uruguay ausgelöst.

Aber auch in Westafrika waren 6 Länder und mehr als eine halbe Million Menschen von Überflutungen betroffen. Allein in Burkina Faso starben Anfang September 159 Menschen, als 263 mm in 12 Stunden fielen und damit einen 90-jährigen Rekord einstellten. Demgegenüber erlebte der Osten Afrikas die schlimmste Dürre seit 10 Jahren. In Kenia ging die Maisernte um 40 % zurück.

Anfang April bewirkten im australischen Bundesstaat Queensland 700 mm in 48 Stunden eine Jahrhundertflut an der Ostküste Australiens. Trockenheit herrschte dagegen im Südosten Australiens, wie in Melbourne. Hier fielen von Januar bis Juni nur 126 mm, womit der bisherige Rekordwert von 1967 der seit 1855 bestehenden Zeitreihe noch unterschritten wurde. Die Dürre führte vor allem in den Bundesstaaten Victoria und New South Wales zu schweren Buschfeuern.

Weite Teile Chinas litten unter der schlimmsten Dürre seit 50 Jahren, was erhebliche Ernteausfälle zur Folge hatte. Mehr als 500.000 Tiere verendeten.
Das El Niño-Ereignis bewirkte im Norden Indiens eine Schwächung des Sommermonsuns. Die schwächste Monsunzeit seit 1972 hatte schwere Dürren in 40 % des Landes zur Folge. Dagegen fiel im September und Anfang Oktober im Süden Indiens sehr ergiebiger Monsunregen, der zu Überflutungen führte, bei denen mehr als 250 Menschen den Tod fanden.

Arktisches Meereis

Satelliten registrierten am Ende der jährlichen Schmelzperiode im September mit 5.10 Millionen km^2 die dritt-geringste Ausdehnung des arktischen Meereises seit 1979. Verglichen mit dem Mittel 1979-2000 betrug die Abnahme der Fläche des arktischen Meereises im September 11,2 % pro Dekade.

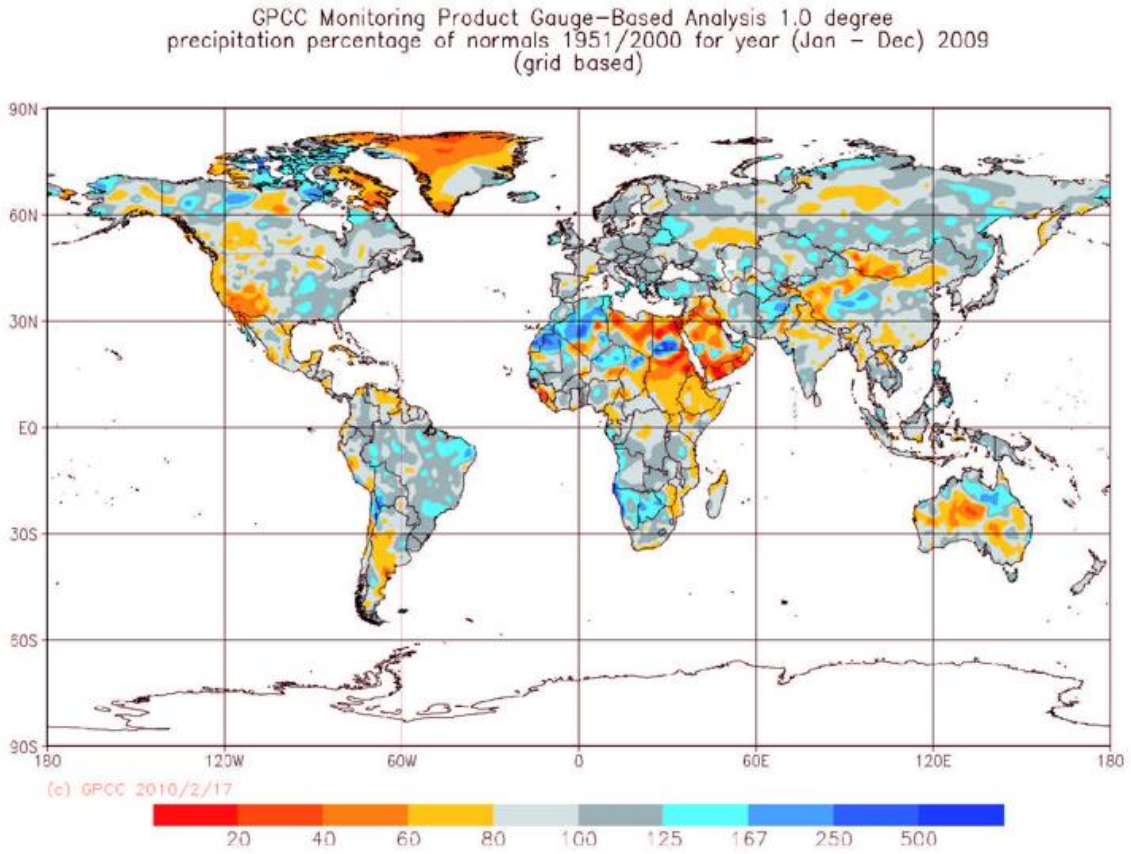


Abb. 1: Globale Niederschlagsabweichungskarte

Quellen:

WMO Statement on the Status of the Global Climate in 2009, Pressemitteilung Nr. 869 der WMO, http:/www.wmo.int/pages/mediacentre/press_release/pr_869_en.html
TOPICS GEO, Naturkatastrophen 2009, Analysen, Bewertungen, Positionen. Münchener Rück, 2010.
World Weather News 2009, Roger Brugge, Univ. of Reading, http://www.met.rdg.ac.uk/~brugge/world2009.html.

Entwicklung klimarelevanter Luftbestandteile

H. Flentje, W. Fricke, U. Köhler, W. Steinbrecht, W. Thomas

Im Rahmen des Global Atmosphere Watch (GAW) Programms der WMO führt der DWD in Zusammenarbeit mit dem Umweltbundesamt und anderen Einrichtungen langjährige Messungen klima-relevanter Spurengase und weiterer wichtiger Luftbestandteile durch. Die Messungen werden vor allem an den Reinluftstationen Hohenpeißenberg und Zugspitze / Schneefernerhaus durchgeführt. Im Vorjahr haben wir im Klimastatusbericht ausführlich zu Ergebnissen der bodennahen Messung reaktiver Spurengase und Ozonvorläufersubstanzen berichtet. Dieses Jahr sollen, weniger ausführlich, Ergebnisse der Aerosolmessungen vorgestellt werden. Natürlich berichten wir, wie seit vielen Jahren üblich, auch wieder zum Stand der stratosphärischen Ozonschicht.

Ausgewählte Ergebnisse der Aerosolmessungen

Aerosolteilchen in der Luft greifen in viele atmosphärische Prozesse ein. Sie sind wichtig für den Strahlungstransport in der Atmosphäre, bieten Oberfläche für chemische Umsetzungen (z.B. Antarktisches Ozonloch), spielen eine Schlüsselrolle bei der Wolkenbildung, und sind auch für die menschliche Gesundheit von Bedeutung (z.B. Dieselruß). Seit langem sind Aerosoleffekte eine der großen Unsicherheitsquellen bei den Klima-Berichten des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Gerade deswegen sind langjährige Messungen von Aerosolparametern auf hohem Qualitätsniveau von großer Bedeutung.
Abbildung 1 zeigt z.B. den langjährigen Verlauf der am Hohenpeißenberg in-situ gemessenen Partikel-Massenkonzentration. Die Bestimmung der Masse erfolgt über ein gravimetrisches Verfahren, dessen Nachweisgrenze bei ca. 0.01 µg liegt. Seit

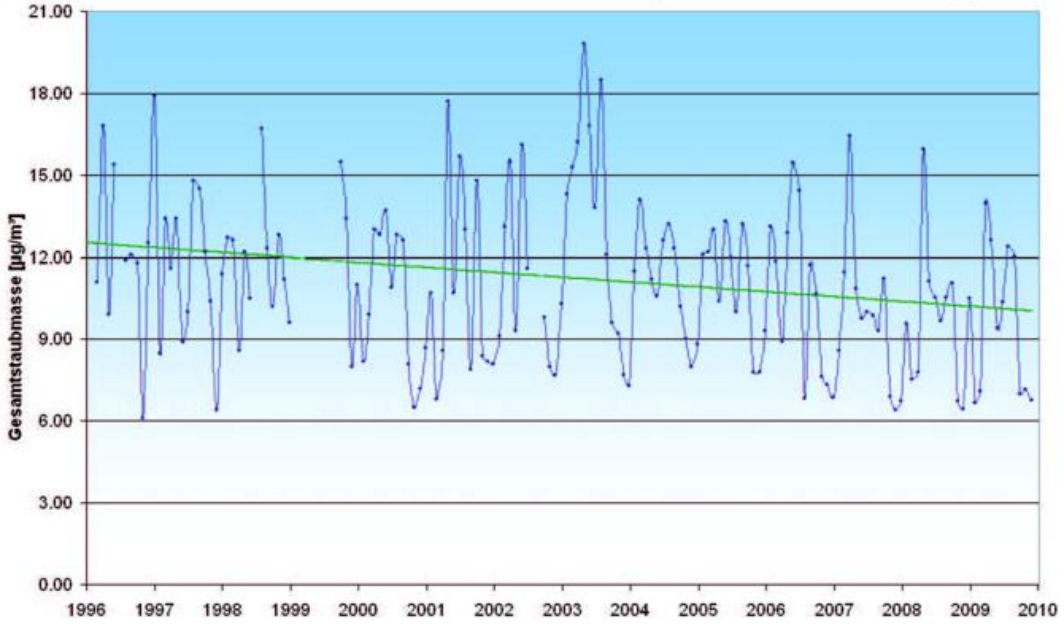


Abb. 1: Partikel-Massenkonzentration am Standort Hohenpeißenberg von 1996 – 2009 (blaue Kurve) mit linear abnehmendem Trend (grüne Kurve).

Beginn der Messungen im Jahr 1996 weist die Gesamtstaubmasse einen abnehmenden Trend von 0.18(±0.06) µg/m³ pro Jahr auf, der mit R^2=0.06 auf dem 99%-Niveau signifikant ist. Der langjährige Mittelwert liegt bei ca. 11 µg/m³, die Monatsmittel sind jedoch sehr variabel und sowohl von Großwetterlagen und Ferntransport (z.B. Saharastaub) als auch von lokalen Effekten (Aufwirbelung von Grobstaub durch Wind, Brandpartikel, biogenes Aerosol) abhängig. An der Reinluftstation Hohenpeißenberg liegt die Aerosolmasse natürlich meistens weit unterhalb des EU Feinstaubgrenzwertes von 50 µg/m³.

Die Gesamtstaubmasse von Abb. 1 ist wesentlich durch größere, relativ massenreiche Partikel beeinflusst. Diese spielen auch für die optischen Aerosoleigenschaften (Transmission, Absorption, Reflexion) in der Regel die größte Rolle. Obwohl in der Massenbilanz eher von untergeordneter Bedeutung, sind jedoch auch Partikel mit geringer Masse wichtig, vor allem in der Biosphäre. Sie entstehen durch Gas-Partikel-Konversion (Nukleation) und sind Vorläufer der größeren Partikel, die durch Koagulation und Kondensation anwachsen. Durch ihre große Anzahl tragen sie erheblich zu der für chemische Umsätze wichtigen Partikel-Oberfläche bei. Zudem sind kleine Partikel lungengängig und spielen dadurch im Bereich der Gesundheit eine große Rolle. In der durch die kleineren Partikel dominierten Anzahl-Konzentration, gemessen z.B. unter freien troposphärischen Bedingungen am Schneefernerhaus in 2635 m.ü.N.N. ist jedoch praktisch keine Tendenz zu erkennen.

Auch die chemische Zusammensetzung der Partikel beeinflusst das Klima sowie die Gesundheit von Menschen, Tieren und Pflanzen. Neben natürlichen Partikeln, die typischerweise aus Erdkrustenmaterial (Kalzium, Kalium, Magnesium, Silikate), Ammoniumnitrat/-sulfat, Seesalz (Natrium, Chlor) und organischen Substanzen bestehen, ist besonders die Rußkonzentration in der Atmosphäre von Interesse. Rußpartikel stammen in Mitteleuropa überwiegend aus anthropogenen Quellen (Verkehr, Industrieemissionen, Hausbrand). Atmosphärisches Rußaerosol absorbiert Sonnenlicht und wirkt daher erwärmend, den Treibhauseffekt unterstützend. Dieser Effekt ist umso stärker, je höher sich die Partikel in der Atmosphäre befinden. In Bodennähe überwiegt der gesundheitliche Aspekt, denn Rußpartikel sind kanzerogen und auf-

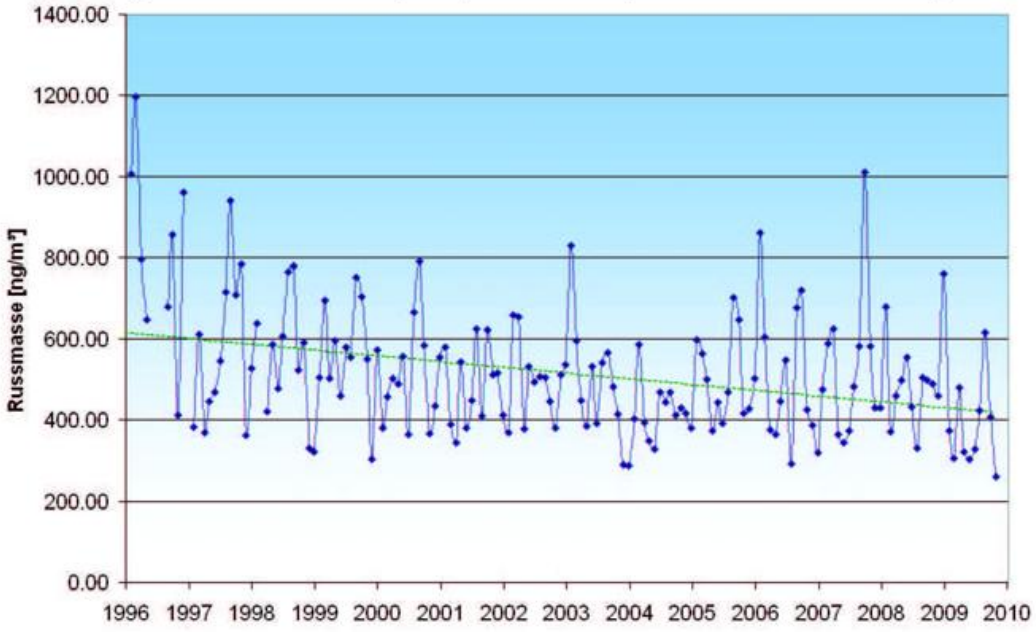


Abb. 2: Ruß-Massenkonzentration am Hohenpeißenberg von 1996 – 2009 (blaue Kurve) mit abnehmender Tendenz (linear genähert durch grüne Kurve).

grund ihrer Größe zumindest teilweise lungengängig. Ob die Partikel in der Atmosphäre netto abkühlend oder erwärmend wirken, hängt von dem Verhältnis des Absorptions- zum Streukoeffizienten, ausgedrückt durch die sog. Single Scattering Albedo, ab. Beide Größen werden seit 1996 bzw. 1997 am Observatorium Hohenpeißenberg im Rahmen der GAW-Aufgaben gemessen. Der zeitliche Verlauf der Rußkonzentration (Abb. 2) zeigt eine abnehmende Tendenz von 0.014(±0.003) µg/m³ pro Jahr, die allerdings stark durch den Beginn und das Ende der Zeitreihe beeinflusst wird. Im Zeitraum 1998 - 2008 ergäbe sich nur eine Abnahme von 0.005(±0.0035) µg/m³ pro Jahr. Es kann daher nur unter Vorbehalt bezogen auf einen bestimmten Zeitraum von einem signifikanten Trend gesprochen werden.

Ozon in der Stratosphäre

Abbildung 3 zeigt den langjährigen Verlauf der Jahresmittel der Ozonsäulen über dem Hohenpeißenberg. Der langjährige Ozonrückgang durch Chlor aus FCKWs endete in der zweiten Hälfte der 1990er Jahre. Seitdem befinden wir uns in einer Phase langsamer Erholung. Im Rahmen der üblichen Schwankungen, z.B. durch den elfjährigen Sonnenzyklus, oder durch die quasi-zweijährige Oszillation der Winde am Äquator (QBO), passte auch 2009 in dieses Bild. Mit 326 Dobson Einheiten (DU) wurde 2009 ein etwas höherer Wert gemessen, wogegen im Vorjahr die Gesamtozonsäule mit 316 DU relativ niedrig lag. Solche Änderungen von einem Jahr zum nächsten hängen mit der Stärke des winterlichen Polarwirbels, der QBO und der meteorologischen Situation zusammen und sind durchaus üblich.
Einen genaueren Blick auf den Ozonverlauf der Jahre 2008 und 2009 anhand der ge-

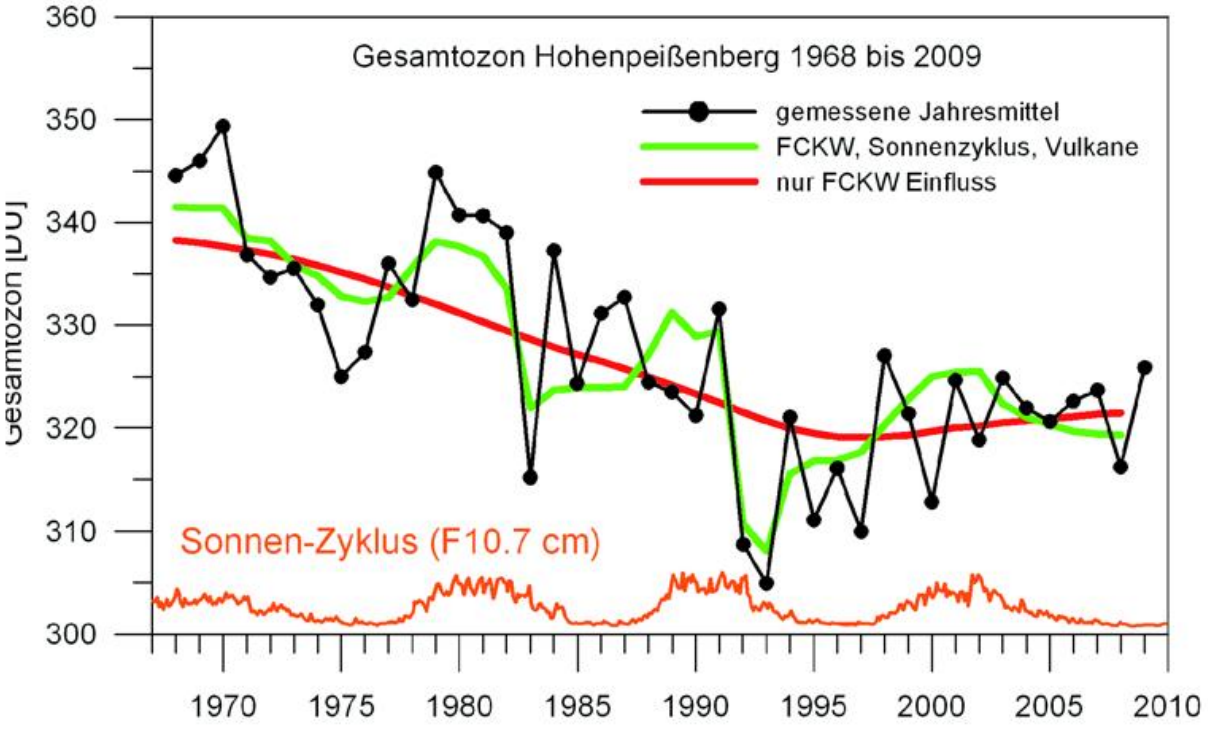


Abb. 3: Blaue Kurve: Jahresmittel des Gesamtozons aus Hohenpeißenberger Messungen. Rote Linie: Langjähriger Verlauf verursacht allein durch anthropogenes Chlor (aus FCKWs). Grüne Linie: Langjähriger Verlauf durch Chlor, Vulkanausbrüche, und 11-jährigen Sonnenzyklus. Rote und grüne Linie sind Ergebnisse einer Schätzung von Einflussfaktoren mittels linearer Regression. Orange Linie: Solare Einstrahlung bei 10.7 cm Wellenlänge als Indikator für die Sonnenaktivität. Einstrahlung etwa 0.7×10^{-20} W/m^2/Hz bei solaren Mimima und 2×10^{-20} W/m^2/Hz bei solaren Maxima.

messenen Tagesmittel erlaubt Abbildung 4. Insbesondere in den Wintermonaten, also im Januar und Februar, sowie im Dezember wurden 2009 relativ hohe Gesamtozonsäulen gemessen. Die Werte lagen häufig oberhalb des 67% Perzentils der langjährigen Häufigkeitsverteilung. Im Januar und Februar wurden sogar Ozonsäulen nahe an den bisher gemessenen Maxima beobachtet. 2008 war das Bild eher umgekehrt. Damals lagen die Werte in den Wintermonaten meist unterhalb des 33% Perzentils, an einigen Tagen sogar im Bereich der bisherigen Minima. Diese Unterschiede liefern den Hauptbeitrag zum niedrigen Jahresmittel von 2008, und zum höheren Jahresmittel von 2009.

Die hohen Ozonsäulen im Januar und Februar 2009 hängen mit der rekord-verdächtigen Stratosphärenerwärmung Ende Januar 2009 zusammen. Diese Stratosphärenerwärmung gehört zu den intensivsten, die bisher beobachtet wurden. Sie führte zu starkem Transport ozonreicher Luft aus den Tropen nach Norden, sowie zu verstärktem Absinken ozonreicher Luft über der Polarkappe. Aufgrund derrelativ hohen Temperaturen traten auch kaum polare Stratosphärenwolken auf. Im arktischen Frühjahr gab es nur geringfügigen chemischen Ozonabbau. Alle diese Faktoren führten zu hohen Ozonwerten über weiten Bereichen der Nordhalbkugel.

Im Gegensatz dazu war im Jahr 2008 der Polarwirbel stark ausgeprägt, weniger Ozon wurde nach Norden transportiert, mehr Ozon photo-chemisch abgebaut. Die resultierenden Ozonunterschiede im ersten Jahresdrittel sind in Abb. 4 zu sehen, und wurden bereits diskutiert.

Weiterhin auffällig sind die sowohl 2008, als auch 2009 beobachteten, fast durchgehend niedrigen Ozonwerte von Mai bis September. In diesen Monaten lagen die Ozonsäulen fast immer unterhalb des 33% Perzentils, manchmal traten rekordverdächtig niedrige Werte auf. Hier zeigen sich die langfristigen strukturellen Ozondefizite, durch chlor-bedingten Ozonabbau, durch das Minimum des 11-jährigen Sonnenzyklus, und möglicherweise auch durch die Klimaänderung. Bei sonnigem Wetter resultieren solche niedrigen Ozonsäulen in erhöhter UV-Strahlung, wobei bei Wellenlängen unterhalb von 310 nm die Erhöhung beträchtlich sein kann.

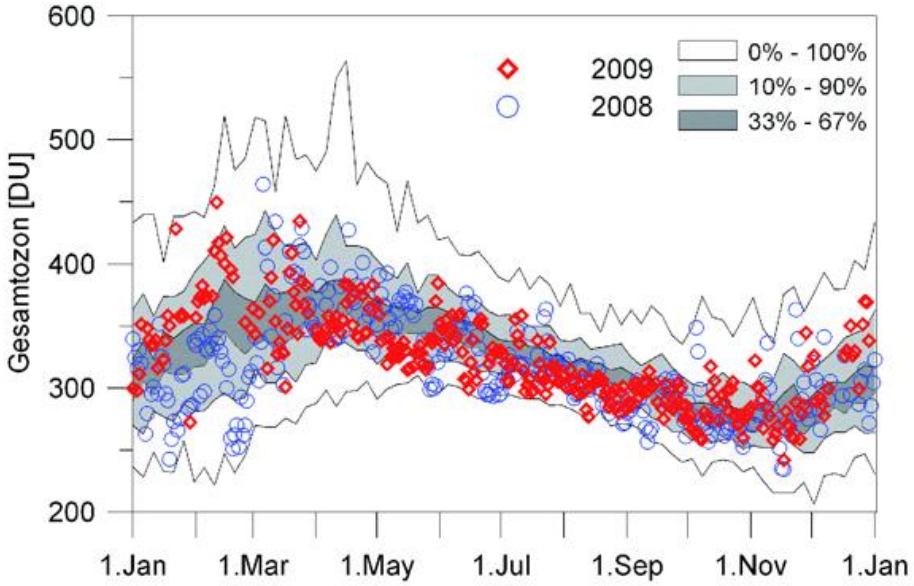


Abb. 4: Tagesmittel des Gesamtozons aus Hohenpeißenberger Messungen für 2009 (rote Rauten) und für 2008 (blaue Kreise). Dunkelgraue Schattierung: Bereich vom 33% bis 67% Perzentil aller Tagesmittel von 1968 bis 2009. Hellgraue Schattierung: 10 bis 90% Perzentil. Weißer Bereich: Minimum bis Maximum (=0% bis 100% Perzentil).

Der Thermische Klimaindex UTCI

G. Jendritzky, P. Bröde, D. Fiala, G. Havenith, P. Weihs, E. Batchvarova, R. DeDear

Einleitung

Die Bewertung und Vorhersage der thermischen Umweltbedingungen des Menschen in einer physiologisch korrekten, wirkungsvollen und praktischen Weise stellt eine der wichtigsten Fragestellungen in der Human-Biometeorologie dar. Dies ergibt sich aus der Notwendigkeit, den Wärmehaushalt des Menschen den thermischen Umweltbedingungen anzupassen, um Gesundheit, Wohlbefinden und Leistungsfähigkeit zu gewährleisten.
Vor diesem Hintergrund wurde vor mehr als 3 Dekaden im DWD das Klima-Michel-Modell KMM (Jendritzky et al., 1979, 1990) entwickelt, das die damals ausführlich publizierte Behaglichkeitsgleichung (PMV Predicted Mean Vote) von Fanger (1970) mit einem Strahlungsmodell zur Berechnung der mittleren Strahlungstemperatur verknüpfte und damit die Anwendbarkeit der PMV-Gleichung auf die Bewertung der thermischen Bedingungen im Freien erreichte. Später wurde von Staiger et al. (1997) zwecks leichterer Verständlichkeit der KMM-Ergebnisse ein Äquivalenztemperatur-Ansatz hinzugefügt, womit der Begriff der sehr populär gewordenen „Gefühlten Temperatur" geboren wurde. Eine Verbesserung der physiologischen Relevanz des PMV unter warm-feuchten Bedingungen wurde auf der Grundlage der Arbeit von Gagge et al. (1986) von Staiger (VDI, 2008) durchgeführt.
Das Klima-Michel-Modell blieb über mehr als zwei Jahrzehnte weltweit das einzige thermische Bewertungsverfahren für Außenbedingungen mit integriertem Strahlungsmodell und es stellt noch das aktuelle Standardverfahren des DWD dar. Es wird hier u.a. angewendet zur Vorhersage (COSMO-LM, Hitzewarndienst), Klimaanalyse (Synop-Daten), Stadtklima (UBIKLIM), Kurortklimadienst, Klimawirkungsforschung (ECHAM, CLM) einschließlich der Analyse von Mortalitätsdaten.

Wegen der großen Bedeutung der thermischen Bedingungen für den Menschen gibt es eine Fülle von einfachen thermischen Indizes und – in den letzten 30-40 Jahren entstanden- auch eine Reihe von Ansätzen wie z.B. PMV, PET oder SET, die auf der Betrachtung der Wärmebilanz des Menschen beruhen (siehe z.B. Jendritzky et al. 2007). Allen Verfahren ist gemeinsam, dass sie mehr oder weniger erhebliche Mängel im Hinblick auf Thermoregulation und Wärmeaustausch-Theorie aufweisen.
Peter Höppe hat deshalb 1999 vorgeschlagen, in einer gemeinsamen Anstrengung von Experten auf dem Gebiet der Thermophysiologie, Bekleidung, Modellierung, Meteorologie und Anwendung einen „Universal Thermal Climate Index UTCI" zu entwikkeln, der die Nachteile der existierenden Verfahren überwindet.
Die Arbeiten wurden zunächst im Rahmen einer Kommission der Int. Soc. Biometeorology ISB begonnen (Jendritzky et al. 2002). Vom DWD wurde dann die COST Action 730 (Cooperation in Science and Technical Development, finanziert vom EU RTD Framework Program) initiiert, welche die organisatorische und finanzielle Basis lieferte, dass seit 2005 Wissenschaftler aus 18 europäischen Ländern plus Australien, Israel, Kanada und Neuseeland sich mehrfach im Jahr in Workshops treffen konnten. Dies hat die Entwicklung des UTCI massiv beschleunigt.

Ziel war ein internationaler Bewertungsstandard, der auf den wissenschaftlichen Fortschritten der letzten 3-4 Dekaden in der Modellierung der Thermoregulation einschließlich des Akklimatisationsproblems beruhen sollte. Der Begriff „universell" soll verdeutlichen, dass der UTCI für sämtliche Fragen der physiologisch relevanten Bewertung der thermischen Umweltbedingungen im Freien auf den wichtigsten Gebieten der Human-Biometeorologie geeignet sein soll wie: Vorhersagen und Warnungen, Bioklimakarten, Stadt- und Regionalplanung, Umweltepidemiologie und Klimawirkungsforschung. Dies umfasst Wetterdienstleistungen, öffentliches Gesundheitswesen und Vorsorgeplanung.

Dementsprechend wurde bereits im ersten internationalen UTCI Workshop 2000 beim DWD in Freiburg festgelegt, dass der UTCI folgende Voraussetzungen erfüllen muss:

1. Thermo-physiologisch relevant im gesamten Kontinuum der weltweiten Bedingungen des Wärmeaustausches.
2. Gültig in allen Klimaten, Jahreszeiten und Skalen.
3. Anwendbar in den Schlüssel-Anwendungen der Biometeorologie des Menschen.

Ansatz und Ergebnis

Da die Bewertung des thermischen Stresses auf der physiologischen Reizantwort (thermal strain) beruhen sollte, war von Anfang an Konsens, dass dies nur von einem der fortschrittlichsten (multi-node) Simulationsmodelle zur Thermoregulation geleistet werden kann. Nach Evaluation von zwei verfügbaren Modellen wurde das Fiala Modell (Abb. 1) ausgewählt (Fiala et al., 1999; 2001; 2003), in einem bisher noch nie dagewesenen Umfang validiert (Psikuta, 2009; Psikuta et al., 2007) und für die Zielsetzung erweitert (Fiala et al., 2007). In einem weiteren Schritt wurde ein dem "state-of-the-art" entsprechendes Bekleidungsmodell entwickelt und in das Fiala Modell integriert (Richards & Havenith, 2007).

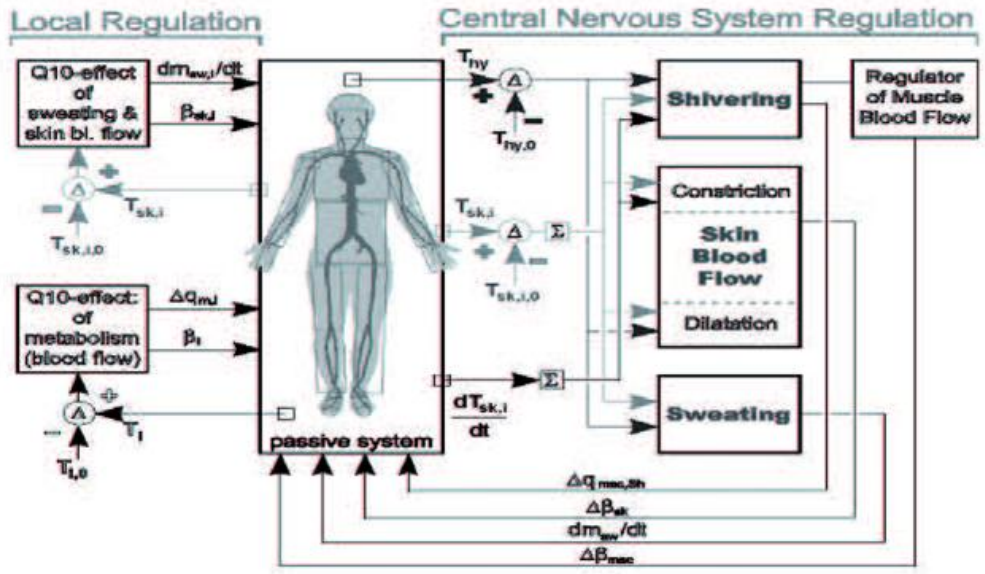


Abb. 1 Schematische Darstellung eines physiologischen Modells der Thermoregulation des Menschen (Fiala et al., 2001)

Das so weiterentwickelte Fiala Modell berücksichtigt:

1. eine verhaltensgesteuerte Anpassung der Bekleidungsisolation als Funktion der Lufttemperatur, wie sie bei der Allgemeinbevölkerung beobachtet wurde.
2. eine realistische Verteilung der Bekleidungsisolation über die verschiedenen Segmente des Körpers
3. eine Reduktion des Wärme- und Feuchtewiderstandes der Bekleidung durch Wind und die Bewegung des mit 4 km/h laufenden Menschen.

Der UTCI folgt dem Konzept einer äquivalenten Temperatur (wie GT, SET, PET). Das bedeutet, dass für jede Kombination von Lufttemperatur Ta, Wind v, mittlerer Strahlungstemperatur Tmrt und Wasserdampfdruck e der UTCI als die Lufttemperatur unter Referenzbedingungen definiert ist, bei der die dynamische Reizantwort des Organismus, die physiologische Belastung (Strain), derjenigen unter den aktuell betrachteten Bedingungen gleicht. Die Referenzumgebung wurde mit einer relativen Feuchte von RH = 50 % (bis zu einem maximalen Wasserdampfdruck von e = 20 hPa), Windstille und mittlerer Strahlungstemperatur gleich Lufttemperatur Tmrt = Ta definiert. Diese dynamischen physiologischen Reaktionen sind multidimensional (Kerntemperatur, Schweißrate, Hautfeuchte etc. zu unterschiedlichen Expositionszeiten). Als eindimensionale Darstellung der Modell-Antworten wurde deshalb der UTCI als Belastungsindex (Strain) über eine Hauptkomponenten-Analyse berechnet (Bröde et al. 2009a; 2009b) (siehe Abb. 2). Der thermische Stress kann damit über eine 10-stufige Skala von „extremer Hitzestress“ bis „extremer Kältestress“ bewertet werden.

Da die direkte Berechnung der UTCI-Äquivalenztemperaturen über das vollständige Thermoregulationsmodell für einige Anwendungen wie in der numerischen Wettervorhersage oder bei Klimasimulationen zu rechenzeitintensiv ist, basiert die bisher veröffentliche Version des Programmcodes des UTCI auf polynomischen Regressionsgleichungen (Bröde et al, 2008, 2009a). Sollten Nutzer es wünschen, wäre ein Verfahren über „Look-up Tables“ möglich.

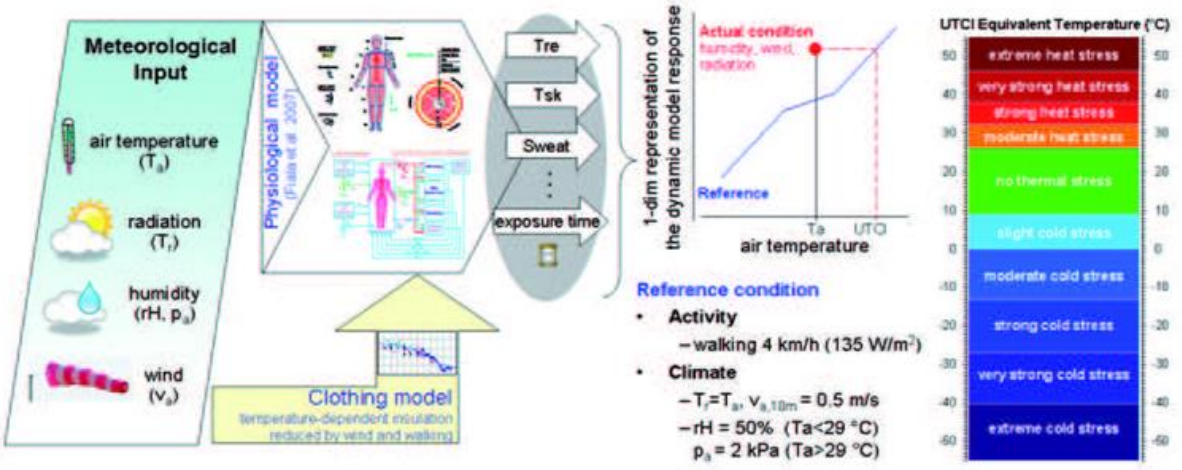


Abb. 2: Konzept der Berechnung des UTCI für eine aktuelle Bedingung, welche definiert ist als die Lufttemperatur von Referenzbedingungen, bei der die gleiche thermische Belastung auftritt.

Schlussfolgerungen

Das Hauptziel der gemeinsamen Aktivitäten einer Gruppe von über 40 Wissenschaftlern aus 22 Ländern war die Entwicklung und kostenfreie Bereitstellung eines physiologisch relevanten Bewertungsverfahrens für die thermischen Umweltbedingungen, welches auf den fortschrittlichsten thermo-physiologischen Modellen beruht. Damit sollen gesundheitsbezogene Anwendungen auf dem Gebiet der Wetterdienstleistungen, des öffentlichen Gesundheitswesens, der Vorsorgeplanung und der Klimawirkungsforschung deutlich verbessert werden. Die Entwicklung des UTCI erforderte die Zusammenarbeit von Experten auf dem Gebiet der Thermophysiologie, der thermophysiologischen Modellierung, der Bekleidung, der Umweltmedizin, der Meteorologie und Klimatologie, insbesondere im Bereich Strahlungsmodellierung, und der Anwendungsentwicklung. So hat nach vielen Dekaden vergeblicher Anstrengungen von Einzelkämpfern oder unidisziplinären Gruppen erst der Zusammenschluss der multidisziplinären Expertise in einem Netzwerk von Biometeorologen, Physiologen und Anwendern die erforderlichen Synergien erzeugt. Dass eine COST Action den geeigneten Rahmen für eine solche multidisziplinäre Aufgabe wie die Entwicklung eines gesundheitsbezogenen Klimaindex liefert, ist deshalb evident.

Der Universelle Thermische Klimaindex UTCI ermöglicht eine Bewertung der thermischen Bedingungen im Freien, die auf der mit einem Modell der Thermoregulation des Menschen berechneten dynamischen physiologischen Reaktion des Organismus basiert. Das Fiala Modell ist dabei mit einem „state-of-the-art" Bekleidungsmodell gekoppelt. Das operationelle Verfahren, das kostenlos von der UTCI-Website (www.utci.org) herunter geladen werden kann, zeigt im warmen Bereich die erwartete Sensitivität bzgl. der Einflüsse von Luftfeuchte und Strahlungsflüssen sowie von Wind bei Kälte. Lokale Abkühlung z.B. des Gesichtes einschließlich des Risikos von lokalen Erfierungen (Windchill) müssen als typische nicht-stationäre Phänomene angesehen werden. Über das endgültige Verfahren zur Behandlung dieses Problems wurde noch nicht entschieden.

Auch wenn erwartungsgemäß zwischen dem UTCI und bisherigen auf der Wärmebilanz des Menschen beruhenden Bewertungsverfahren eine relativ enge Korrelation ($r>0,98$) besteht (Abb.3), so unterscheidet sich der UTCI doch durch eine belastbarere Begründung, weil hier der Fortschritt der Wissenschaft in den letzten 3-4 Dekaden zum Tragen kommt. Man kann davon ausgehen, dass nie vorher ein Verfahren derartig extensiv evaluiert wurde wie das Fiala Modell zur Thermoregulation. Der UTCI benötigt exakt die gleichen Eingabevariablen Ta, v, e, Tmrt wie etwa GT, SET, PET, lässt sich also leicht in bestehende Routinen einbauen. Aus Sicht des Erstautors stellt der UTCI de facto die Totalrevision nach 30 Jahren des KMM dar. Der Einsatz des UTCI wird Anwendungen standardisieren und damit Forschungsergebnisse vergleichbar machen.

Die Entwicklung des UTCI fand „unter dem Dach" der WMO-Commission on Climatology CCL statt. Eine WMO-„Guideline on the Assessment of the Thermal Environment" befindet sich in Vorbereitung, so dass jeder, der sich mit biometeorologischen Bewertungsfragen befasst, also insbesondere nationale Wetterdienste, aber auch Universitäten, Einrichtungen des öffentlichen Gesundheitswesens, Epidemiologen, Umweltagenturen, Stadt- und Regional-Planer etc. den UTCI als „state-of-the-art"

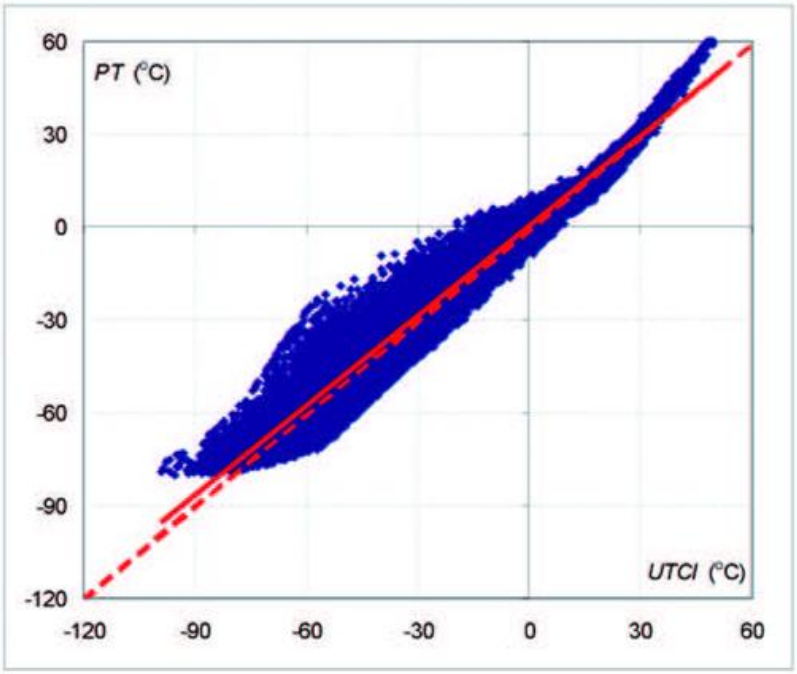


Abb. 3 Vergleich UTCI-GT. Datenbasis Zufallsstichprobe (66500 Quadrupel von Ta, v, e, Tmrt) aus ECHAM4/T106 Kontrolllauf

Prozedur für ihre spezifischen Zwecke anwenden können. Internationale Initiativen im Hinblick auf die Erzeugung von WMO-, CEN- und ISO-Standards und Richtlinien werden diskutiert. Wegen der Schwierigkeiten bei der Bestimmung der Strahlungsflüsse aus unterschiedlichen meteorologischen Datenebenen (Wetterbeobachtungen, numerische Simulationen) wird empfohlen, den UTCI für grundlegende Anwendungen in der numerischen Wettervorhersage und bei Klimasimulationen analog zum UV-Index in RSMCs bzw. RCCs operationell einzusetzen. Beim DWD müsste nur das alte Wärmehaushaltsmodul des KMM durch den UTCI ersetzt werden.

Danksagung

Dank gilt dem Team von Experten aus 23 Ländern, die als Mitglieder der ISB Commission on UTCI und/oder ab 2005 der COST Action 730 zur Entwicklung des UTCI beigetragen haben. Ohne die finanzielle Förderung im Rahmen der COST Action 730 durch das EU RTD FP über mehr als vier Jahre hatte das Projekt allerdings nicht erfolgreich verlaufen können.

Literatur

Blazejczyk, K., Y. Epstein, G. Jendritzky, H. Staiger, B. Tinz, 2010: Comparison of UTCI to selected present thermal indices. IJB special issue on UTCI (submitted)

Bröde, P., D. Fiala, K. Blazejczyk, Y. Epstein, I. Holmér, G. Jendritzky, B. Kampmann, M. Richards, H. Rintamäki, A. Shitzer, G. Havenith, 2009a: Calculating UTCI Equivalent Temperature. In: Castellani, J.W., Endrusick, T.L. (eds.): Environmental Ergonomics XIII, University of Wollongong, Wollongong, pp 49-53.

Bröde, P., D. Fiala, B. Kampmann, G. Havenith, G. Jendritzky, 2009b: Der Klimaindex UTCI - Multivariate Analyse der Reaktion eines thermophysiologischen Simulationsmodells. In: Gesellschaft für Arbeitswissenschaft (ed.): Arbeit, Beschäftigungsfähigkeit und Produktivität im 21. Jahrhundert, GfA-Press, Dortmund, pp 705-708.

Bröde, P., B. Kampmann, G. Havenith, G. Jendritzky, 2008: Effiziente Berechnung des klimatischen Belastungs-Index UTCI. In: Gesellschaft für Arbeitswissenschaft (ed.): Produkt- und Produktions-Ergonomie - Aufgabe für Entwickler und Planer, GfA-Press, Dortmund, pp 271-274.

Fanger, P.O., 1970: Thermal Comfort, Analysis and Application in Environment Engineering. Danish Technical Press, Copenhagen.

Fiala, D., K.J. Lomas, M. Stohrer, 1999: A Computer Model of Human Thermoregulation for a Wide Range of Environmental Conditions: the Passive System. Journal of Applied Physiology, Vol. 87, No. 5, pp 1957-1972.

Fiala, D., K.J. Lomas, M. Stohrer, 2001: Computer Prediction of Human Thermoregulatory and Temperature Responses to a Wide Range of Environmental Conditions. International Journal of Biometeorology, Vol. 45, No. 3, pp 143-159.

Fiala, D., K.J. Lomas, M. Stohrer, 2003: First Principles Modeling of Thermal Sensation Responses in Steady-State and Transient Conditions. ASHRAE Transactions, Vol. 109, No. 1, pp 179-186.

Fiala, D., K.J. Lomas, M. Stohrer, 2007: Dynamic Simulation of Human Heat Transfer and Thermal Comfort. In: Mekjavic, I.B., Kounalakis, S.N., Taylor, N.A.S (eds.): Environmental Ergonomics XII, Biomed, Ljubljana, pp 513-515.

Gagge, A.P., A.P. Fobelets, P.E. Berglund, 1986: A standard predictive index of human response to the thermal environment. ASHRAE Trans, 92: 709-731.

Jendritzky G., W. Sönning, H.J. Swantes, 1979: Ein objektives Bewertungsverfahren zur Beschreibung des thermischen Milieus in der Stadt- und Landschaftsplanung ("Klima-Michel-Modell"). Beiträge d. Akad. f. Raumforschung und Landesplanung, 28, Hannover.

Jendritzky, G., 1990: Bioklimatische Bewertungsgrundlage der Räume am Beispiel von mesoskaligen Bioklimakarten. In: Jendritzky, G., Schirmer, H., Menz, G., Schmidt-Kessen, W.: Methode zur raumbezogenen Bewertung der thermischen Komponente im Bioklima des Menschen (Fortgeschriebenes Klima-Michel-Modell). Akad. f. Raumforschung u. Landesplanung, Hannover, Beiträge 114, 7 - 69

Jendritzky, G., A. Maarouf, D. Fiala, H. Staiger, 2002: An Update on the Development of a Universal Thermal Climate Index. 15th Conf. Biomet. Aerobiol. and 16th ICB02, 27 Oct – 1 Nov 2002, Kansas City, AMS, 129-133.

Jendritzky G., D. Fiala, G. Havenith, C. Koppe, G. Laschewski, H. Staiger, B. Tinz, 2007: Thermische Umweltbedingungen. promet, Jahrg. 33, Nr.3/4, 83-94

Kampmann, B., P. Bröde, 2009: Physiological Responses to Temperature and Humidity Compared With Predictions of PHS and WBGT. In: Castellani, J.W., Endrusick, T.L. (eds.): Environmental Ergonomics XIII, University of Wollongong, Wollongong, pp 54-58.

Psikuta, A., 2009: Development of an 'artificial human' for clothing research. PhD Thesis, IESD, De Montfort University, Leicester, UK.

Psikuta, A., D. Fiala, M. Richards, 2007: Validation of the Fiala Model of Human Physiology and Comfort for COST 730. In: Mekjavic, I.B. Kounalakis, S.N., Taylor, N.A.S (eds.): Environmental Ergonomics XII, Biomed, Ljubljana, p 516.

Richards, M., G. Havenith, 2007: Progress Towards the Final UTCI Model. In: Mekjavic, I.B., Kounalakis, S.N., Taylor, N.A.S (eds.): Environmental Ergonomics XII, Biomed, Ljubljana, pp 521-524.

Staiger H., K. Bucher, G. Jendritzky, 1997: Gefühlte Temperatur. Die physiologisch gerechte Bewertung von Wärmebelastung und Kältestress beim Aufenthalt im Freien in der Maßzahl Grad Celsius. Annalen der Meteorologie, Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 33: 100-107

VDI 3787 Bl.2, 2008: Umweltmeteorologie - Methoden zur human-biometeorologischen Bewertung von Klima und Lufthygiene für die Stadt- und Regionalplanung. Teil I: Klima

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

AMBER	Agrarmeteorologische Beratungssoftware
AMO	Atlantic Multidecadal Oscillation
AWST	Automatische Wetterstation
BTU	Brandenburgische Technischer Universität (Cottbus)
CCL	Commission on Climamatology (der WMO)
CEC	Climate and Environment Consulting GmbH Potsdam
CLM	Climate Local Modell
CMSAF	Climate Monitoring Sattelite Application Facility
COSMO-LM	Consotium for Small Scale Modelling – Local Model
COST	Co-operation in Science and Technical Research
DU	Dobson Unit
DWD	Deutscher Wetterdienst
ECHAM	European Climate Model
ETP	Evatrasnpiration Potential
FCKW	Fluorchlorkohlenwasserstoffe
GAW	Global Atmosphere Watch
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GT	Gefühlte Temperatur
GTS	Global Telecommunication System
HISTORn	Historische maritim-meteorologische Daten von Segelschiffen und Dampfern
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
INKLIM	Integriertes Klimaschutzprogramm
ISB	International Society on Biometeorology
ISO	International Standarisation Onrganisation
KMM	Klima-michel Modell
KSB	Klimastatusbericht
MESZ	Mitteleuropäische Sommerzeit
MOHp	Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg
MOZ	mittlere Ortszeit
MPI-M	Max-Planck-Institut für Meteorologie
NAO	nordatlantische Oszillation
NCEP	National Centers for Climate Prediction (USA)
nFK	nutzbare Feldkapazität
NMHS	National Meteorological and Hydrological Services
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PET	Physiological Equivalent Temperature
PIK	Potsdam Institut für Klimafolgenforschung
PILOT	Höhenwindmessung von einer ortsfesten Landstation
PMV	Predicted Mean Vote
QBO	quasi-biennale Oszillation
RA	Regional Association (der WMO)
RCC	Regional Climate Centre (der WMO)
REMO	Regionales Klimamodell des MPI-M
RSMC	Regional Specialised Meteorological Centre
RTD	Research and Technology Development
SET	Standard Effective Temperature

SSW	Sudden Stratospheric Warming
STAR	sternförmige Projektion
SYNOP	Bodenwettermeldung von einer ortsfesten Landstation
TEMP	Radionsondenaufstieg
TGA n	technische Gebäudeausrüstung
TRY n	Testreferenzjahre
UBA	Umweltbundesamt
UBIKLIM	Urbanes Bioklimamodell
UTC	Universal Time Coordinated
UTCI	Universal Thermal Climate Index
VDI	Verein Deutscher Ingenieure
VOC n	Volatile Organic Compounds
WEWA	Wetterwarte
WMO	World Meteorological Organization
WZN	Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie
ZWEK	Zusammenstellung von Wirkmodell-Eingangsdatensätzen für die Klima folgenabschätzung

Autorenverzeichnis

Flentje, Harald
Deutscher Wetterdienst
Albin-Schwaiger-Weg 10
82383 Hohenpeißenberg
Harald.Flentje@dwd.de

Fricke, Wolfgang
Deutscher Wetterdienst
Albin-Schwaiger-Weg 10
82383 Hohenpeißenberg
Wolfgang.Fricke@dwd.de

Frühauf, Cathleen
Deutscher Wetterdienst
Bundesallee 50
38116 Braunschweig
Cathleen.Fruehauf@dwd.de

Hechler, Peer
Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach
Peer.Hechler@dwd.de

Jendritzky, Gerd
Lärchenweg 3
79183 Waldkirch
gerd.jendritzky@meteo.uni-freiburg.de

Köhler, Ulf
Deutscher Wetterdienst
Albin-Schwaiger-Weg 10
82383 Hohenpeißenberg
Ulf.Koehler@dwd.de

Lefebvre, Christiana
Deutscher Wetterdienst
Bernhard-Nocht-Str. 76
20359 Hamburg
Christiana.Lefebvre@dwd.de

Löpmeier, Franz-Josef
Deutscher Wetterdienst
Bundesallee 50
38116 Braunschweig
Franz-Josef.Loepmeier@dwd.de

Maier, Harald
Deutscher Wetterdienst
Alte Akademie 16
85354 Freising
Harald.Maier@dwd.de

Meyer-Christoffer, Anja	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Anja.Meyer-Christoffer@dwd.de
Müller-Westermeier, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Gerhard.Mueller-Westermeier@dwd.de
Nitsche, Helga	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Helga.Nitsche@dwd.de
Riecke, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 76 20359 Hamburg	Wolfgang.Riecke@dwd.de
Schultz, Hans R.	Forschungsanstalt Geisenheim Lade Str. 1 65366 Geisenheim	r.schultz@fa-gm.de
Steinbrecht, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	Wolfgang.Steinbrecht@dwd.de
Trampf, Walter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Walter.Trampf@dwd.de
Zimmerman, Kirsten	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Kirsten.Zimmermann@dwd.de

Index

A
Aerosol 93
Aerosolteilchen 92
AMBER 24
Anströmrichtungen 44, 45,46, 47
Apfelbäume 62
Atmosphäre 55
freie 55

B
Bewässerung 17
Bezugszeitraum 27
Bodenbildung 8, 9
Bodenfeuchte 21, 60, 61, 62, 63, 64,65, 66, 67, 69, 70
Bodenfeuchtesituation 69
Bodentemperatur 68,69

C
Chlor 94

D
Dürre 90

E
Eisbildung 52
Eistage 50, 84, 85
El Niño 88

F
Festeis 52
Feuchte 46
Frosteindringtiefen 60
Frostgare 9
Frostschäden 7
Frosttage 4 . . . . . .9, 50, 84
Fruchtreife 65
Frühling 35
Frühsommer 63

G
Gebietsmittel 39, 40, 41
der Durchschnittstemperatur . .39
der Niederschlagshöhe 40
der Sonnenscheindauer 41
Gelbreife 64
Gewitter 87
Globalstrahlung 31
Gräserschnitt 63

H
Hagel 87
Haselblüte 60, 61
Herbst 38
Hurrikan 88
Höhenwind 55

I
Indize 96
thermischer *96*

J
Jahrestemperatur 88
globale 88

K
Klima-Michel-Modell 96
Klimaindizes 84, 85
Klimamodelle 15
Klimaprojektionen 23, 24
Klimarekonstruktion 12
Krumentemperaturen 61, 63, 64, 65, 66
Kälteschäden 7
Küstengebiete 49

L
La Niña 88
Landwirtschaft 6
Lufttemperatur 49,58, 71, 73, 98
Anomalien der 73
Luftdruck 77, 78
Luftdruckabweichung 77
Luftdruckanomalie 77
Niederschlag 74
Niederschlagsanomalie 74, 75,76
Niederschlagshöhe 75,76
Sonnenscheindauer 79

M
Meereis 90
Mitteltemperatur 27
Monatsmitteltemperatur 45
Anomalien der *45*
Mähdrusch 64, 65

N
Niederschlag 7, 23, 27, 46, 51, 66, 89
Niederschlagsabweichung 36, 37, 91
Niederschlagshöhe 27, 30
Niederschläge 8, 9, 10, 17, 21, 25, 60, 62, 63, 65, 84

O
Ostströmung 56
Ostwindzirkulation 56, 57
Ozon 94, 95
Ozonrückgang 94
Ozonschicht 92
Ozonsäulen 9 .....4, 95

P
Pflanzenwachstum 6

Q
QBO 94

R

Referenzperiode 88
Regionalmodelle 23, 24
Rekordtemperatur 89
Rosskastanien 65
Rußaerosol 93
Rußpartikel 93

S

Schnee 60
Schneedecke 7, 49, 51, 66
Schneefall 61, 66
Schneeglöckchen 60
Schneeglöckchenblüte 61
Schneehöhe 51,60
Sommer 37
Sommermonate 49
Sommertage 49, 50
Sonnenschein 27
Sonnenscheinabweichung 34, 35
Sonnenscheindauer 29,31, 52, 80
Anomalien der 80
Spurengase 92
Starkniederschläge 51,53,85
Strahlung 8
Strahlungsbilanz 80, 81, 82, 83
Anomalien der kurzwelligen ..82
Anomalien der langwelligen ..83
Stratosphäre 56, 58, 59
Stratosphärenerwärmung 56, 58, 59
Stress 98
thermischer *98*

T

Tagesmitteltemperatur 28
Taifun 88
Temperatur 6, 7, 8, 13, 46, 72, 96, 98
gefühlte *96*
Temperaturabweichung 32, 33, 71, 88, 89
Temperaturanomalie 71,72, 81
Temperaturen 10, 21, 25, 67, 71, 84, 86, 88
Temperatursummen-Index 16
Thermische Klimaindex UTCI 96
Thermopluviogramm 27
Thermoregulation 96, 97, 99
Traubenernte 66
Trockenperioden 17
Trockenstress 7, 8
Tropennächte 84, 85
Troposphäre 55, 58

U

Universal Thermal Climate Index UTCI 96
Universelle Thermische Klimaindex UTCI 99
UTCI 97, 98, 100

V

Verdunstung 21, 22, 23, 24, 25, 68, 69
Vernalisation 7

Vorfrühling 61

W

Wasserbilanz 24, 25, 64, 65
klimatische *24*
Wasserhaushalt 18, 23
Wassertemperatur 52, 53
Weihnachtstauwetter 51
Weinanbau 14
Weinbau 6, 12, 13
Weinbaugebiete 12, 14, 16, 17
Weinbauregionen 15
Westwindzirkulation 56
Wetterlagen 42, 43
Wetterlagenklassen 43
Wetterlagenklassifikation 42
objektive *42*
Wind 53
Windvektoren 55
Windverteilungen 54
Winter 32
Wirbelstürme 88
tropische 88
Witterung 27
Witterungsverlauf 32

Z

ZWEK 23, 24
Zyklonalität 46, 48
Äquivalenztemperatur 98
Überschwemmungen 89