

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 Klimatelement 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 annähernd Stillstand im Herbst (letzteres auch schon 1961-1990).

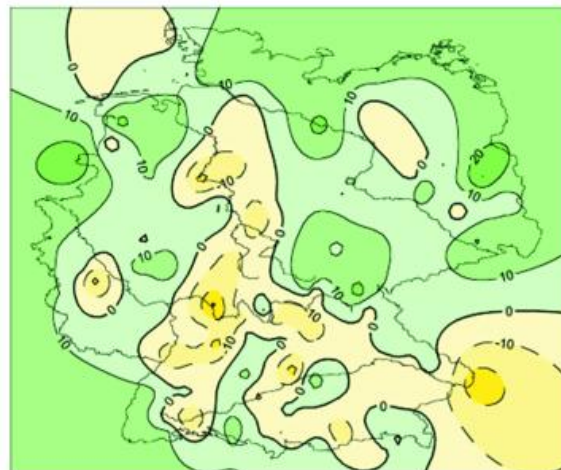
Die winterliche Erwärmung ist mit einem sich ebenfalls intensivierenden Niederschlagsanstieg verknüpft, der 1971-2000 einen Wert von 34 % erreicht hat. Dagegen weist der Sommer (1961-1990 auch der Frühling) überwiegend eine abnehmende Niederschlagstendenz auf. Während dank der guten Repräsentanzeigenschaften 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 Niederschlagstrends 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
	+ 1,4 °C	+ 0,9 °C	+ 0,2 °C	+ 1,6 °C	+ 1,0 °C
	+ 0,8 °C	+ 0,4 °C	0	+ 1,7 °C	+ 0,7 °C
	+ 1,7 °C	+ 0,9 °C	+ 0,7 °C	+ 0,7 °C	+ 1,0 °C
	+ 1,3 °C	+ 0,7 °C	- 0,1 °C	+ 2,3 °C	+ 1,1 °C
Niederschlag, 1901 – 2000	+ 13 %	- 3 %	+ 9 %	+ 19 %	+ 9 %
	+ 14 %	- 16 %	+ 18 %	+ 19 %	+ 6 %
	- 9 %	- 8 %	+ 10 %	+ 20 %	+ 3 %
	+ 13 %	+ 4 %	+ 14 %	+ 34 %	+ 16 %

Sommer 1901-2000

Sommer 1971-2000



Winter 1901-2000

Winter 1971-2000

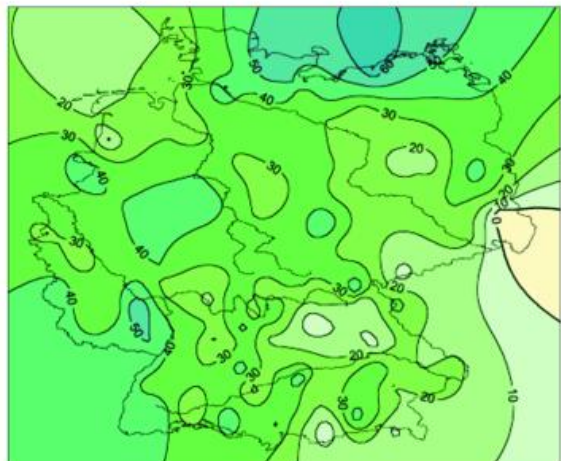
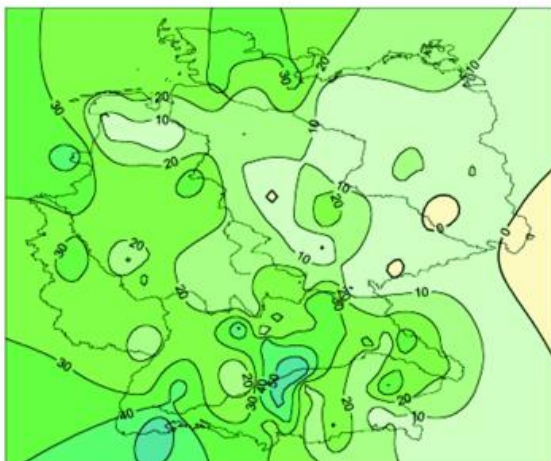


Abb. 1 Lineare Niederschlagstrends in Prozent, oben Sommer, unten Winter, links 1901-2000, rechts 1971-2000 (nach Schönwiese und Janoschitz, 2005).

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.

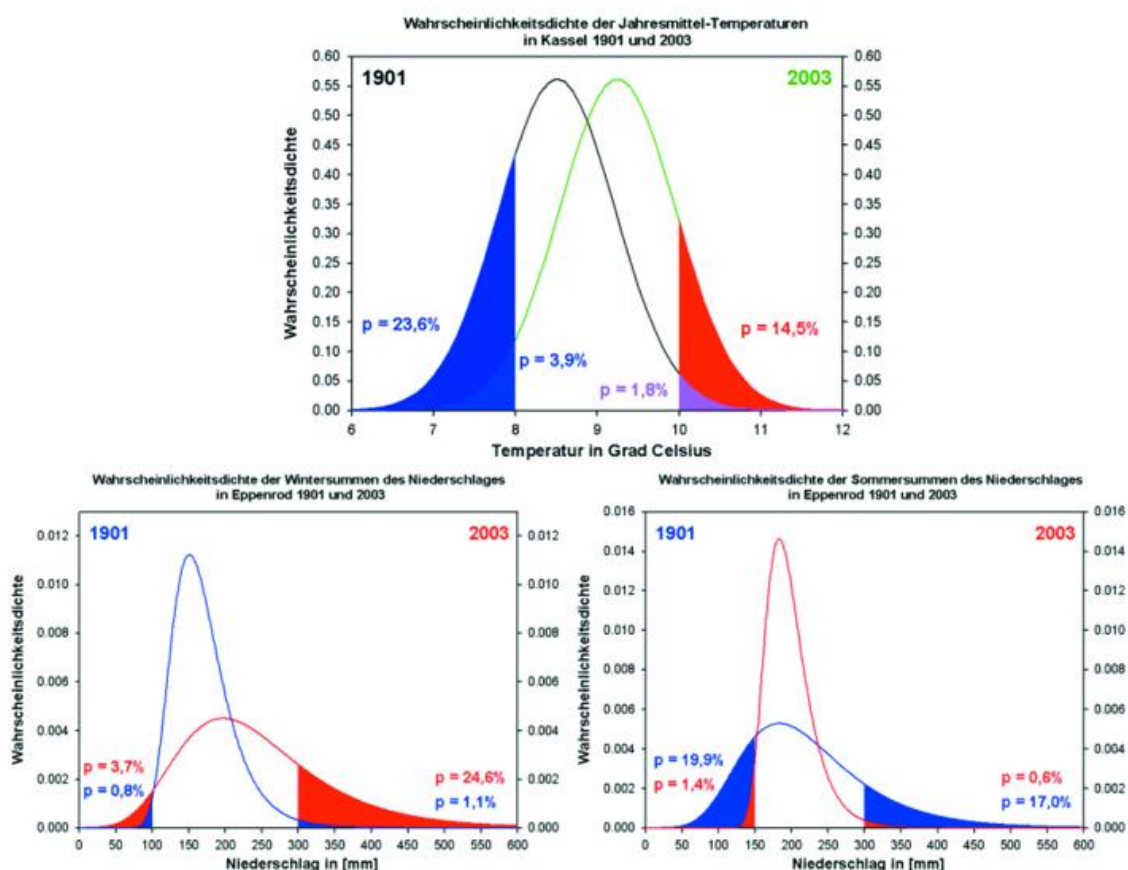


Abb. 2 Veränderung der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF) 2003 (grün bzw. rot) gegenüber 1901 (schwarz bzw. blau) mit Angabe der entsprechenden Änderungen der Über- sowie Unterschreitungswahrscheinlichkeit für bestimmte obere und untere Schwellenwerte; oben Temperatur-Jahresdaten Kassel, unten Niederschlagssummen 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.

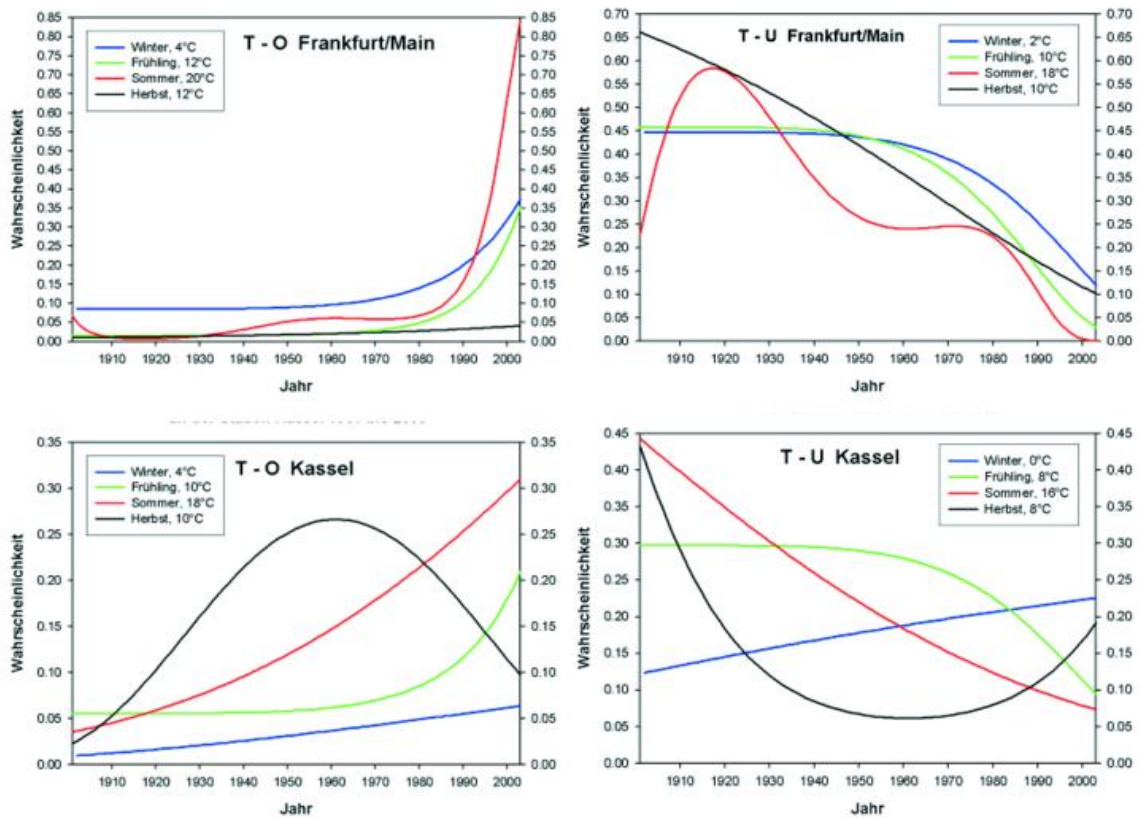


Abb. 3 Zeitlicher Verlauf 1901-2003 der Überschreitungs- (O, links) und Unterschreitungswahrscheinlichkeit (U, rechts) der angegebenen saisonalen Temperatur(T)-Schwellenwerte an den Stationen Frankfurt/Main, oben, und Kassel, unten (Analyse Staeger, nach Schönwiese et al., 2006).

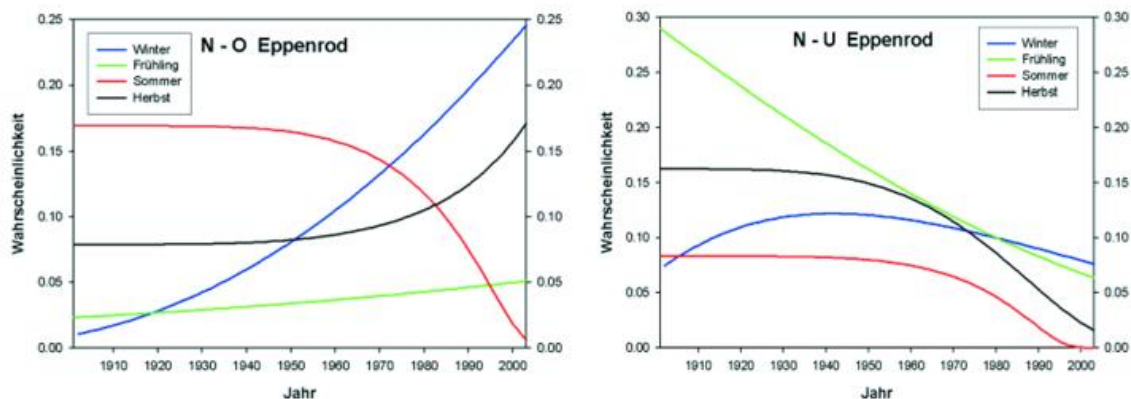


Abb. 4 Ähnlich Abb. 3, jedoch Niederschlag Eppenrod; obere Schwelle 300 mm, untere Schwelle 120 mm für alle Jahreszeiten.

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.

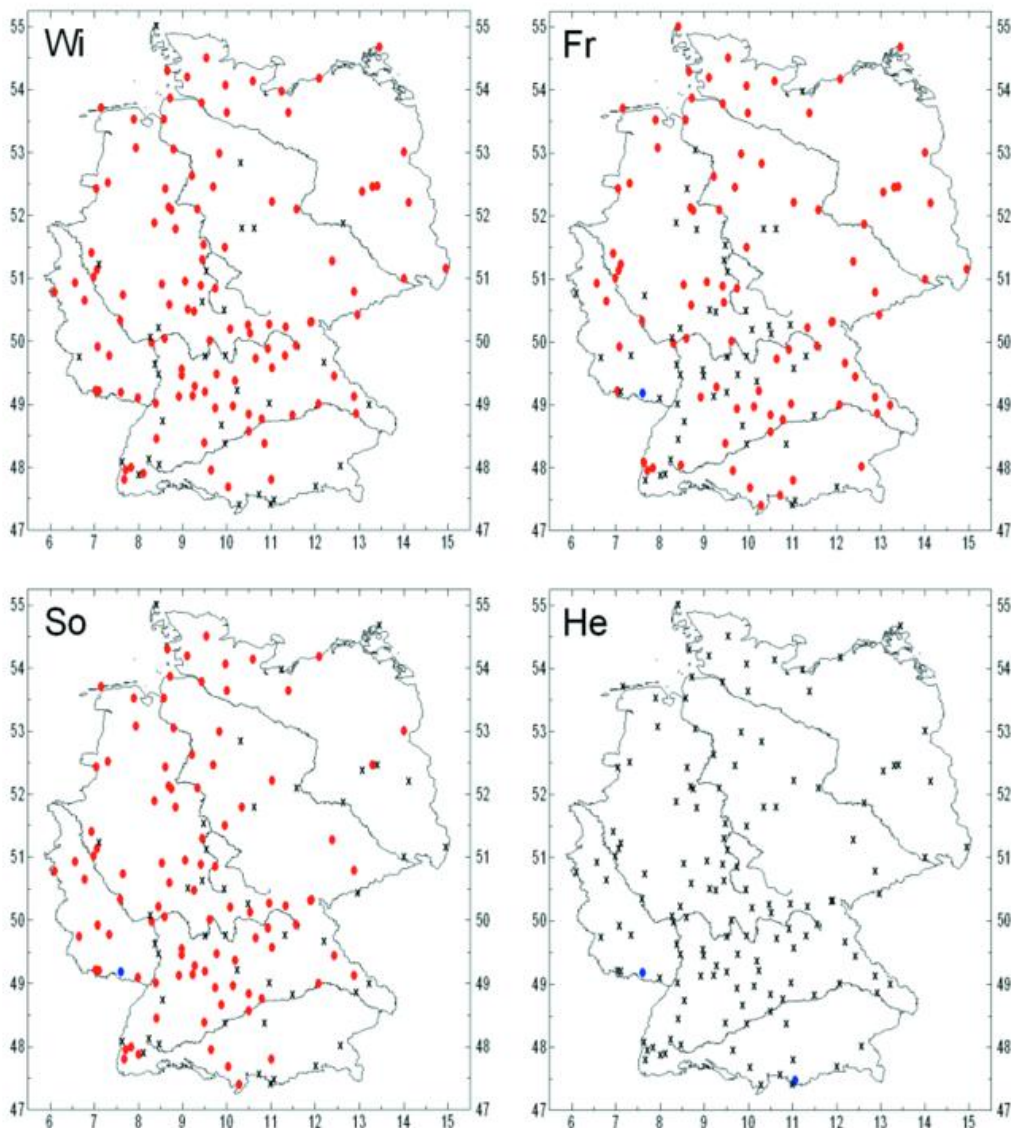


Abb. 5 Saisonale Trends 1951-2000 der Überschreitungswahrscheinlichkeit der 90 %-Perzentilschwelle (obere 10 %) der Temperatur an den erfassten 141 Stationen; rot: Zunahme; blau: Abnahme; schwarz (x): keine signifikante Änderung (Berechnung Staeger, nach Jonas et al., 2005).

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.

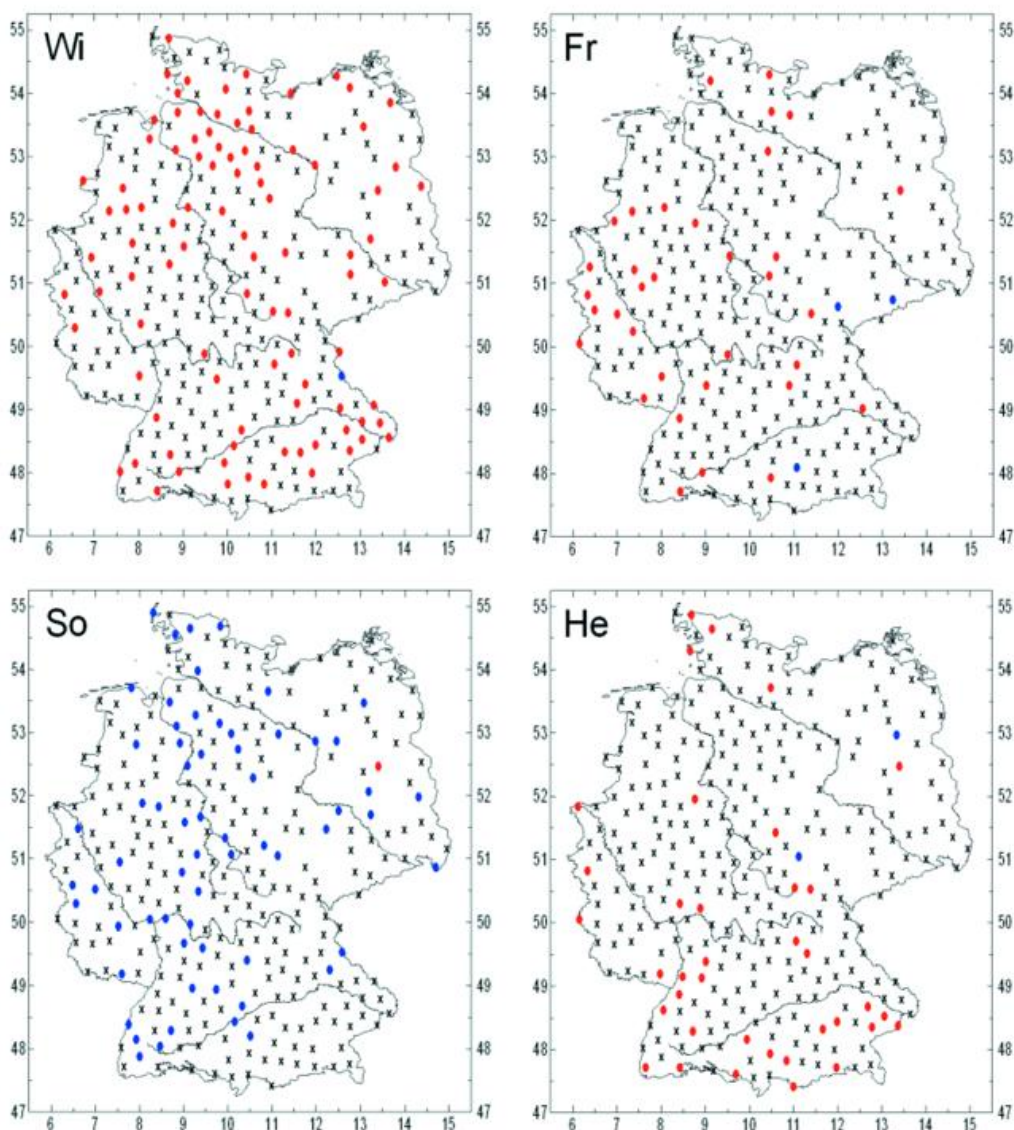


Abb. 6. Ähnlich Abb. 5, jedoch Niederschlag (301 Stationen).

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) angebracht sind und dabei auch Varianzänderungen in Erscheinung treten.

In Abb. 6 ist analog zu Abb. 5 die regionale Struktur der Überschreitungswahrscheinlichkeiten für die Niederschlagstagesummen 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.

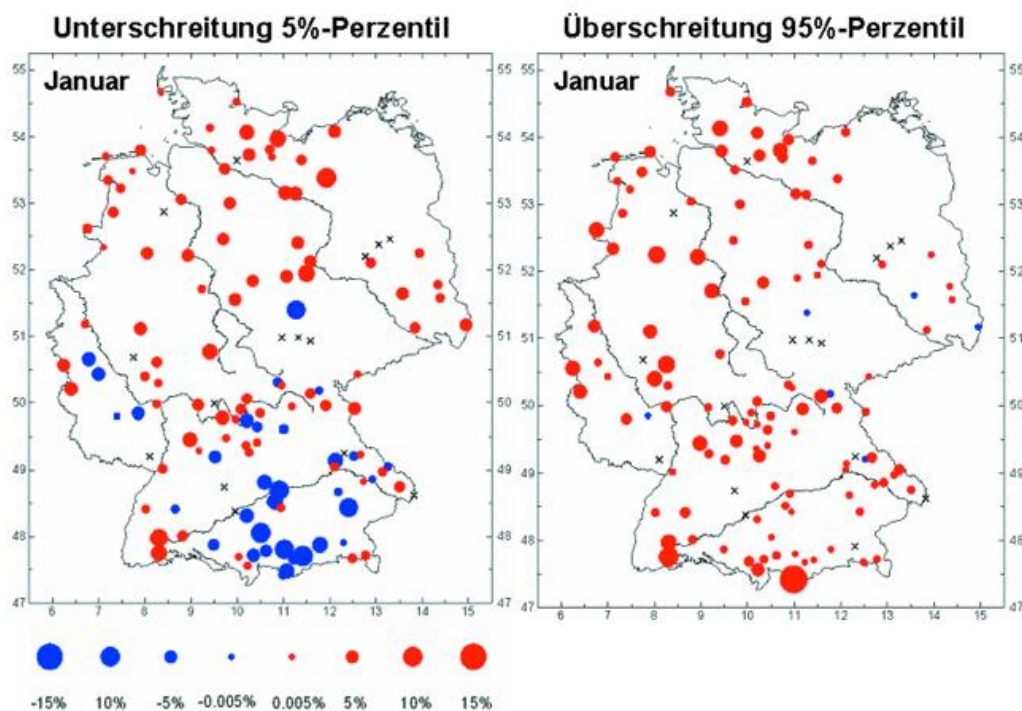


Abb. 7 Trends 1901-2000 der Unter- (links) und Überschreitungswahrscheinlichkeit (rechts) der angegebenen Perzentilwerte des Niederschlags im Januar an 132 Stationen; rot: Zunahme; blau: Abnahme, siehe dazu jeweils auch Farblegende; schwarz (x): keine signifikante Änderung (nach Trömel, 2005).

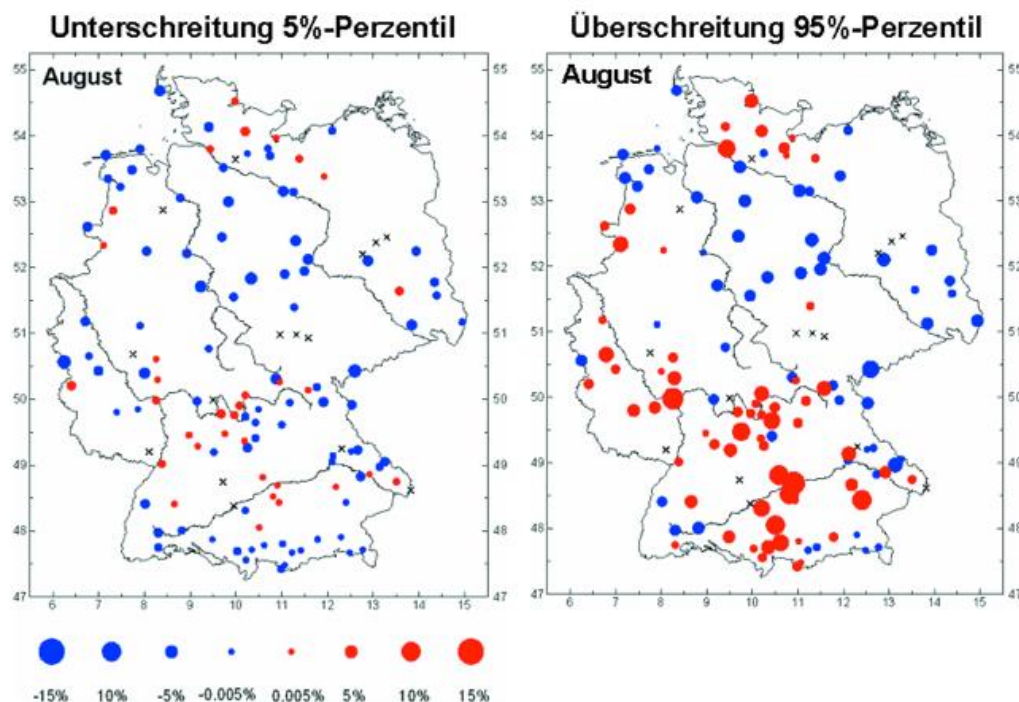


Abb. 8 Ähnlich Abb. 7, jedoch August.

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 Mittelwertrends 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 Niederschlagstrends 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 langfristig 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 und 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 Temperaturrends 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 und 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., und 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 Klimarauschen 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 Literaturziten 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 „Todschatz“ – Argument gegen den Realismus der aus den Modellen entstehenden Projektionen. Da die komplexen Klimamodelle ein quasi-realistisches 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 CO₂, 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.

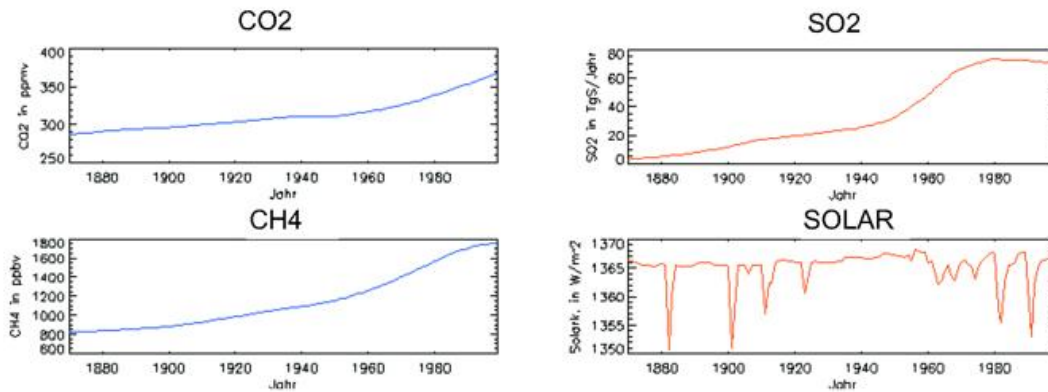


Abb.1 Zeitreihen der verwendeten Antriebsfaktoren für die gekoppelten AO-GCMs, links CO₂ und CH₄ Konzentrationen in der Atmosphäre, rechts oben anthropogene Emissionsraten von Schwefeldioxid als Quelle des Sulfataerosols, rechts unten Schwankungen der solaren Einstrahlung, die langsamen Variationen sind 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.

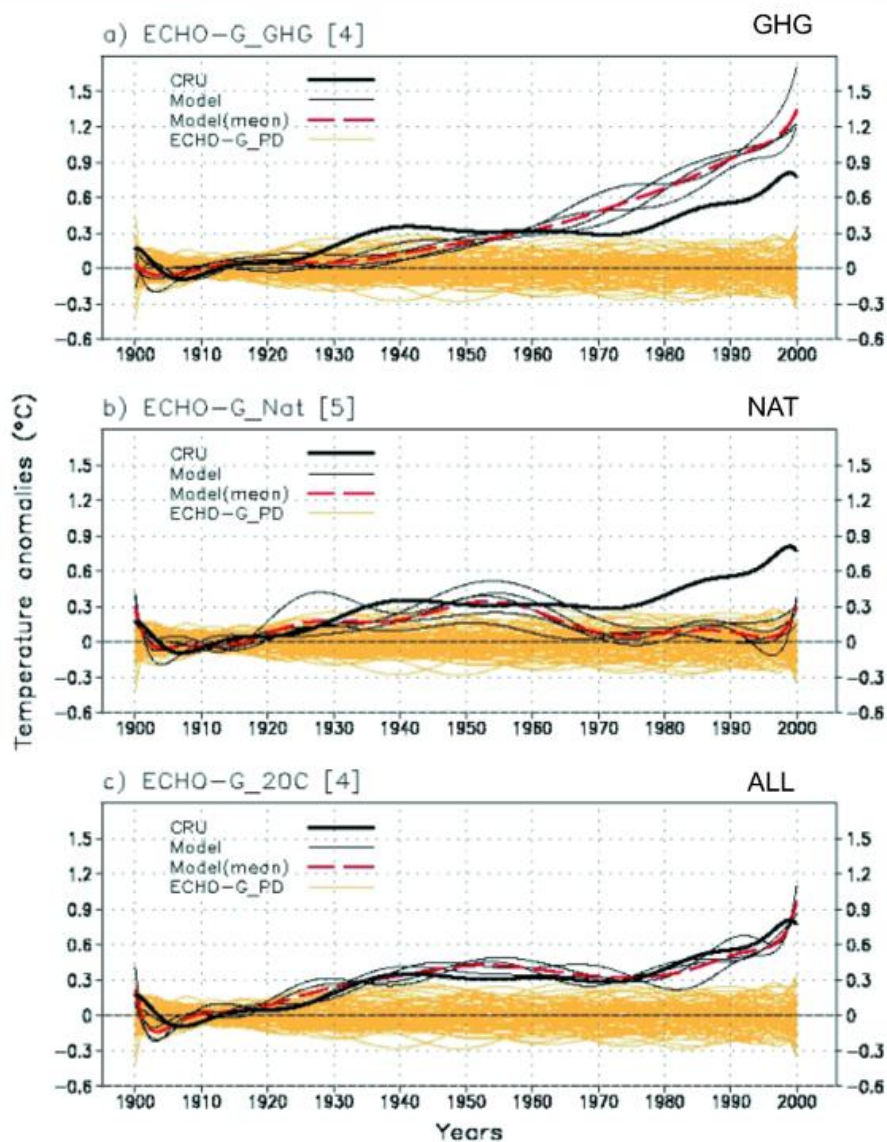


Abb. 2 Global gemittelte bodennahe Lufttemperatur simuliert mit ECHO-G, GHG bezeichnet die Simulationen mit reinem Treibhausgasantrieb (vergl. Abb.1), NAT die Simulationen mit natürlichem Antrieb durch solare und vulkanische Aktivitäten und 20C die im Text mit ALL bezeichneten Simulationen des 20.ten 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.

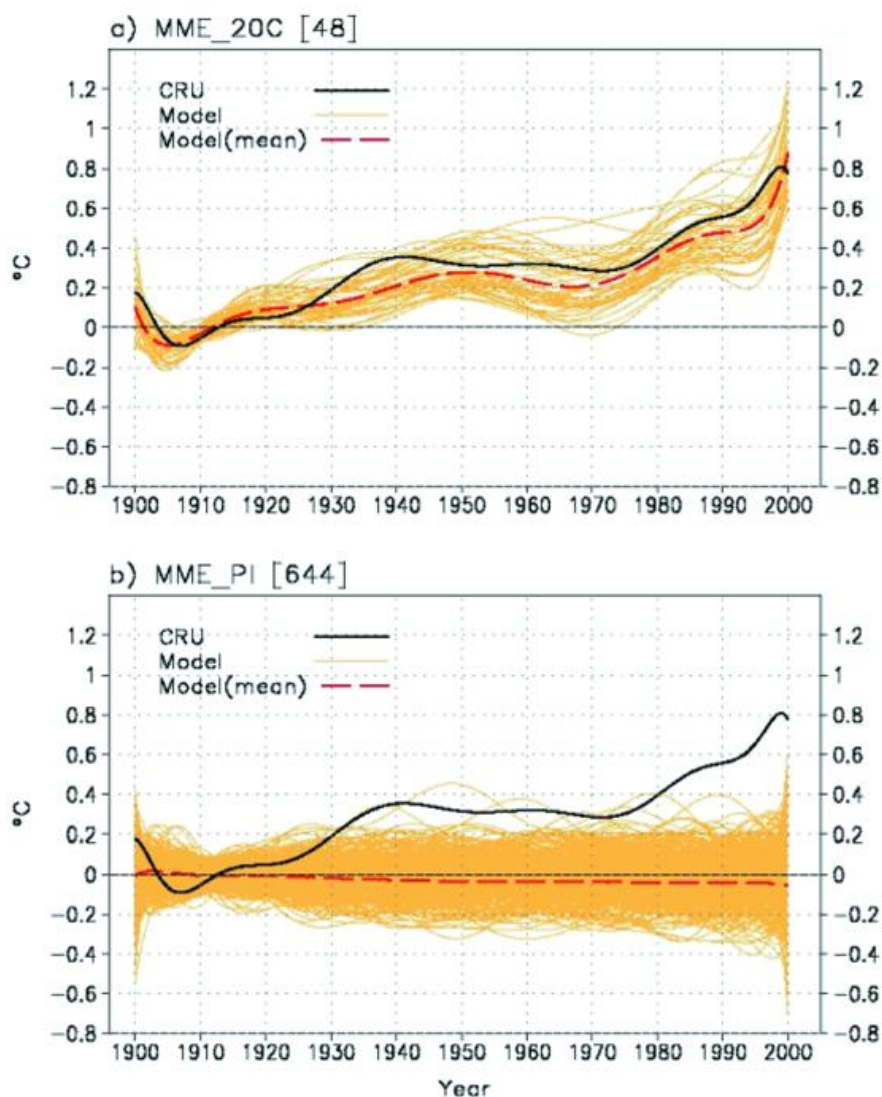


Abb. 3 Verlauf der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur in dem Multi-Modell Ensemble aus Tab. 1, alle Simulationen wurden mit den vollständigen, externen Antriebsfaktoren (ALL, MME_20c, vergl. Abb.1) angetrieben. MME_PI zeigt die Variationen der 644 möglichen Realisierungen von Kontrollsimulationen 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 Kontrollscenario 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:

$$P(m_i | \mathbf{d}) = \frac{l(\mathbf{d} | m_i)P(m_i)}{\sum_{j=1}^N l(\mathbf{d} | m_j)P(m_j)}$$

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

$$l(\mathbf{d} | m_i) = \frac{1}{\sqrt{(2\pi)^q}} \sqrt{\frac{\det \mathbf{A}_i^{-1}}{\det \boldsymbol{\Sigma}_i \det \boldsymbol{\Sigma}_0}} \exp\left(-\frac{1}{2} \mathcal{A}_i\right)$$

$$\Lambda_i = (\mathbf{d} - \mathbf{A}_i^{-1}\mathbf{b})^T \boldsymbol{\Sigma}_0^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{A}_i^{-1}\mathbf{b}) + (\mathbf{A}_i^{-1}\mathbf{b} - \boldsymbol{\mu}_i)^T \boldsymbol{\Sigma}_i^{-1} (\mathbf{A}_i^{-1}\mathbf{b} - \boldsymbol{\mu}_i)$$

$$\mathbf{b} = \boldsymbol{\Sigma}_i^{-1}\boldsymbol{\mu}_i + \boldsymbol{\Sigma}_0^{-1}\mathbf{d}$$

$$\mathbf{A}_i = \boldsymbol{\Sigma}_i^{-1} + \boldsymbol{\Sigma}_0^{-1}$$

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 $P(m_i | \mathbf{d}) > P(m_j | \mathbf{d})$ für alle $j \neq i$ ($i, j = 1, \dots, N$)

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

$$B_{ir} = \frac{P(m_i | \mathbf{d}) / P(m_r | \mathbf{d})}{P(m_i) / P(m_r)} = \frac{I(\mathbf{d} | m_i)}{I(\mathbf{d} | m_r)}$$

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.

$\ln B_{ir}$	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 \mathbf{d} bzw. der Mittelwerte μ_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 singular 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 Legendrepolyomen $P_n(x)$ 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 \mathbf{d} sind dann nicht mehr die Originalbeobachtungen 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 Legendrepolyome 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 $\mathbf{d}=(a_0, a_1)$ 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 $a_0 \sim 0.3$, trend $a_1 \sim 0.4$). 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 $d=(a_0, a_1)$, 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.

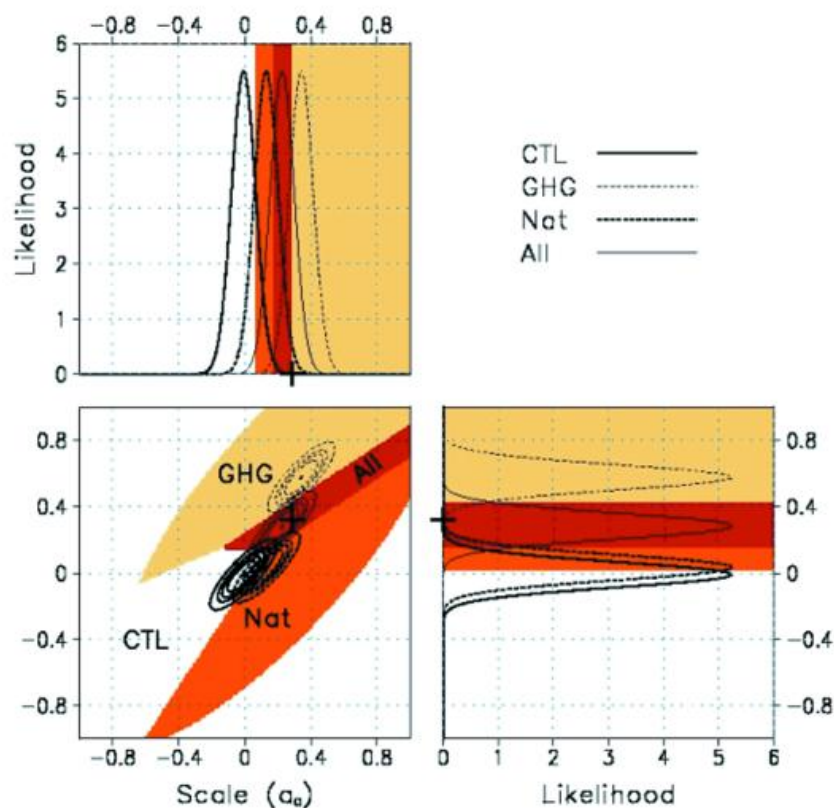


Abb. 4 Ein- und zweidimensionale Betrachtung der Klimaänderungsuntersuchungen auf der Basis der Daten der bodennahen Lufttemperatur aus Abb. 3, Details siehe Text, scale ist ein Maß für die mittlere Erwärmung des Zeitraums 1900-1999 im Vergleich zum Klimanormal 1900-1920, trend ist proportional zur linearen Temperaturänderung über den Zeitraum 1900-1999.

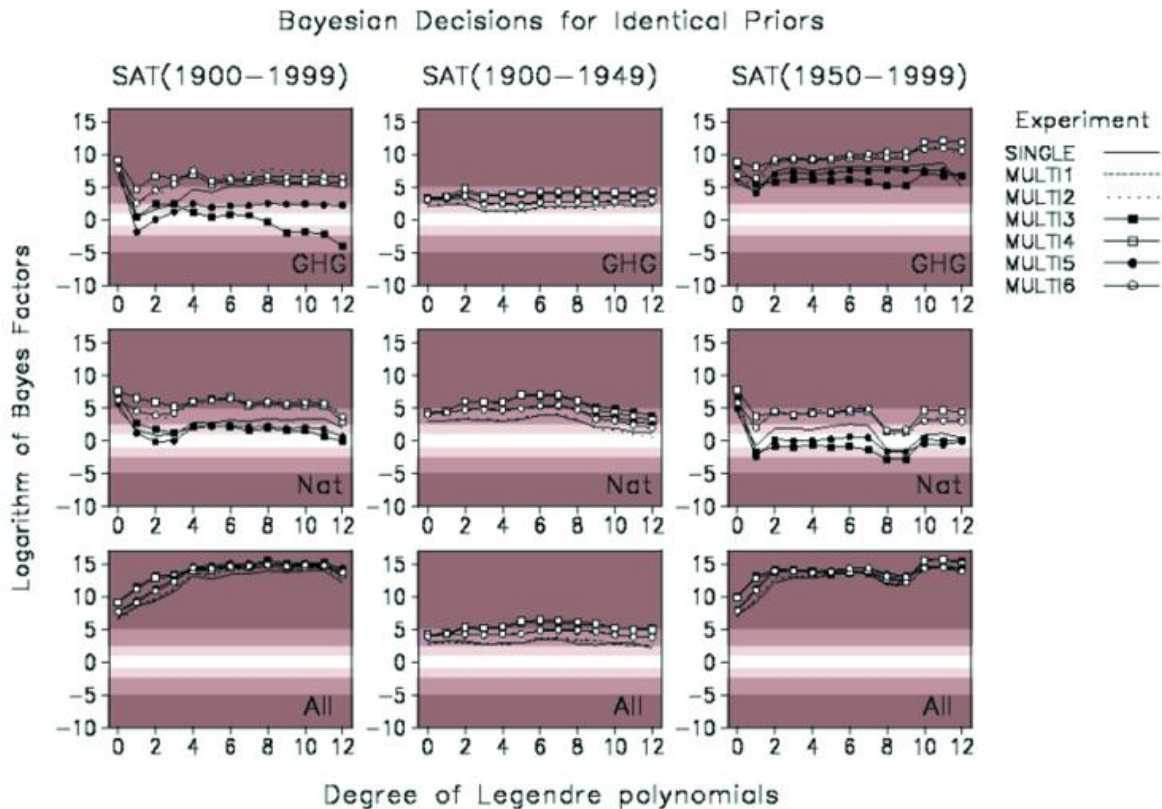


Abb. 5 Fortsetzung der Klimaänderungsuntersuchung mit einer detaillierteren Auflösung in der Zeit durch Betrachtung höherer Entwicklungskoeffizienten der Legendrepolynome, in der linken Spalte finden sich die Resultate für den Gesamtzeitraum 1900-1999, in der mittleren (rechten) Spalte die für die erste (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 Kontrollscenario 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 Koeffizienten 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.

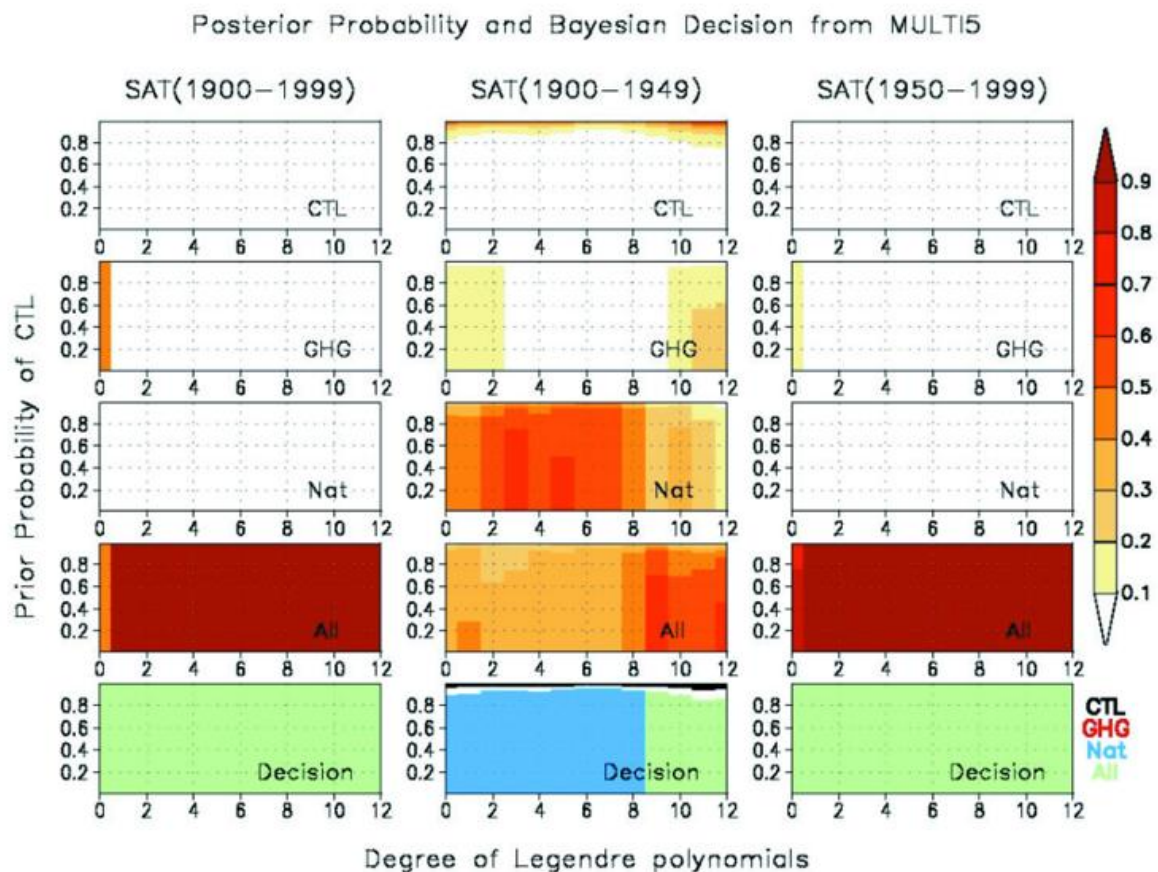


Abb. 6 Darstellung der posterior Wahrscheinlichkeit für jedes Szenario (CTL,GHG,NAT,ALL) als Funktion der prior Wahrscheinlichkeit des CTL Szenarios und der zeitlichen Auflösung der verwendeten Daten aus Abb.3 (obere vier Zeilen), jeweils nochmals unterteilt auf Gesamtzeitraum, erste bzw. zweite Hälfte 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 Modellsimulationen 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. Simulationenwerte charakterisiert, die Dimension des Datenvektors 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.

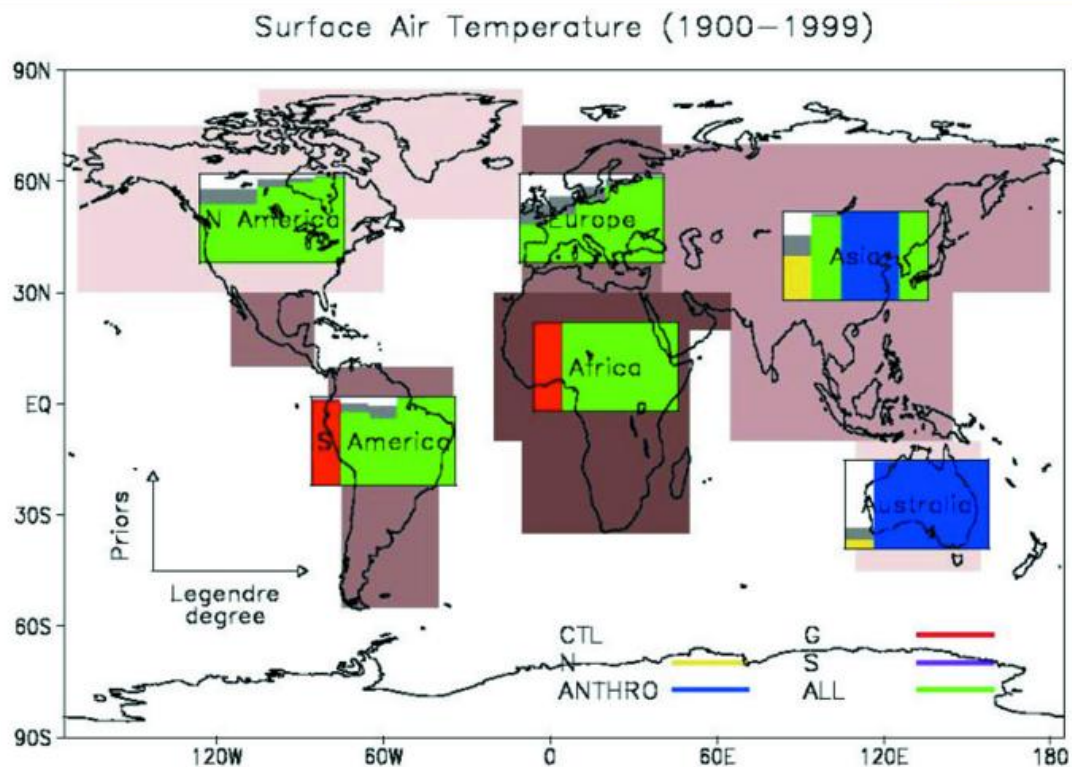


Abb. 7 Ergebnisse der regionalen Untersuchungen der bodennahen Temperaturvariationen im 20.ten Jahrhundert, aufgeteilt nach den 6 angegebenen Großregionen. Die kleinen Diagramme entsprechen dem linken unteren Diagramm in Abb.6 und zeigen die Entscheidung pro Szenario (CTL in weiß, NAT in gelb, GHG in 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 Legendrepolyomen 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 $n=0\dots 4$ 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 der 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 change assessment. *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 and attributing 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.

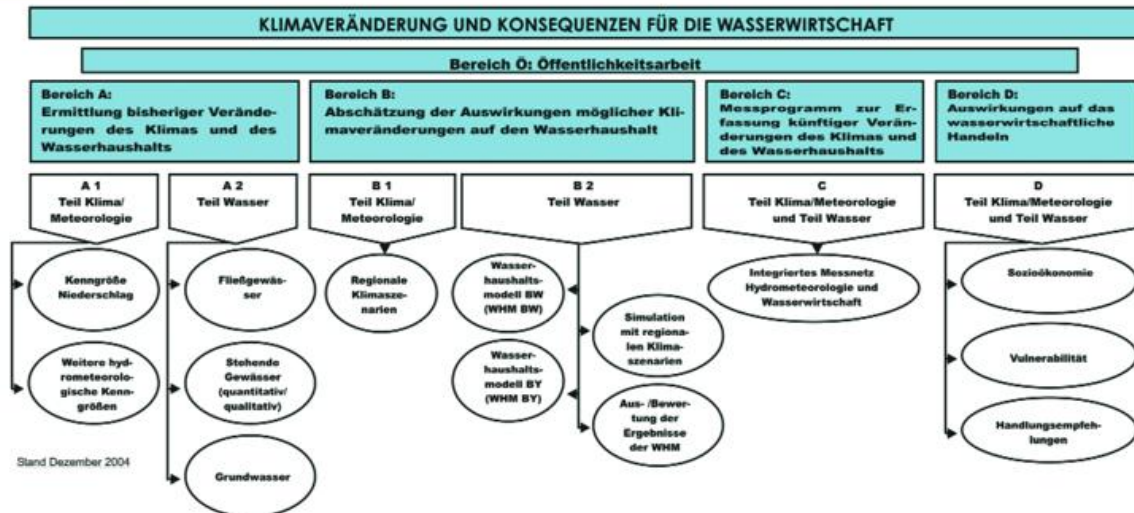


Abb. 1 KLIWA-Vorgehenskonzept - Projektrahmen

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).

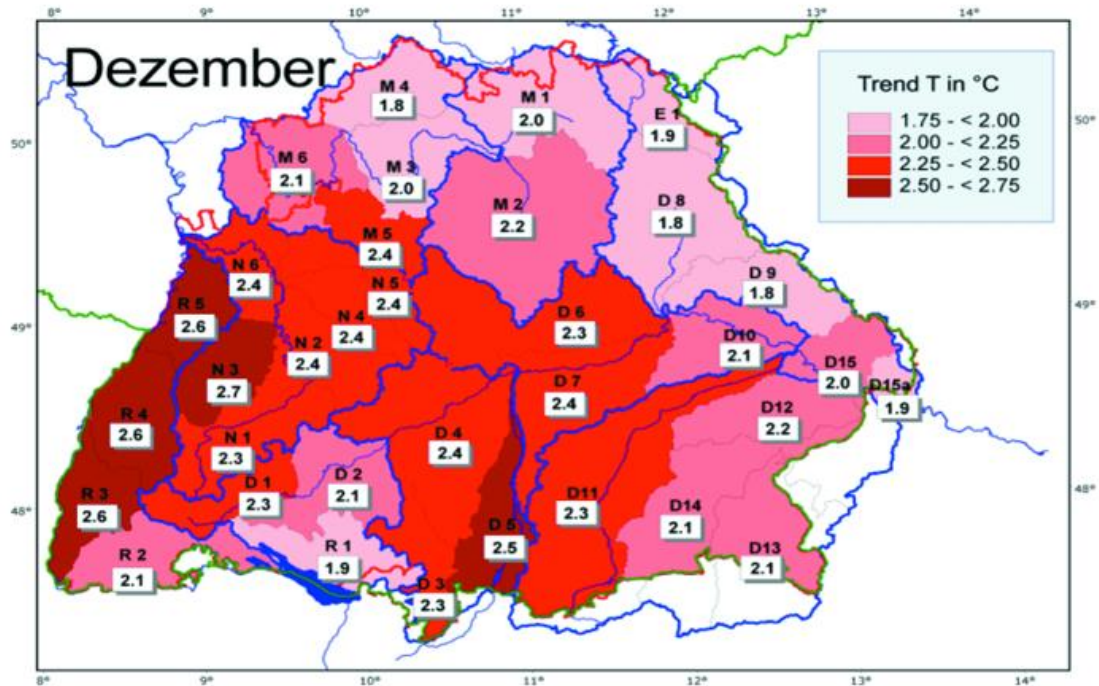


Abb. 2 Zunahme [°C] der Monatsmitteltemperatur Dezember, Gebietswerte in Süddeutschland, Zeitreihe 1931 - 2000 (KLIWA 2005a)

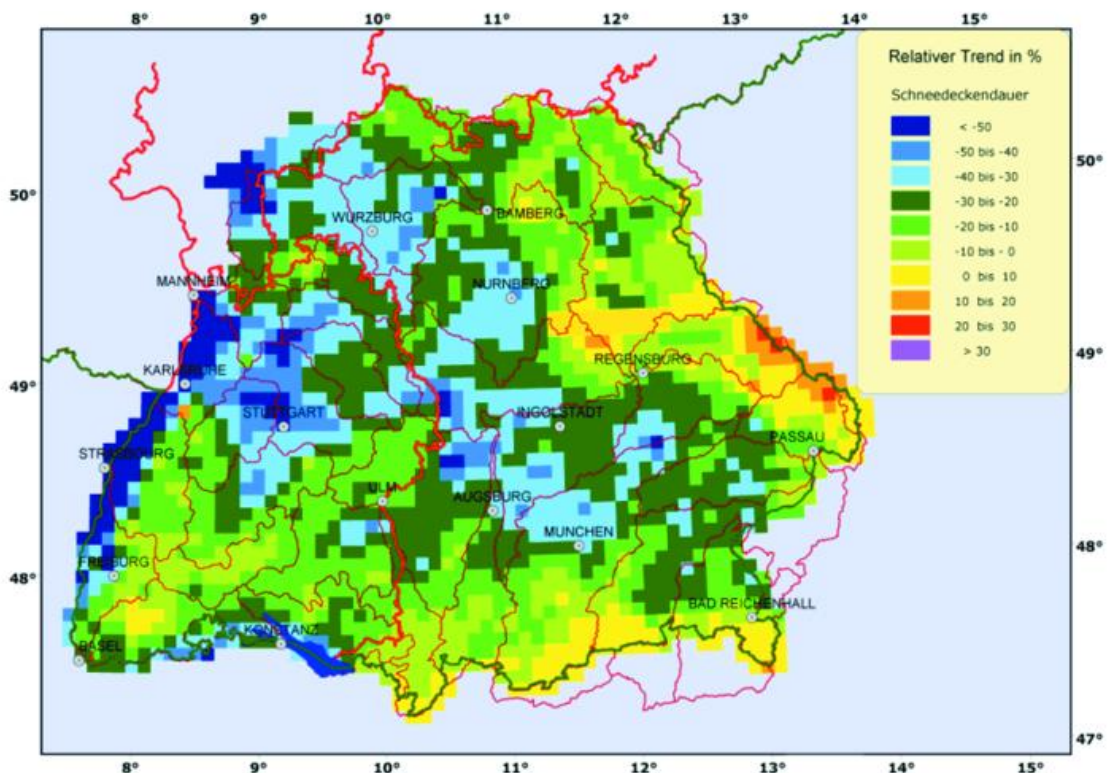


Abb. 3 Relativer Trend [%] der mittleren Schneedeckendauer in Süddeutschland, Zeitreihe 1951/52 bis 1995/96 (KLIWA 2005b)

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 Schneedecken. 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

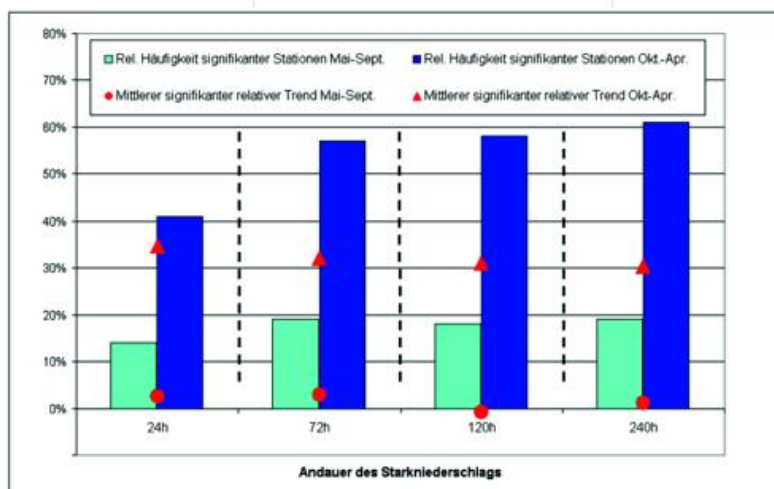


Abb. 4 Relativer Trend [%] der Starkniederschläge in Süddeutschland für Sommer (linker Balken) und Winter (rechter Balken), Zeitreihe 1931 – 2000 (KLIWA 2006)

Schneesmelze führen können und damit eine Abnahme der mittleren Schneedeckendauer bewirken. Diese Veränderungen lassen auch auf Auswirkungen in den Hochwasserabflüssen schließen (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	36,8	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

Bemessung von Entwässerungsanlagen für Gebäude und Grundstücke DIN 1986-100:2002-03

Bemessung der Rigolenversickerung ATV A 138

Bemessung von Regenrückhalteräumen ATV A 117

Bemessung von Hochwasserschutzbauten mit Hilfe extremer Niederschläge unterschiedlicher Dauer

Abb. 5 Anwendungsgebiete für standortbezogene Starkniederschlagshöhen 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).

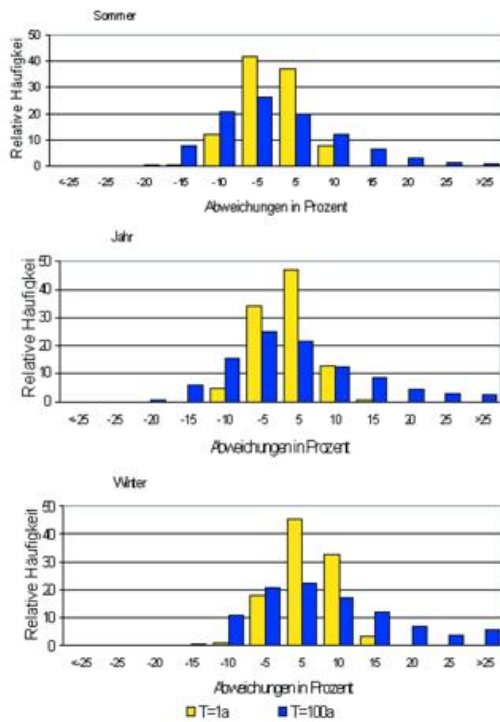


Abb. 6 Abweichungen der Starkniederschlagshöhen KOSTRA-DWD-2000 des Zeitraums 1951 – 2000 zu 1951 – 1980 für die Dauerstufe D = 24 h, Jährlichkeiten T = 1 a (gelber Balken) und T = 100 a (blauer Balken) für Jahr, Sommer und Winter (KOSTRA-DWD-2000, 2005)

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.

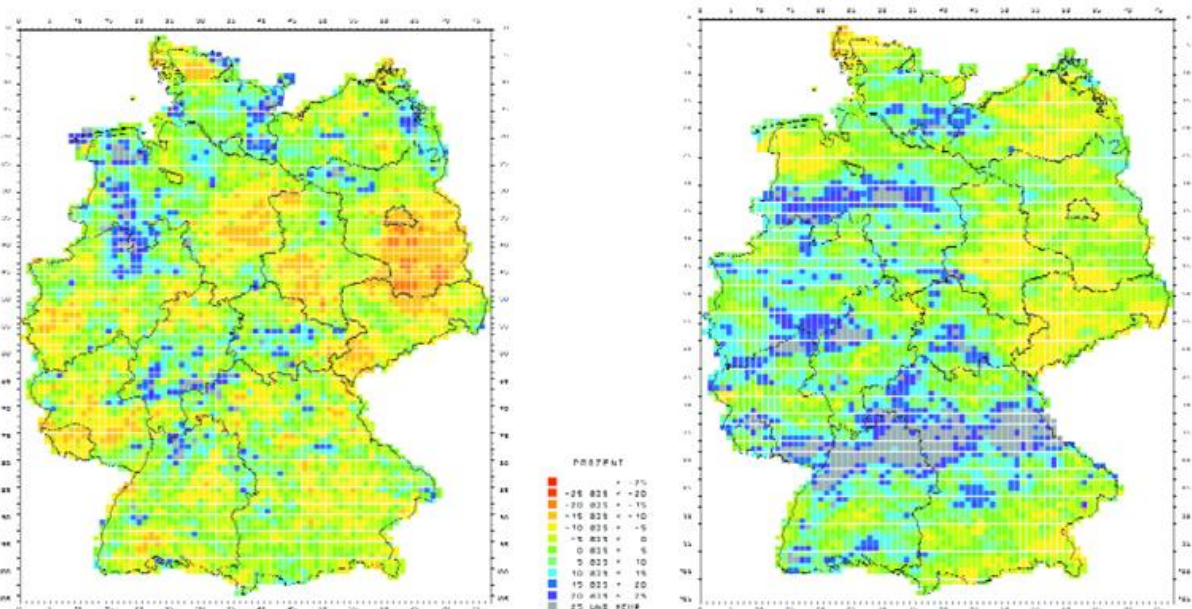


Abb. 7 Felder der prozentualen Abweichungen der Starkniederschlagshöhen KOSTRA-DWD-2000 des Zeitraums 1951 – 2000 zu 1951 – 1980 Dauerstufe D = 24 h und Jährlichkeit T = 100 a für Sommer (links) und Winter (rechts) (KOSTRA-DWD-2000, 2005)

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 $D = 24 \text{ h}$ 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.

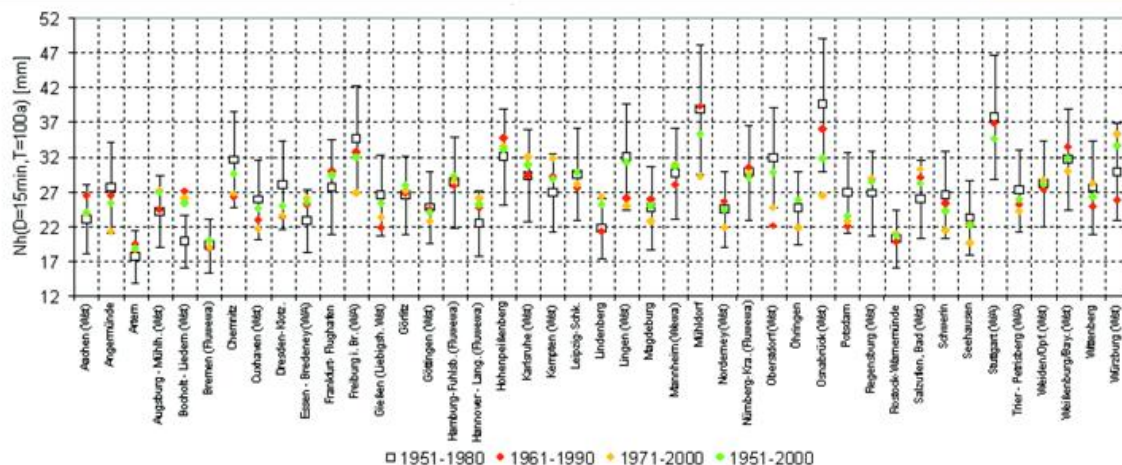


Abb. 8 Ergebnisse der extremwertstatistischen Auswertungen für 43 Niederschlagsschreiberstationen mit Daten bis zum Jahr weiße Kästchen: Zeitraum 1951-1980; roter Punkt: 1961-1990; gelber Punkt: 1971-2000; grüner Punkt: 1951-2000
Fehlerbalken: Spannen der Vertrauensgrenzen bei einer statistischen Sicherheit 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 $T_{\max} < 0 \text{ °C}$). 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 ($T_{\max} \geq 30 \text{ °C}$). 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 100jährige 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-Aneicherung 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-I/2974.pdf – German: www.umweltbundesamt.org/fpdf-I/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 region 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 °C (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.

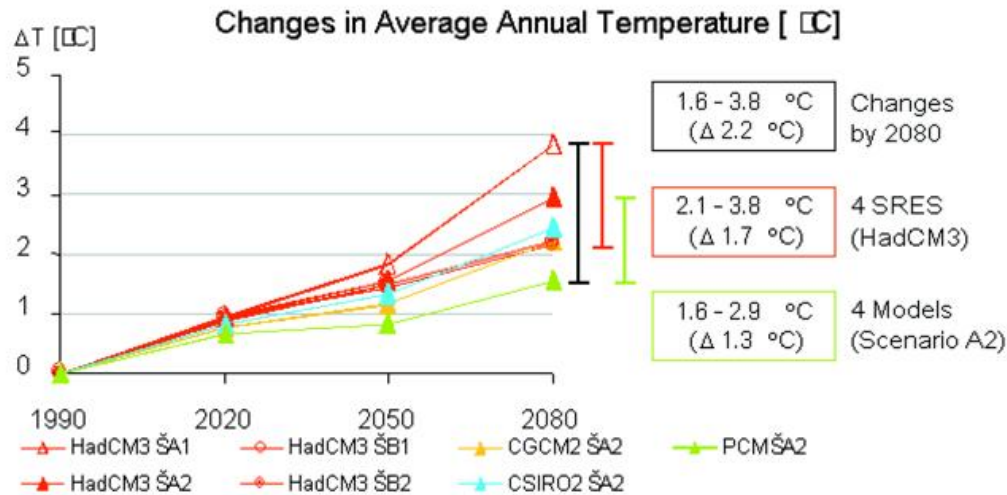


Fig. 1 ATEAM-scenarios of long-term annual average temperature change compared to 1990 in Germany up to 2080.

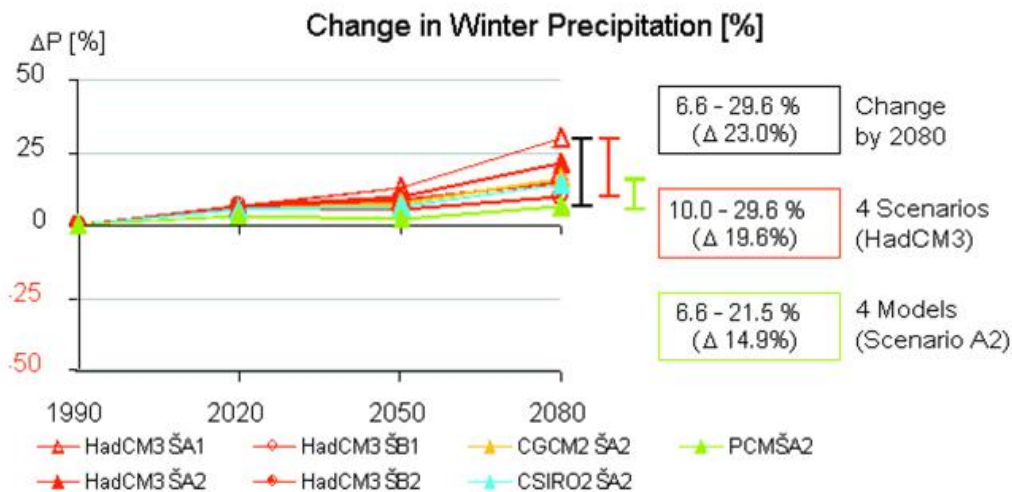


Fig. 2 Change in winter precipitation compared to 1990 for seven ATEAM scenarios in Germany up to 2080.

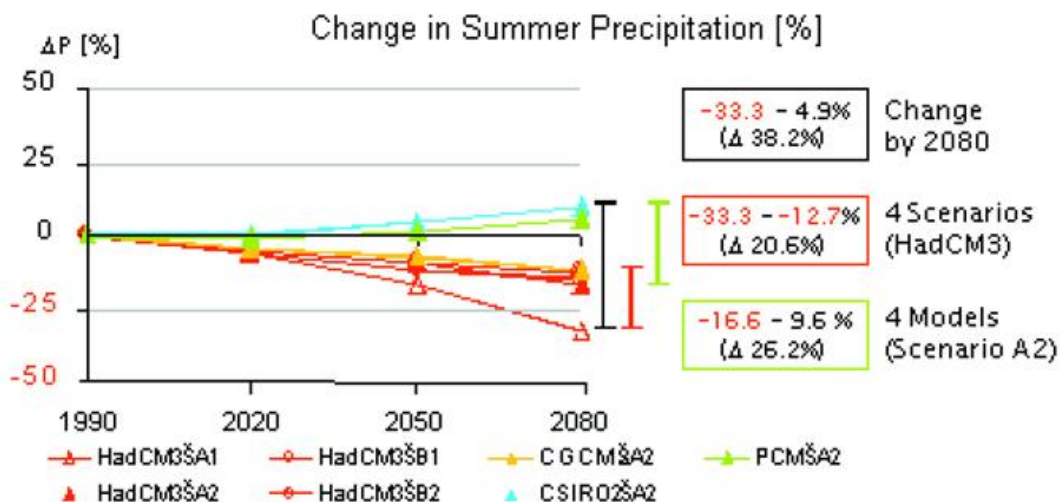


Fig. 3 Change in summer precipitation compared to 1990 for seven ATEAM scenarios in Germany up to 2080.

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.

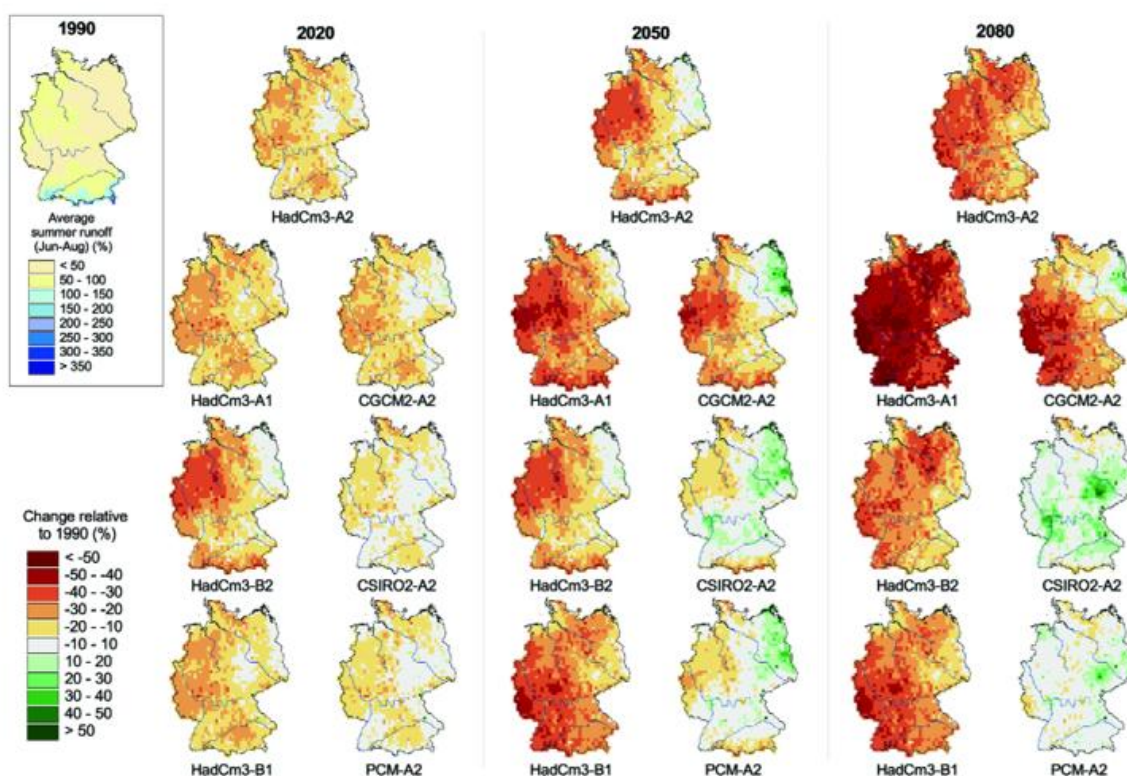


Fig. 4 Regional relative change in average summer runoff (%) across Germany up to 2080 compared to 1990 for seven ATEAM scenarios. Jun = June, Aug = August.

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.

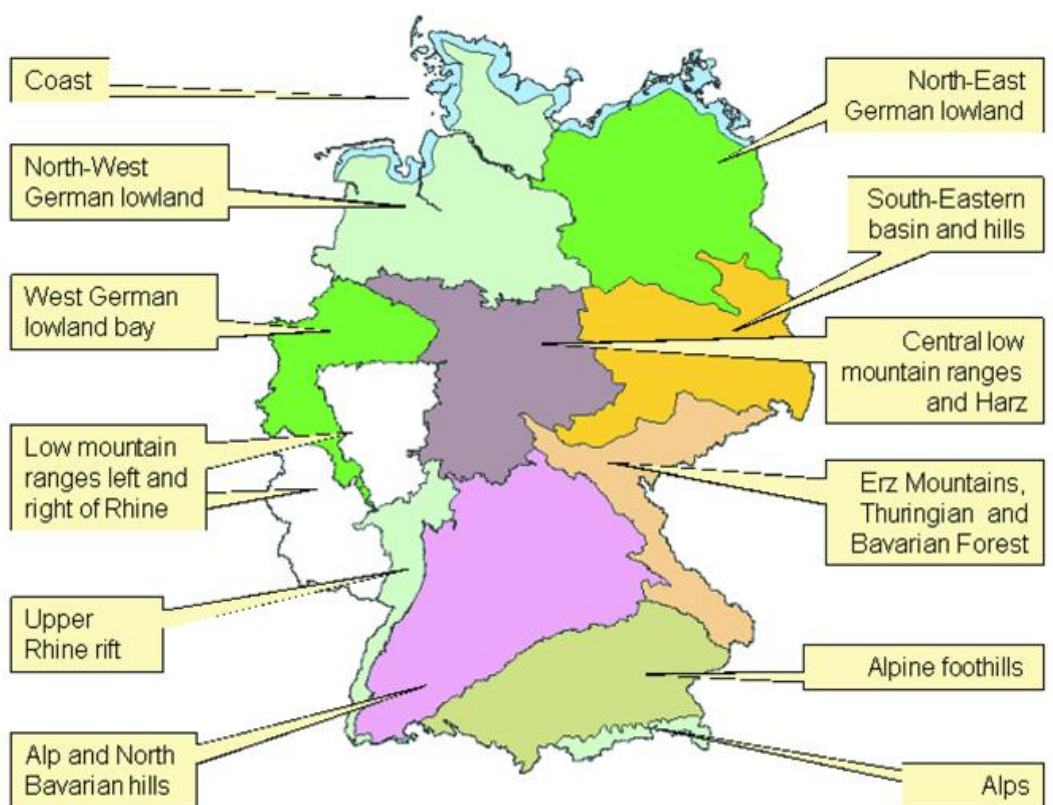


Fig. 5 Environmental zones in Germany (aggregated from BFN, 2005).

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		Agriculture	Forestry	Nature conservation	Health		Tourism		Transport	All sectors
	Flood	Drought				Heat stress	Vector-borne diseases	Winter tourism	Other forms of tourism		
Environmental zone											
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 mountain 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.
- Parnesan, 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 ungebremsen 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 Klimaschutz¹, 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:

¹Dieser 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
IPCC²- 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 GEIN³, 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 Entscheidungsträgern und KomPass unabdingbar, um durchsetzungsfähige Anpassungsstrategien zu entwickeln.

²Intergovernmental Panel on Climate Change

³Umweltinformationsnetz 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, Verbände 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 Verbände 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 zugegriffen.

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-

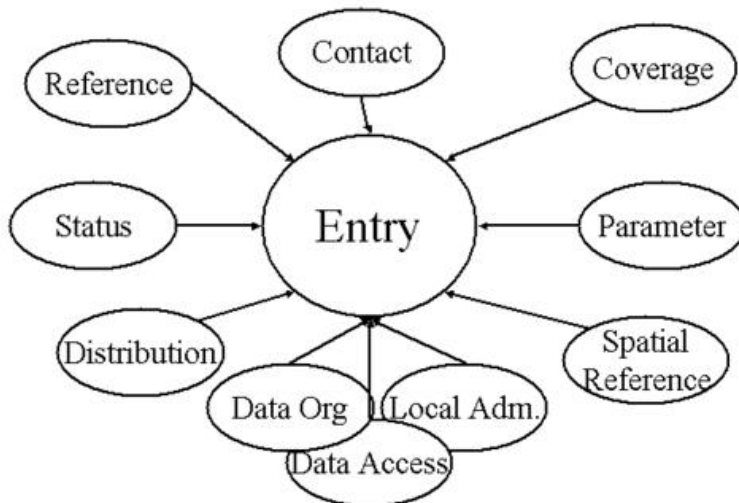


Abb. 1 Tabellengruppen des CER-2 Datenbankmodells

operationen 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 Informationsbibliothek (TIB), Hannover veröffentlicht und sind zusammen mit Zeitschriftenartikeln such- und zugreifbar (Übersicht unter <http://tws.gbv.de> mit Sucheintrag "exk+primaerdaten"). Publierte 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).

forschung zu erreichen, besten 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 Ko-

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.

The screenshot displays the 'Parameter information for dataset ERA40_PL00_6H_D1' page. The interface is divided into several sections:

- Variable:** Topic: oceans; Parameter: sea/ice; Variable: divergence; Variable description: divergence.
- Code:** Number: 155; Type: ERA40; Acronym: D; Description: divergence.
- Unit:** Acronym: 1/s; Name: 1/second; Description: not filled.
- Aggregation:** Description: 6 hours interval.
- Temporal structure (period 1 of 1):**

	Start	Increment	Date / time information
Year	1957	0	Period start: 01/09/1957 00:00
Month	9	0	Period end: 31/08/2002 18:00
Day	1	0	
Hour	0	6	Additional time information
			Dimension: real time

On the right side, there is a 'CERA entry information for ERA40_PL00_6H' section with 'General information' and 'Project(s)' details.

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 selbstbeschreibende 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 Freiräume; 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 einen 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

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.

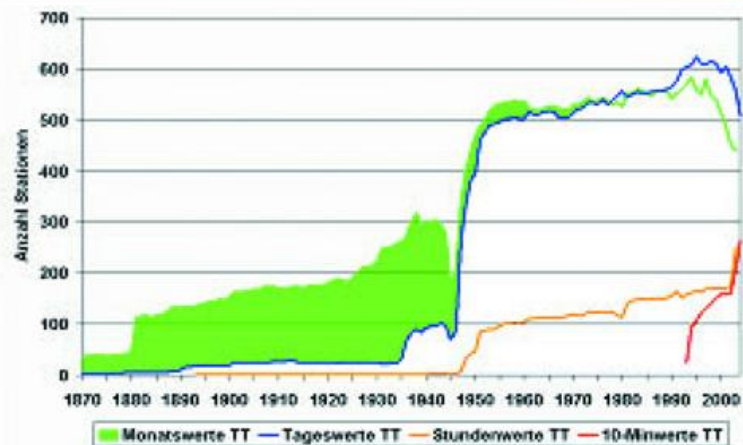


Abb. 1 Temperaturdaten (TT) im NKDZ

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 des 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 80 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 entwickelt 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
Erbodentemperaturen	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.

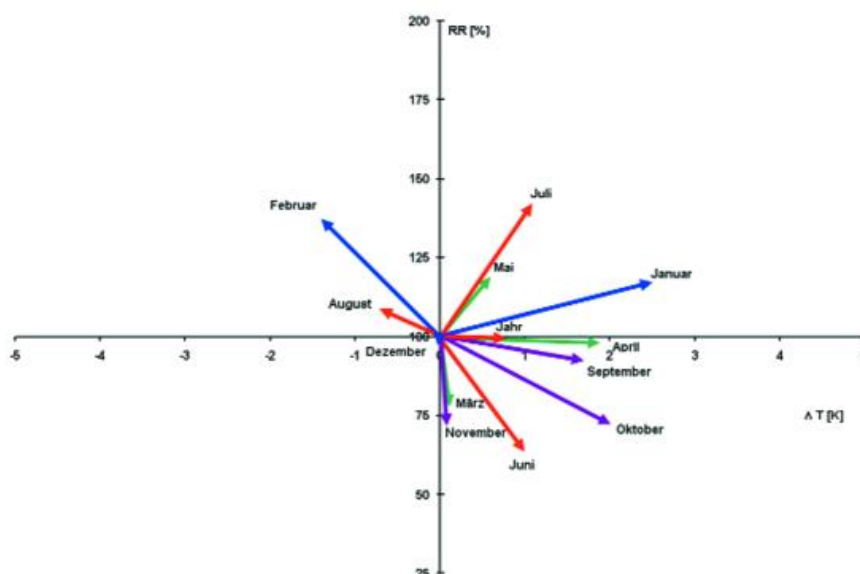


Abb. 1 Thermopluviogramm für Deutschland 2005. Bezugszeitraum (1961-1990)

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.

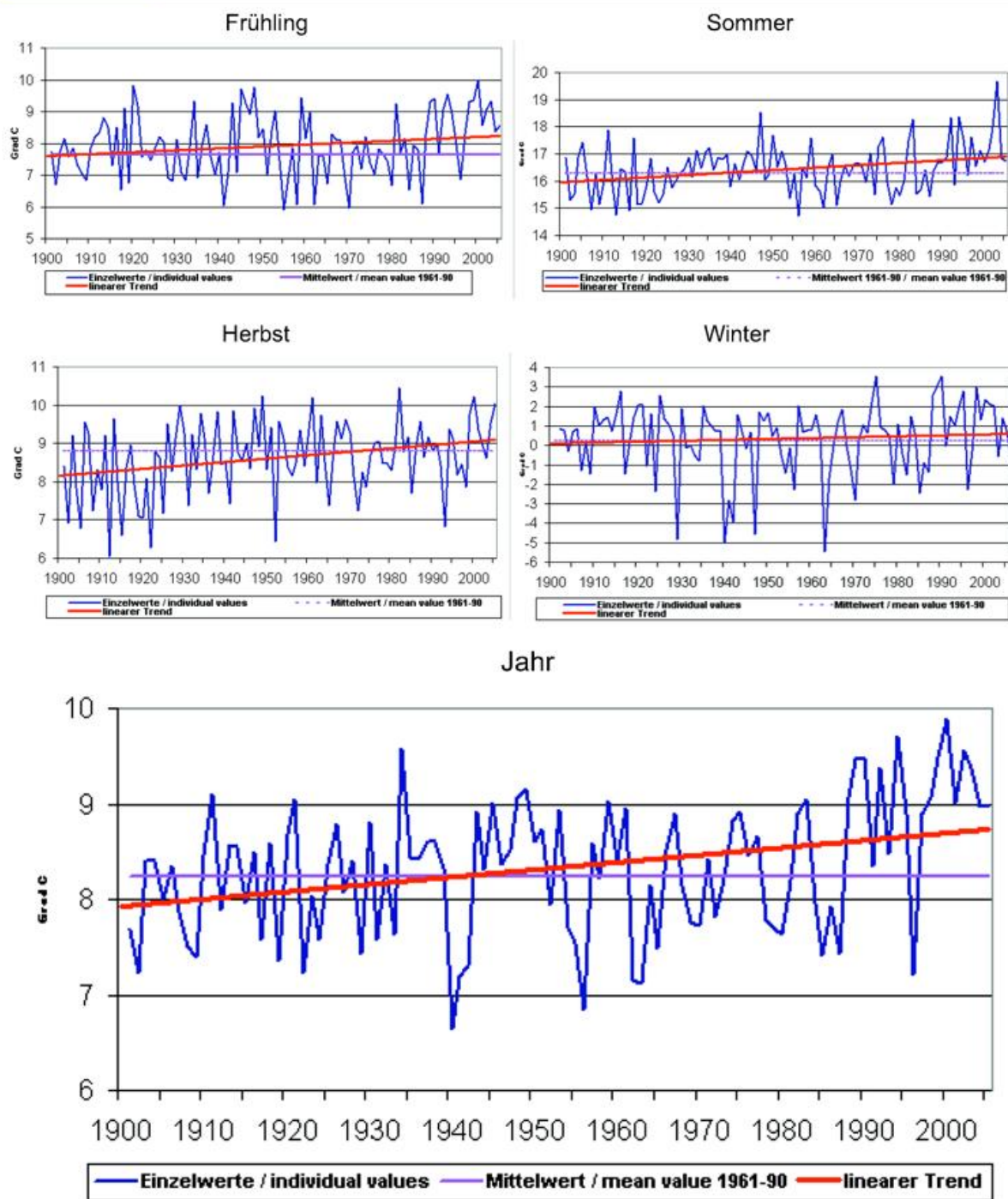


Abb. 2 - 6 Mittlere Tagesmitteltemperatur Deutschland 1901 - 2005

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/m² des Vorjahres. Zum Vergleich sei nochmals der Wert des Ausnahmejahres 2003 mit 1170 kWh/m² erwähnt.

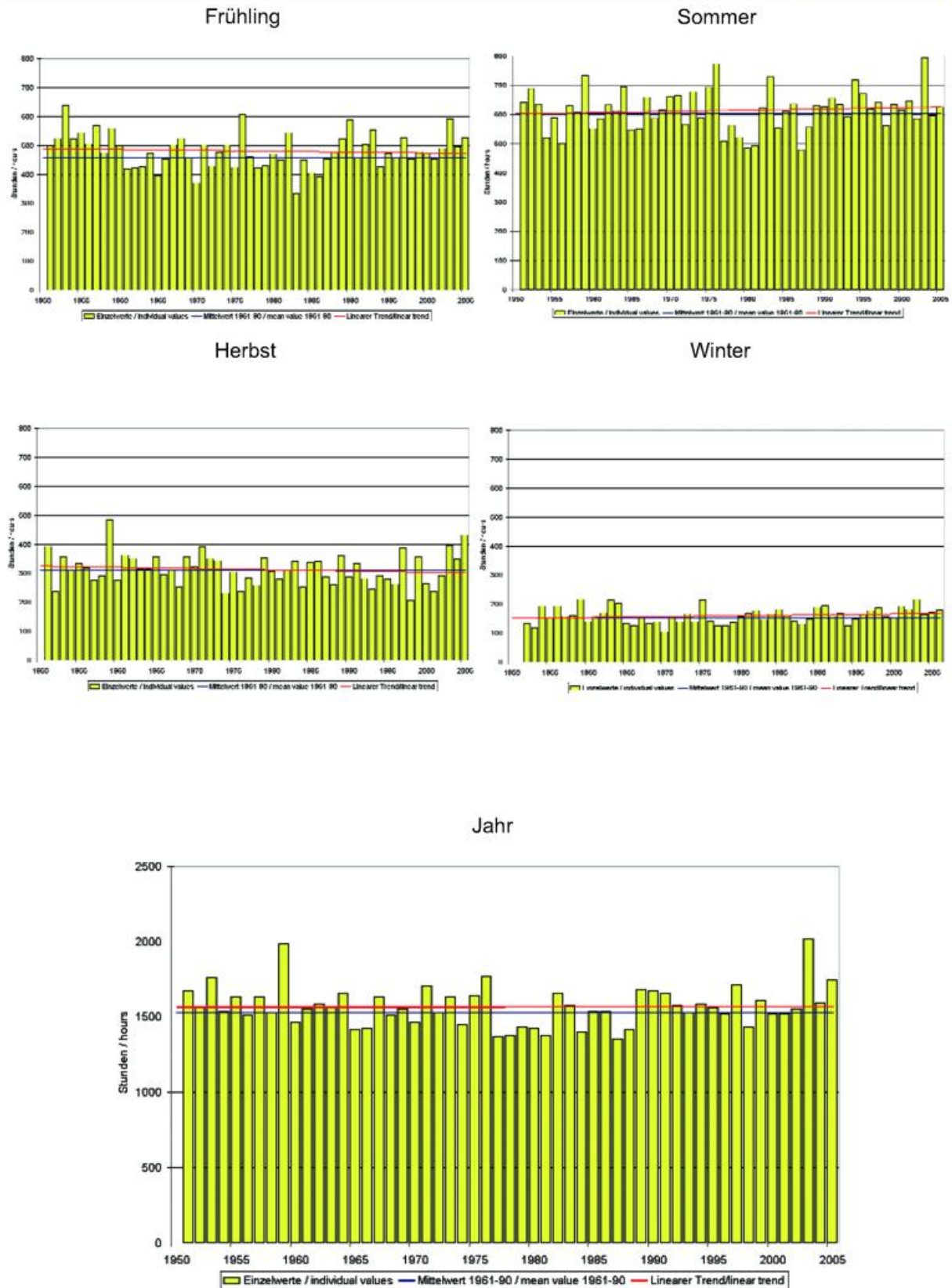


Abb. 7-11 Mittlere Sonnenscheindauer Deutschland 1951-2005

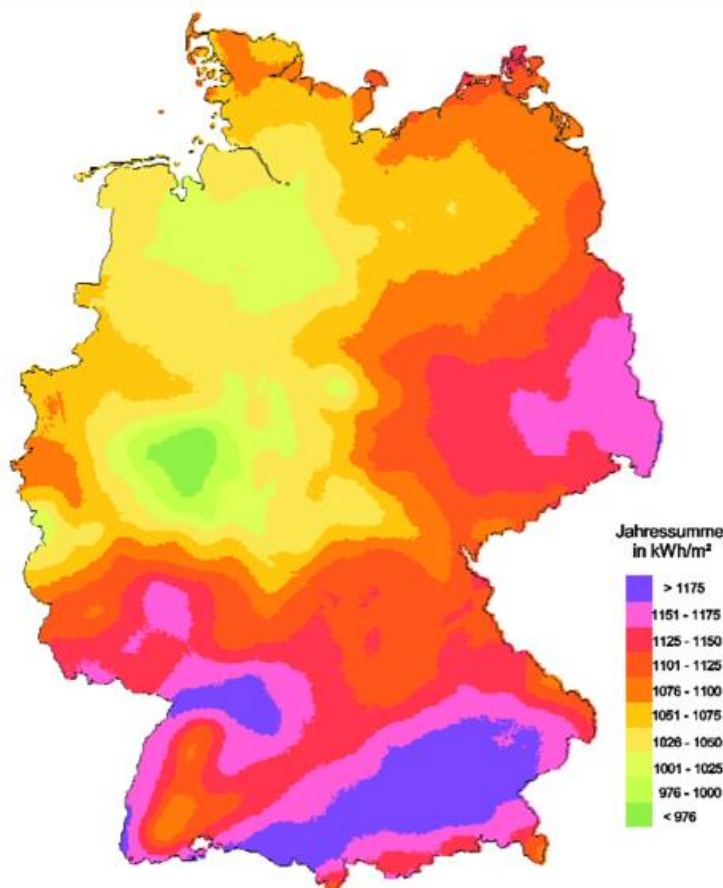


Abb. 12 Globalstrahlung 2005

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/m². 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/m² wurden in der Lausitz erreicht. Im nördlichen Rügen waren es bis 1150 kWh/m², auf Fehmarn in Schleswig-Holstein bis 1125 kWh/m². Die Region Sauerland/Rothaargebirge brachte es auf unter 975 kWh/m². 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

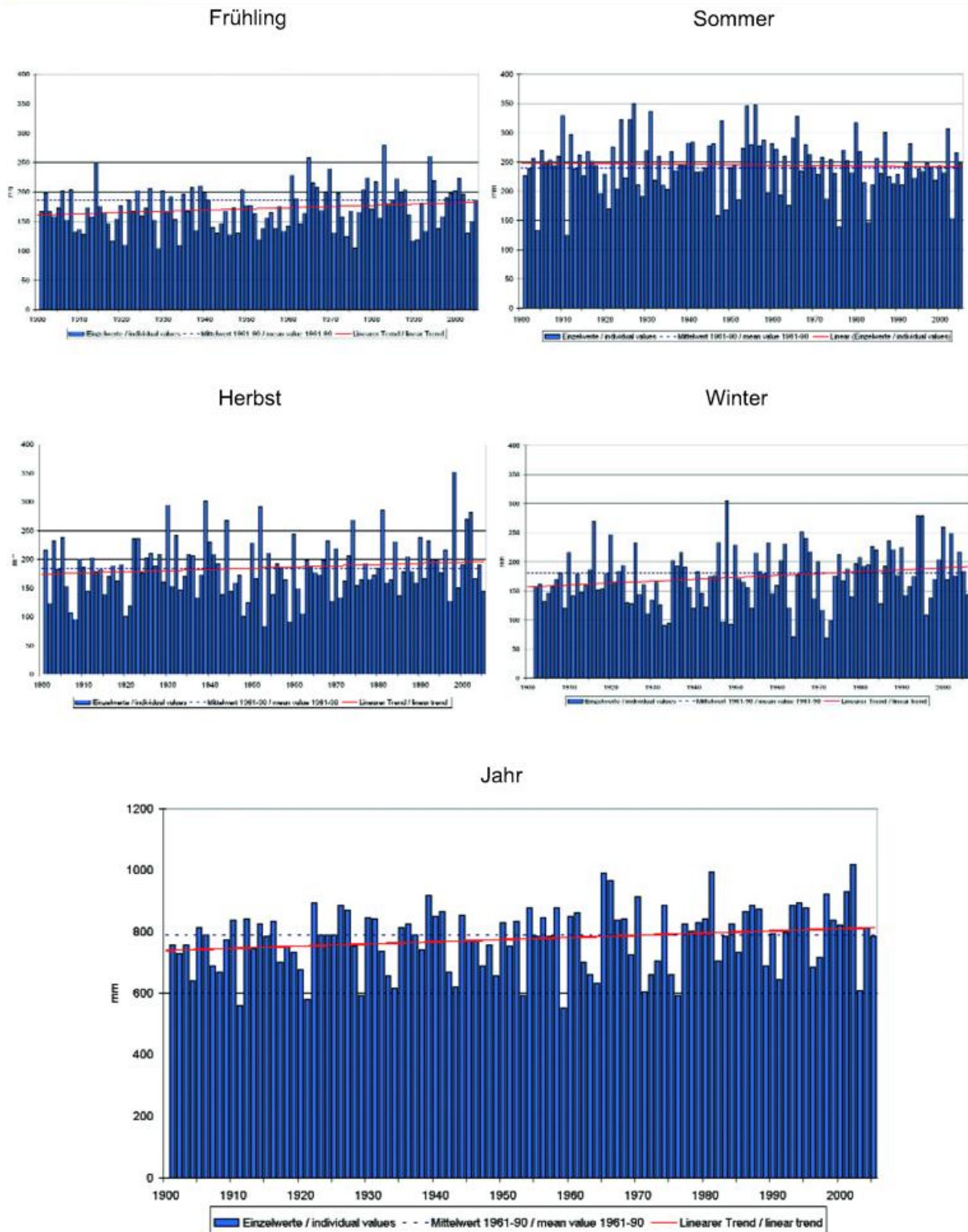


Abb. 13 -17 Mittlere Niederschlagshöhe Deutschland 1901-2005

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.

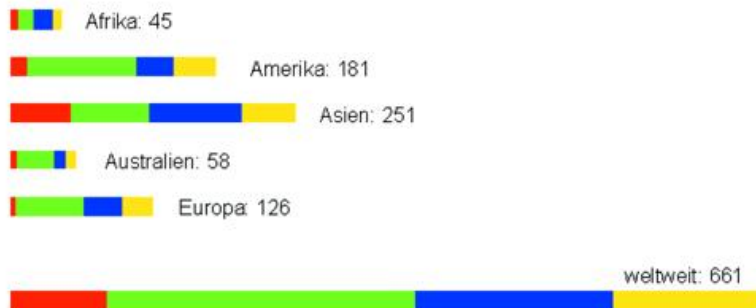
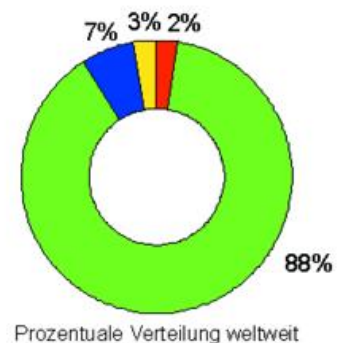
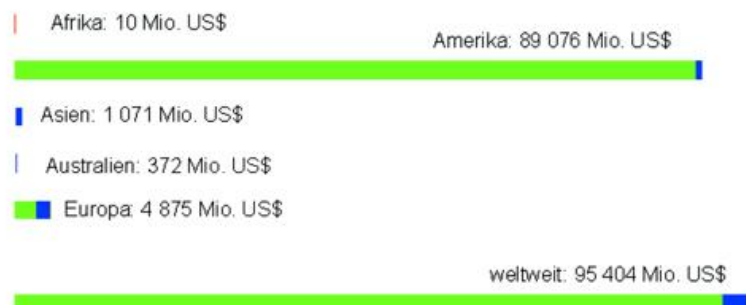
Der November war in seiner ersten Hälfte sehr mild, die zweite Hälfte war aber schon winterlich, so dass die Monatsmitteltemperatur im Gebietsmittel von Deutschland nahezu dem Referenzwert entsprach. Im größten Teil Deutschlands war der Monat zu trocken und sehr sonnenscheinreich. Am 25. November kam 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) Temperatur-extreme (z.B. Hitzewelle, Kältewelle, Waldbrand), Massenbewegungen (z.B. Lawine, Erdrutsch).

Anzahl der Schadenereignisse: 661**Anzahl der Todesopfer: 101 176****Volkswirtschaftliche Schäden: 215 Mrd. US\$****Versicherte Schäden: 95 Mrd. US\$**

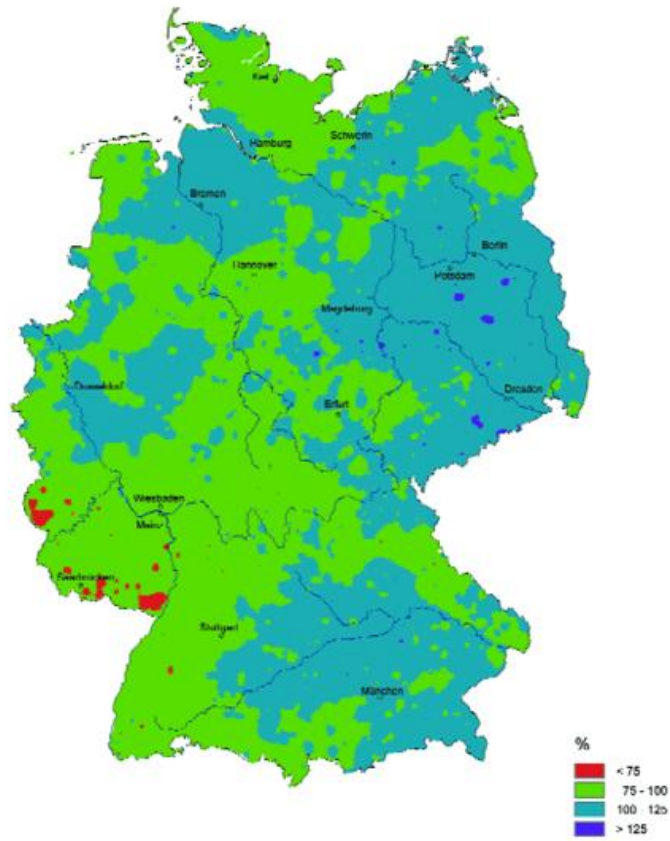


Abb. 18 Niederschlagshöhe 2005 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990.



Abb. 20 Sonnenscheindauer 2005 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961 - 1990.

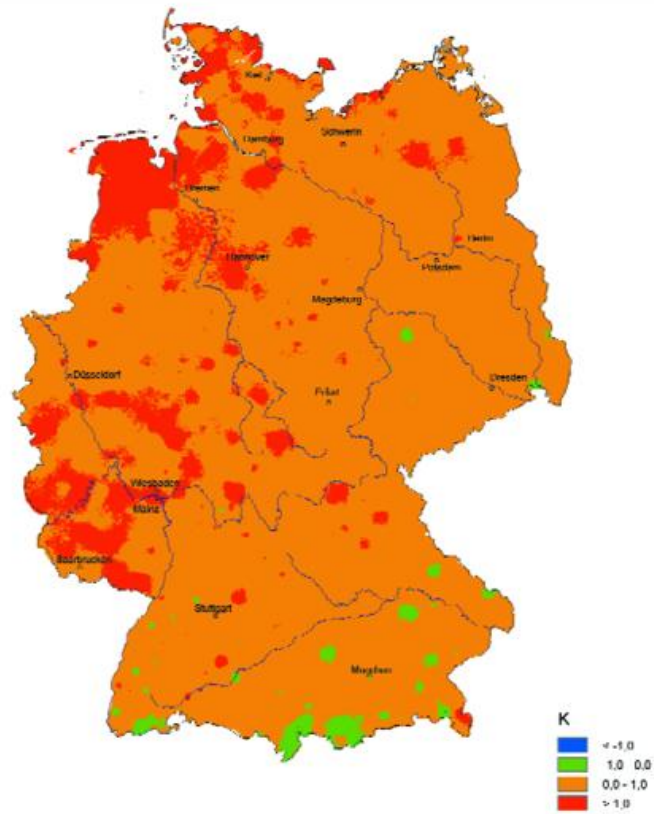


Abb. 19 Temperaturabweichung 2005 vom vieljährigen Mittel 1961 - 1990.

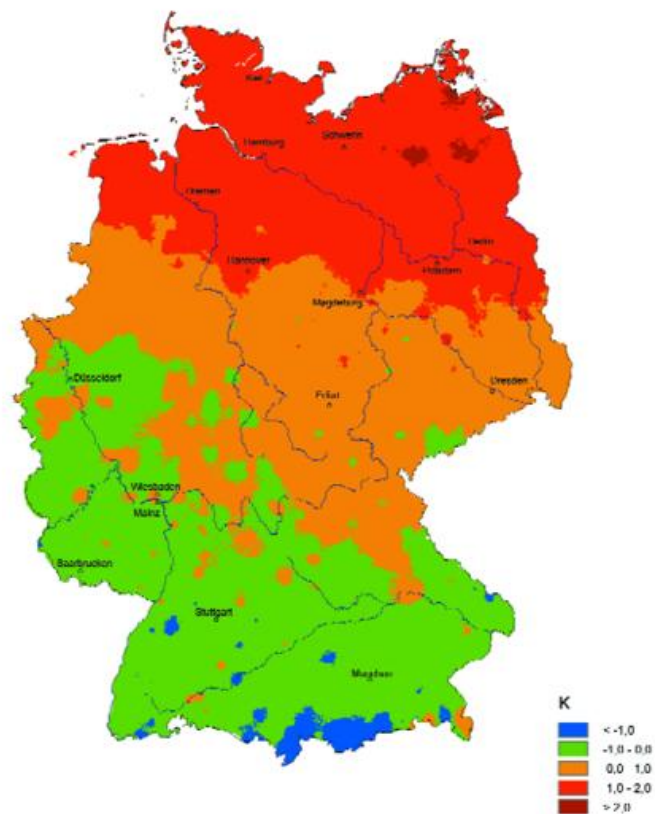
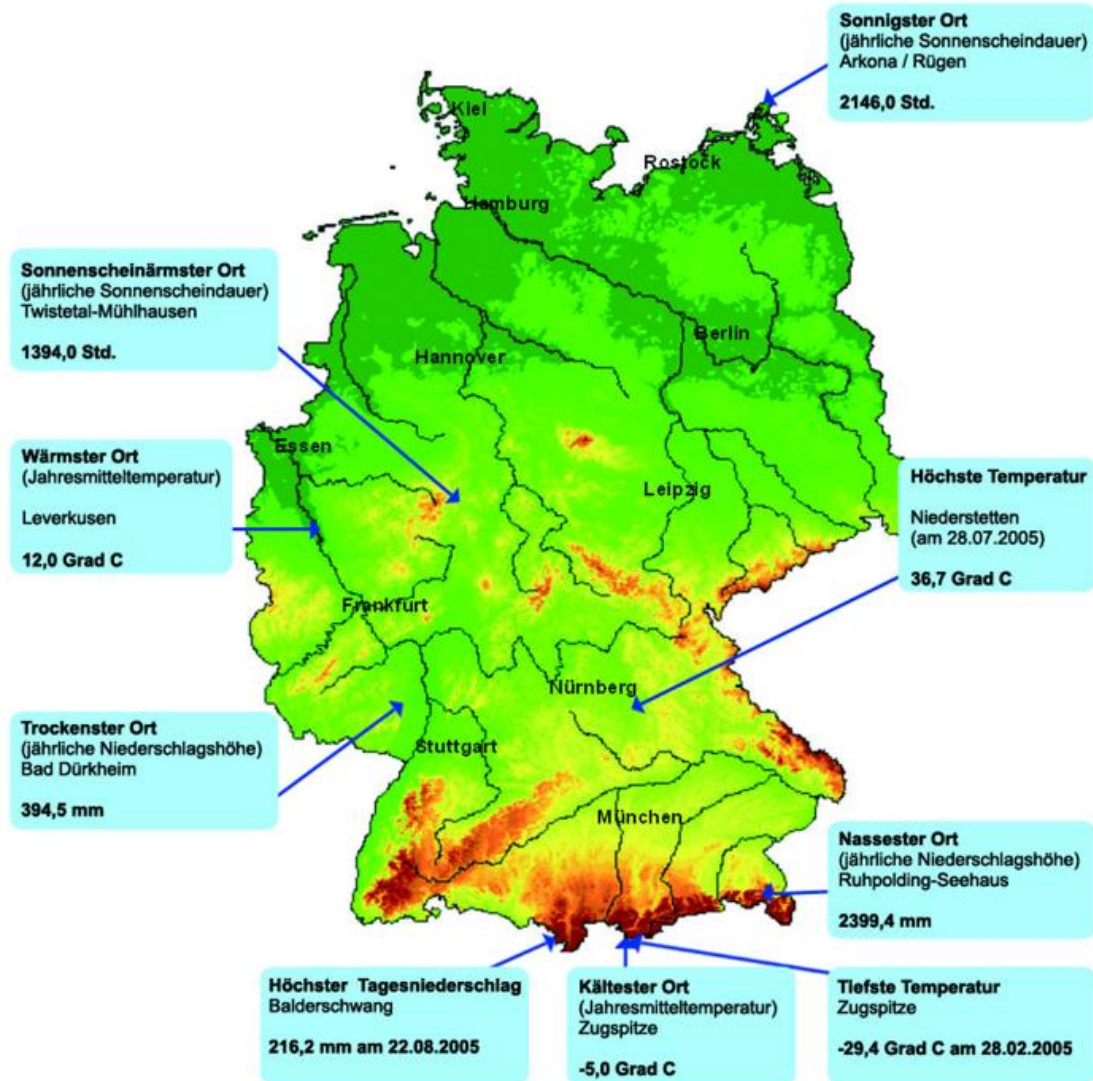


Abb. 21 Temperaturabweichung Winter 2005 vom vieljährigen Mittel 1961 - 1990.



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 der 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 anhub. 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 Nachtfroste 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

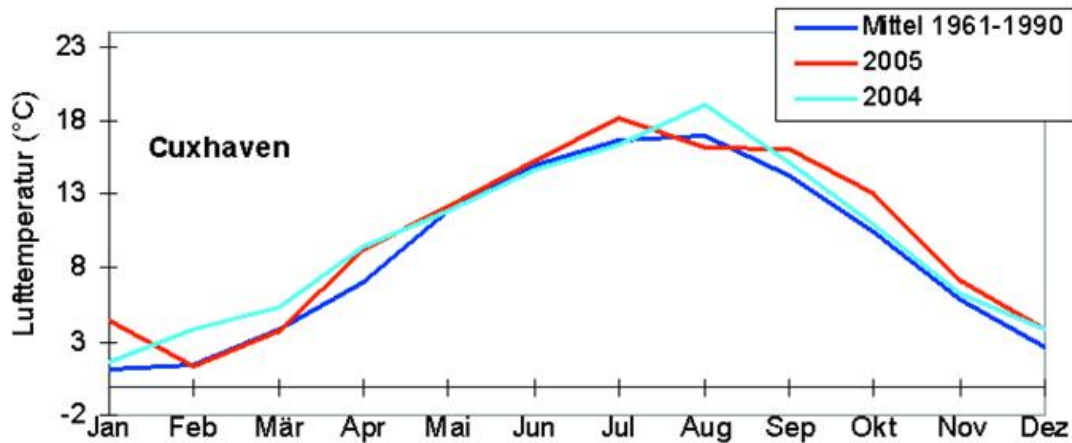


Abb. 1 Jahresgang der Monatsmitteltemperatur

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.

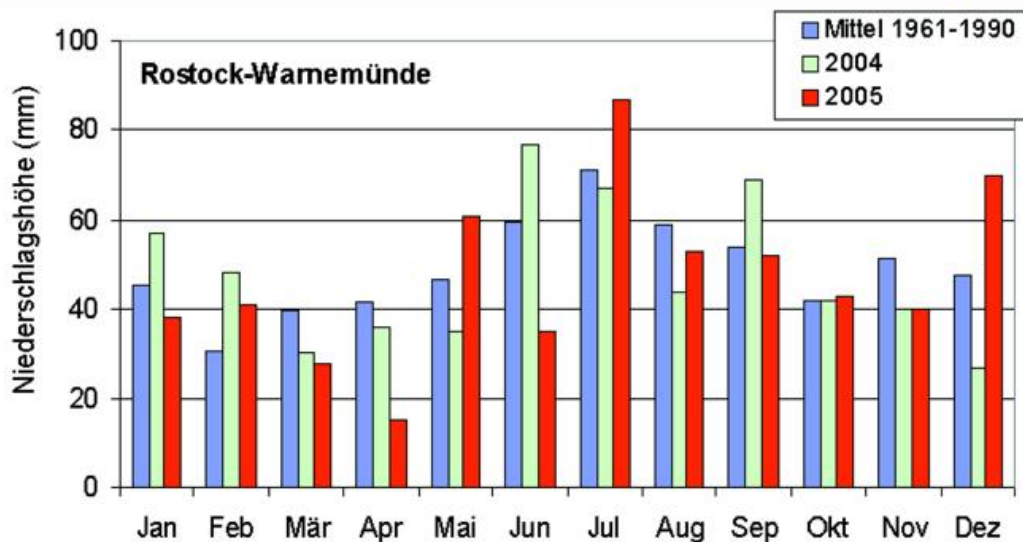


Abb. 2 Jahresgang der monatlichen Niederschlagshöhe

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.

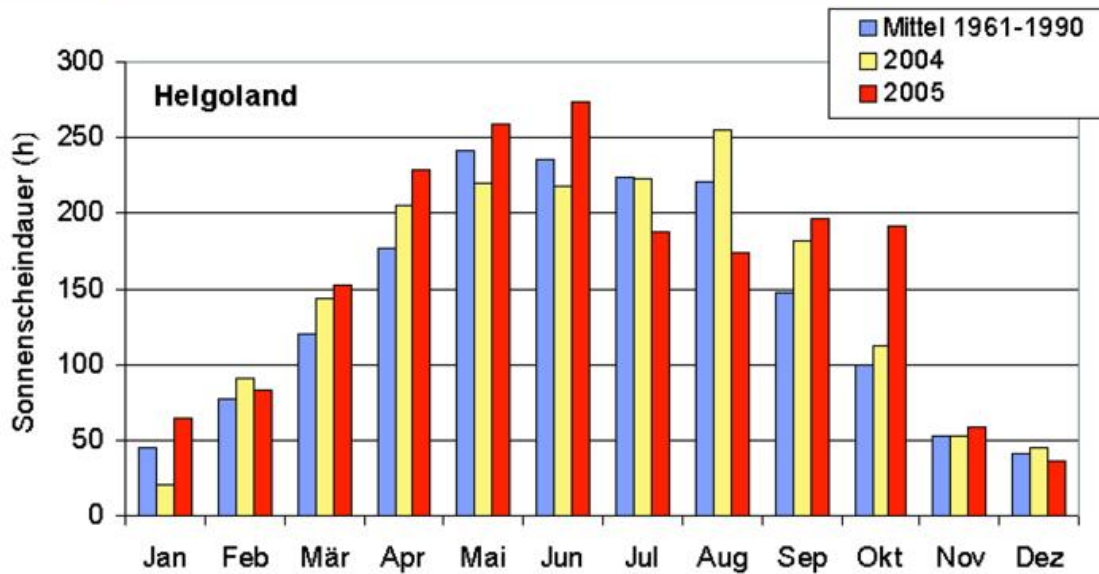


Abb. 3 Jahresgang der monatlichen Sonnenscheindauer

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

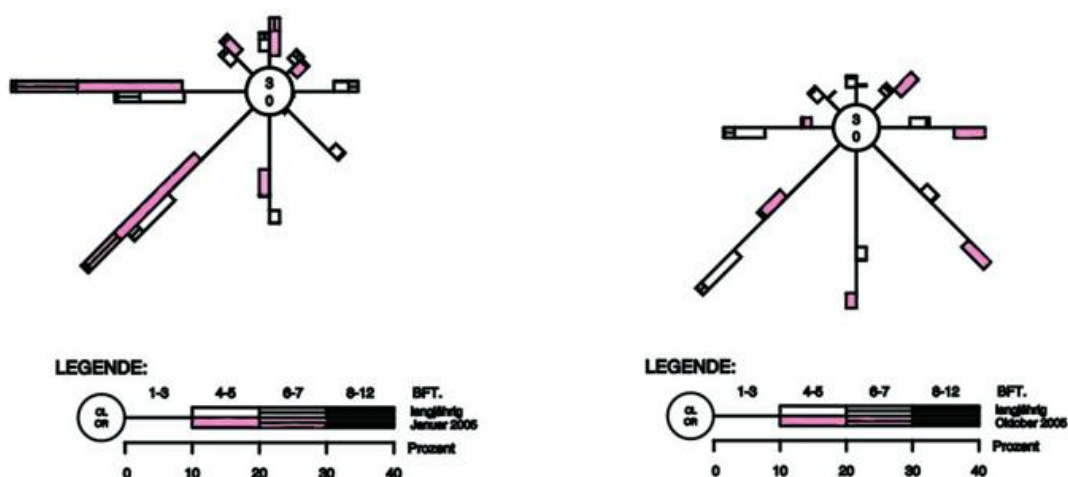


Abb. 4 Windverteilungen von Boltenhagen im Januar und Oktober 2005 und im Monatsmittel.

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 Bodden- und Gewässern entstand eine Festschicht 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. Augushälfte 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.

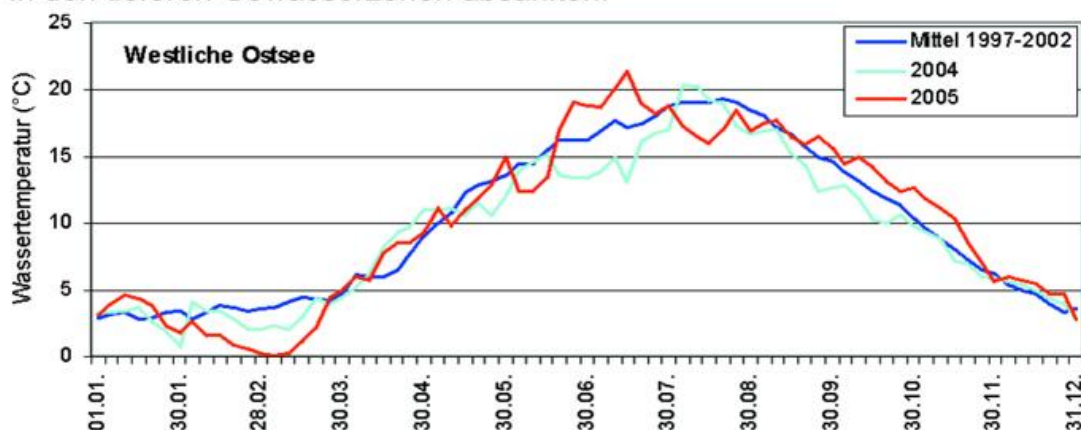


Abb. 5 Jahresgang der Wassertemperatur

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 Total Schäden 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 Meereskaltluft 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, Klee, 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 Eiseiligen 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 letzten 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 Ernteauffälle 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 sonnenreiche, milde Hochdruckwetter begünstigte dann aber alle anstehenden Arbei-

ten auf den Feldern. So konnte die Körnermais- und Zuckerrübenenernte 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.

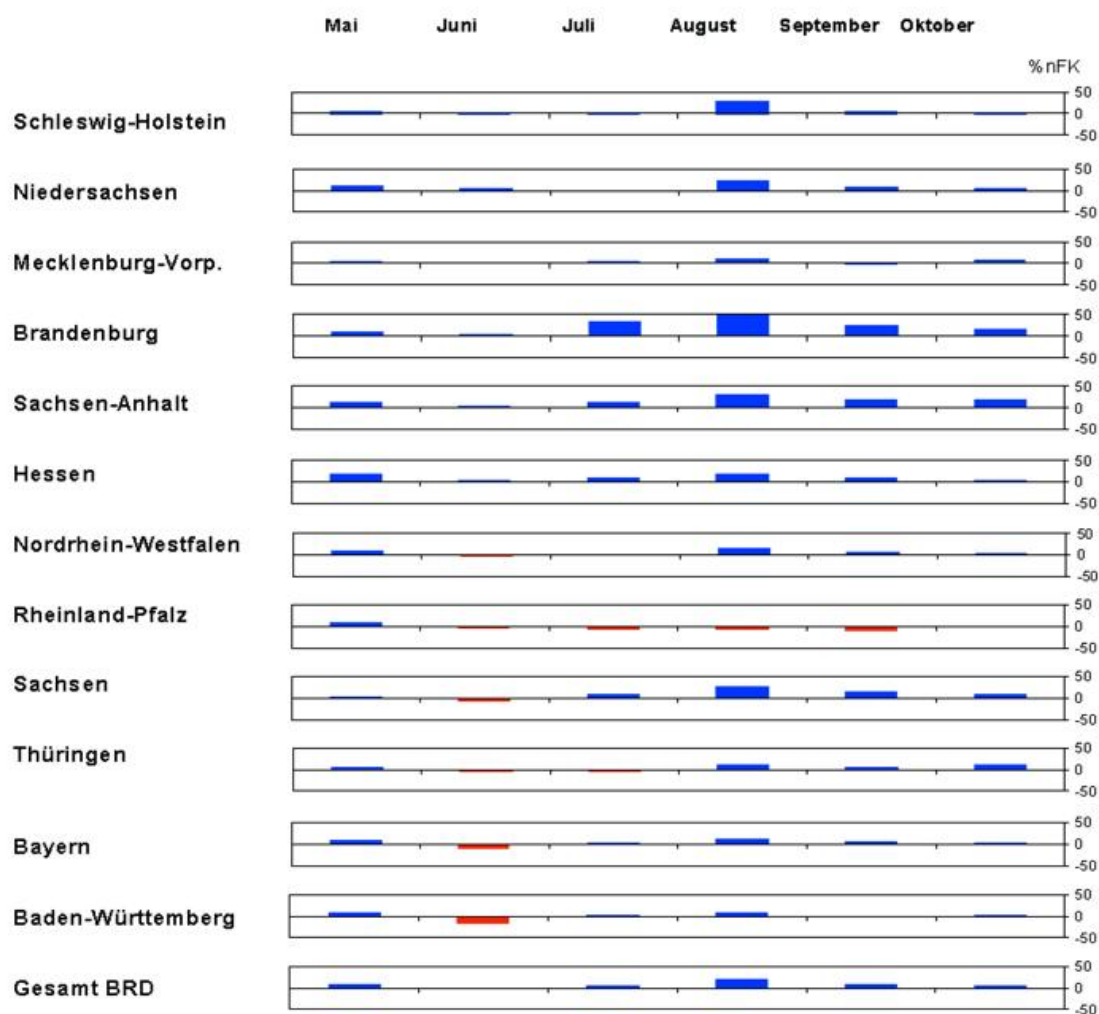


Abb. 1 Monatliche Abweichungen der Bodenfeuchte von Wintergetreide auf leichten Standorten (% nFK) im Jahr 2005 vom vieljährigen Mittelwert 1961 - 2003 (rot = zu trocken, blau = zu feucht)

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	1	2	3	4	5	1	2	3	4	1	2	3	4			
Schleswig-Holstein	2.1	3.4	-0.8	-0.1	-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	0.2	-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	-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			November			Dezember				
	1	2	3	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	1	2	3	4		
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 = Krumbodenfeuchte, %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 Lehm Böden 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.

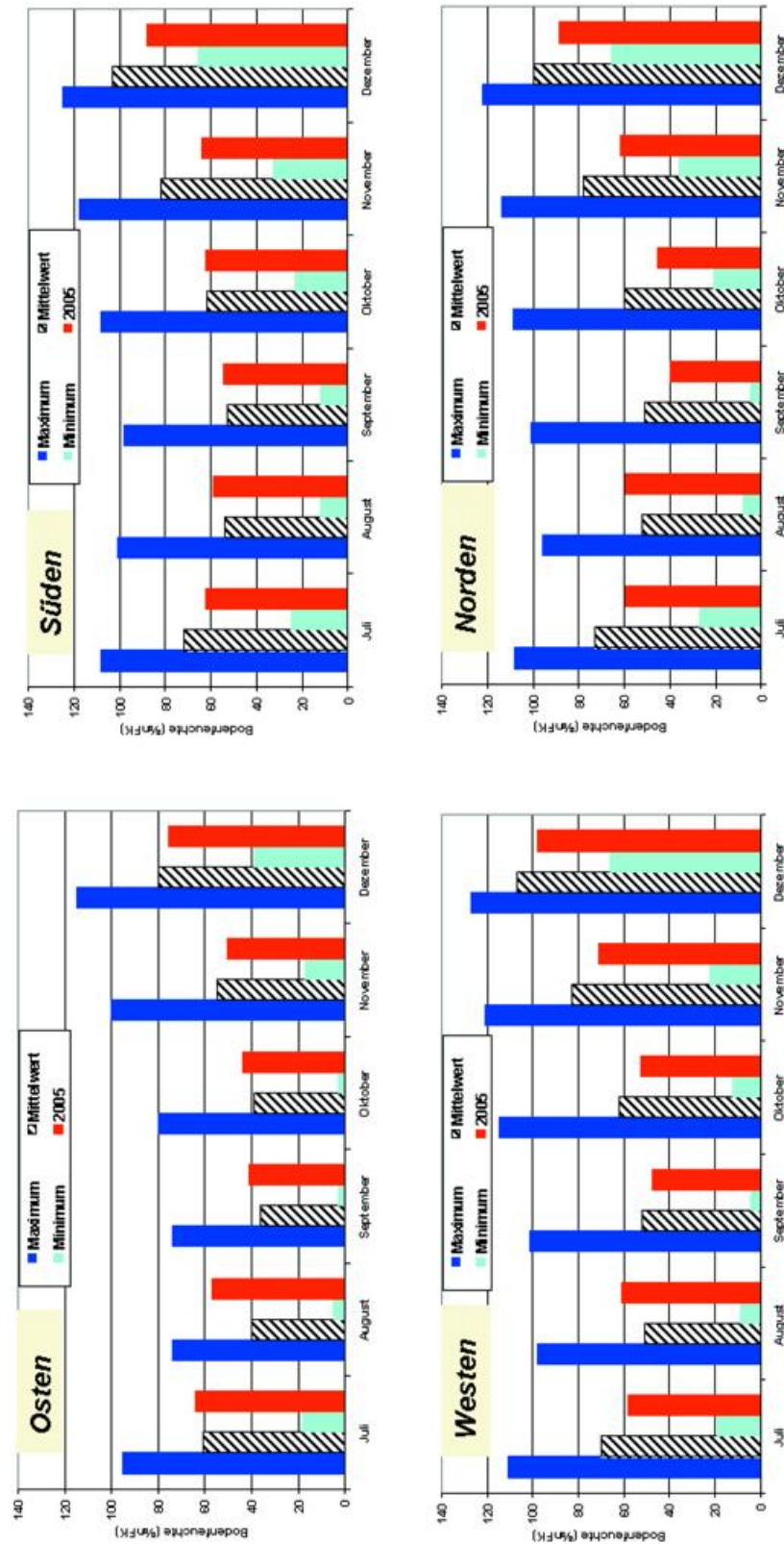


Abb. 2a - 2d Monatsmittelwerte der Bodenfeuchte (Juli - Dezember) Zuckerrüben/Lehm Böden für Ost-, Süd-, West- und Norddeutschland

Die Bodenfeuchtesituation während der Vegetationszeit 2005

Die Abbildung 1 weist im August in vielen Bundesländern auf eine positive Abweichung der Bodenfeuchte vom vieljährigen 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 AMBETI¹ 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. 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 blau = kältester Monat vor 1990
 3 = Jahr des wärmsten Monats 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.

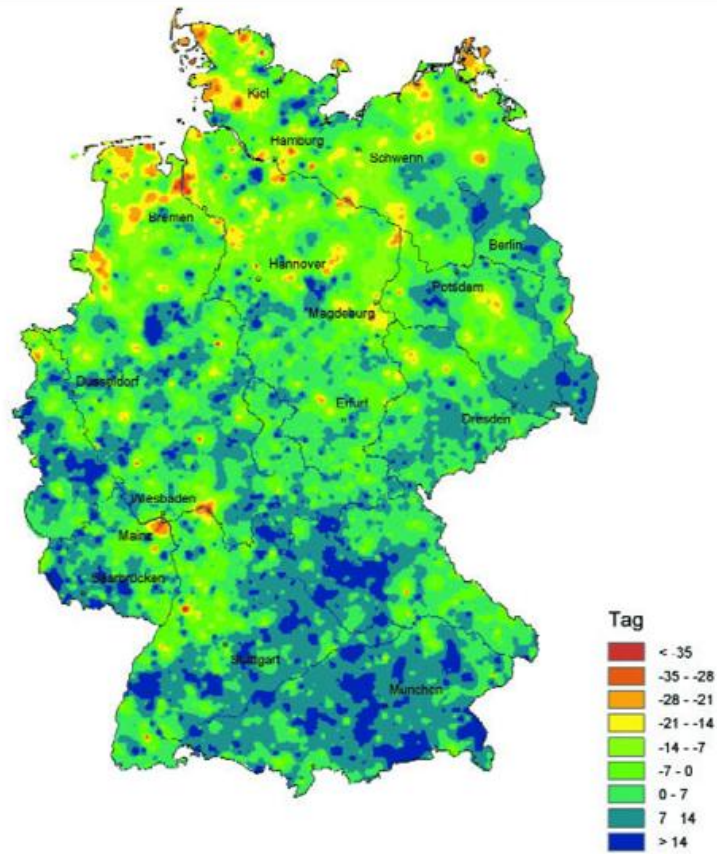


Abb. 1 Beginn der Blüte des Schneeglöckchens (Abweichung vom vieljährigen Mittel (1961-1990))

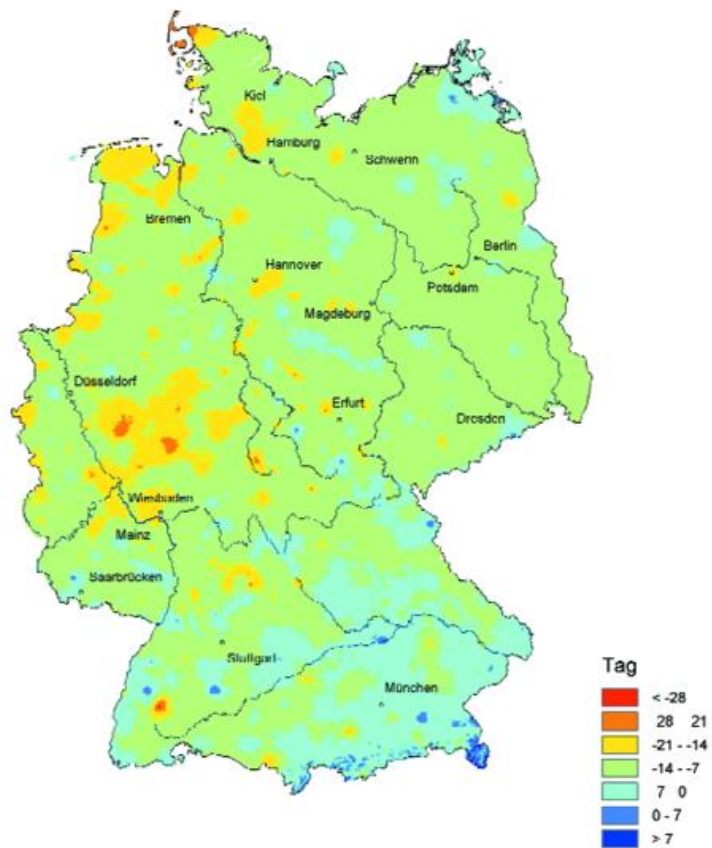


Abb. 2 Apfelblüte 2005 (Abweichung vom vieljährigen Mittel (1961-1990))

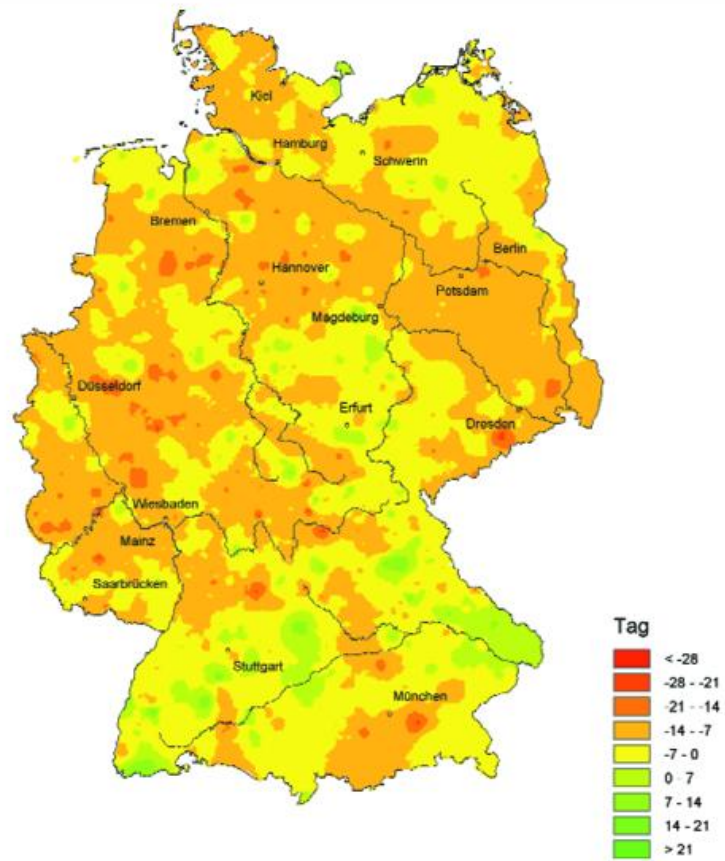


Abb. 3 Beginn Ährenschieben des Winterroggens 2005 (Abweichung vom vieljährigen Mittel (1961-1990))

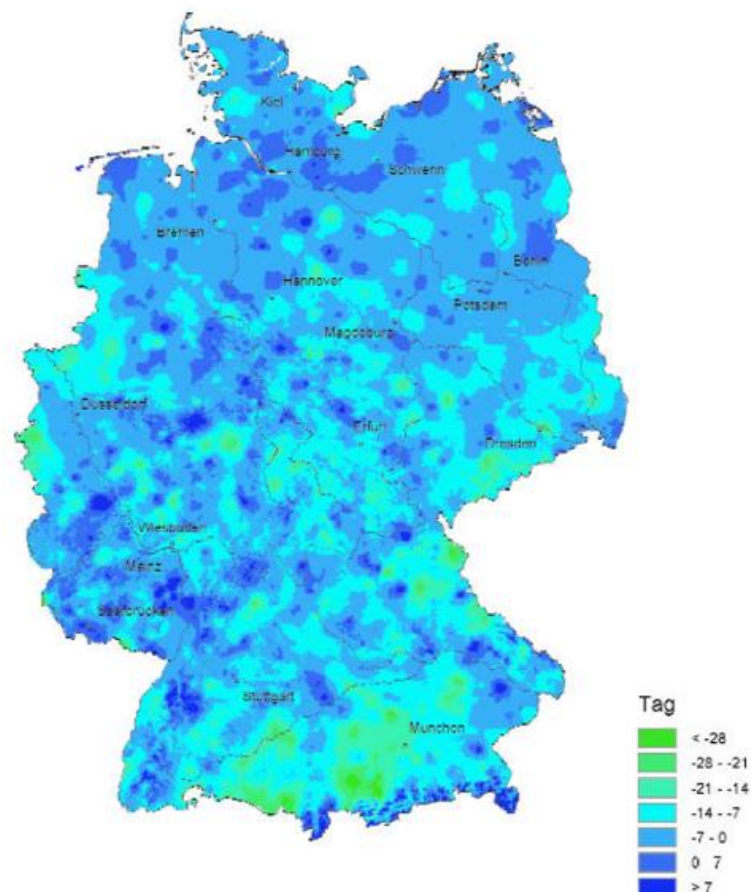


Abb. 4 Erste reife Früchte der Rosskastanie 2005 (Abweichung vom vieljährigen Mittel (1961-1990))

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.

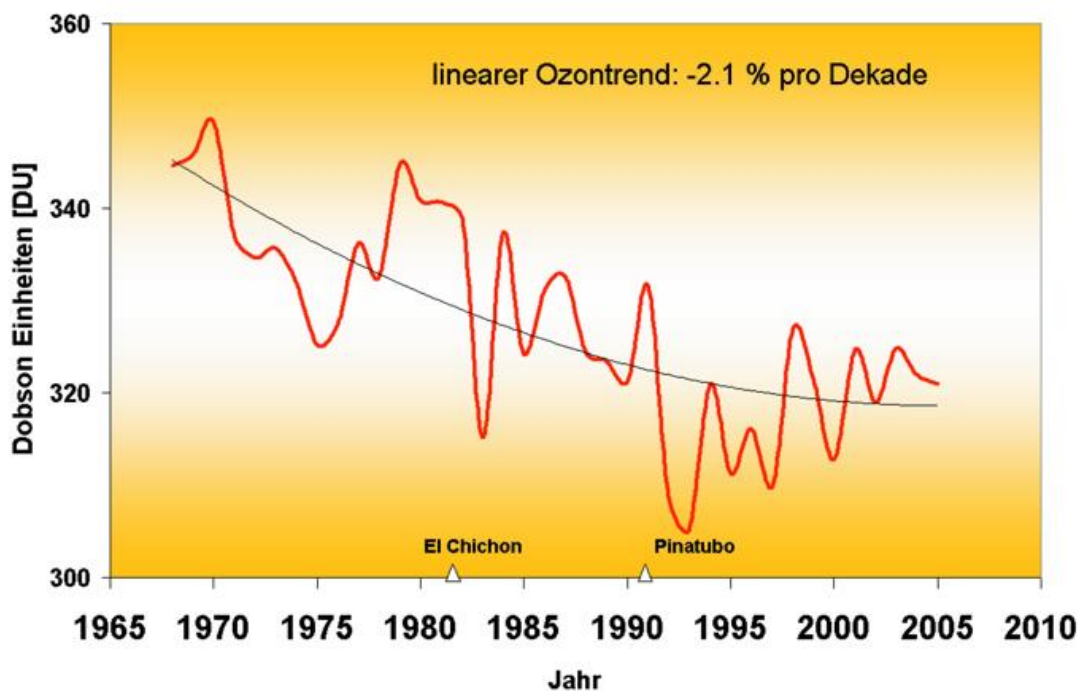


Abb. 1 Zeitreihe der Jahresmittelwerte des Gesamtozons (Ozonschichtdicke) seit 1968 mit polynomischer Trendkurve.

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 Polarwirbel 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.

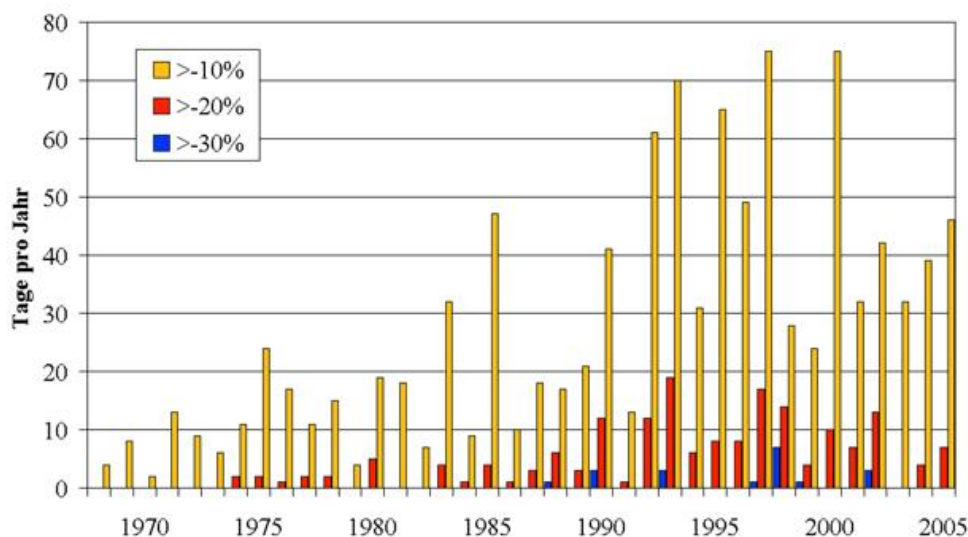


Abb. 2 Langfristige Entwicklung der Häufigkeit von Tagen mit dünner Ozonschicht für die Monate Februar-August. Die drei Balkenfarben stehen für Tage an denen die Ozonschicht über Hohenpeißenberg um mehr als 10, 20 oder 30 % dünner war als im Vergleichszeitraum 1968-77.

In der oberen Stratosphäre hingegen mehrten 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.

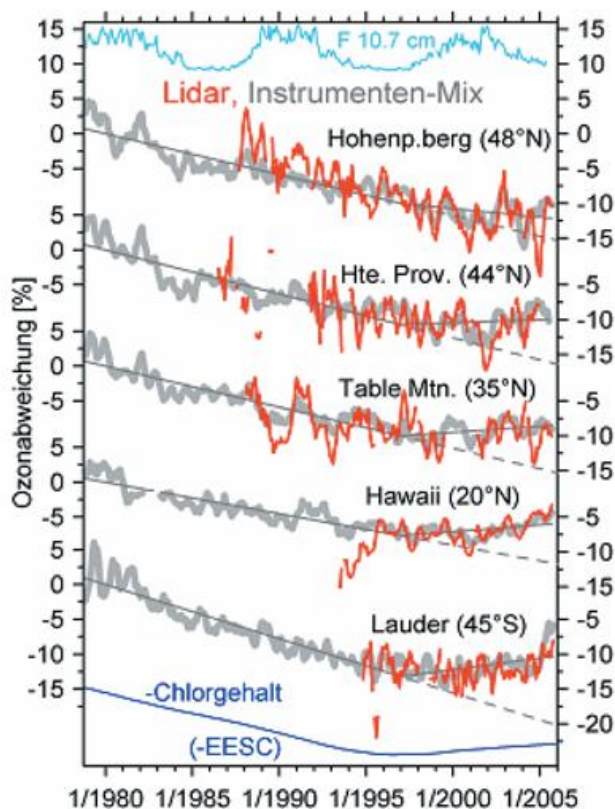


Abb. 3 Zeitlicher Verlauf der mittleren Ozonabweichung zwischen 35 und 45 km Höhe für die fünf NDSC Stationen mit vieljährigen Lidarmessungen (schwarze Kurve). Jahresgang, sowie Schwankungen durch Quasi-Biennale Oszillation und 11-jährigen Sonnenzyklus (solarer Fluss: obere Kurve) sind bereits abgezogen. Der Instrumentenmix (graue Kurve) stellt das Mittel aus allen an einer Station 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

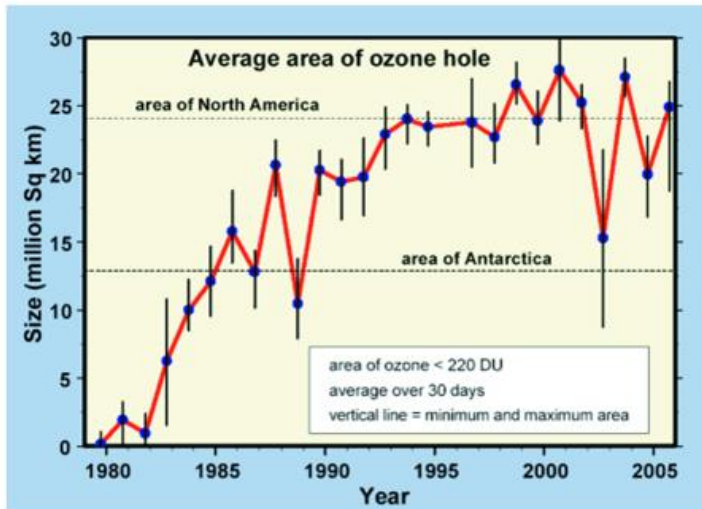


Abb. 4 Entwicklung der Flächengröße des antarktischen Ozonloches (Werte <220 D.U.) seit 1980, gemessen mit TOMS und OMI Satelliteninstrumenten (Quelle: WMO, s.u.).

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 Stratosphärenwärmung 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 Z₉₅₀ Z₅₀₀ f mit:

**aa =: Anströmrichtung: XX = keine vorherrschende Richtung,
NO = Nordost, SO = Südost,
SW = Südwest, NW = Nordwest;**

**Z₉₅₀ Z₅₀₀ =: 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 %	Rang	Wetterlage	Anzahl	in %
1	NWAZT	43	11,8	21	SOZAT	4	1,1
2	SWAAF	40	11,0	22	SWZAT	4	1,1
3	NWAAF	32	8,8	23	SWAZT	3	0,8
4	SWZAF	24	6,6	24	XXAZF	3	0,8
5	XXAAT	22	6,0	25	NWZAT	3	0,8
6	NWAAT	22	6,0	26	NOZZT	3	0,8
7	XXAAF	20	5,5	27	SOZZT	3	0,8
8	NOAZT	16	4,4	28	SOZZF	3	0,8
9	XXZZT	15	4,1	29	NOAAF	2	0,5
10	NOAAT	14	3,8	30	NOAZF	2	0,5
11	SWZZF	11	3,0	31	XXZAT	2	0,5
12	SWAAT	10	2,7	32	XXZZF	2	0,5
13	SWAZF	10	2,7	33	NWZZF	2	0,5
14	NWZZT	8	2,2	34	SOAAF	1	0,3
15	XXAZT	7	1,9	35	SOAZT	1	0,3
16	XXZAF	7	1,9	36	SOAZF	1	0,3
17	SWZZT	7	1,9	37	NOZAF	1	0,3
18	SOAAT	5	1,4	38	NWZAF	1	0,3
19	NWAZF	5	1,4	39	NOZZF	1	0,3
20	SOZAF	5	1,4				

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.

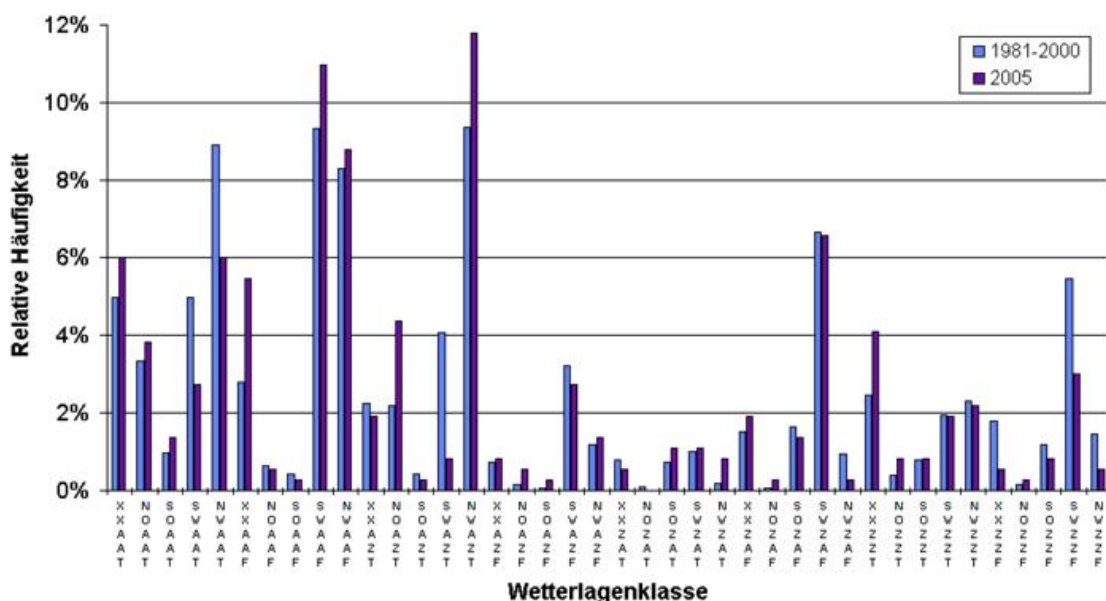


Abb. 1 Relative Häufigkeitsverteilung der objektiven Wetterlagenklassen 2005 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

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.

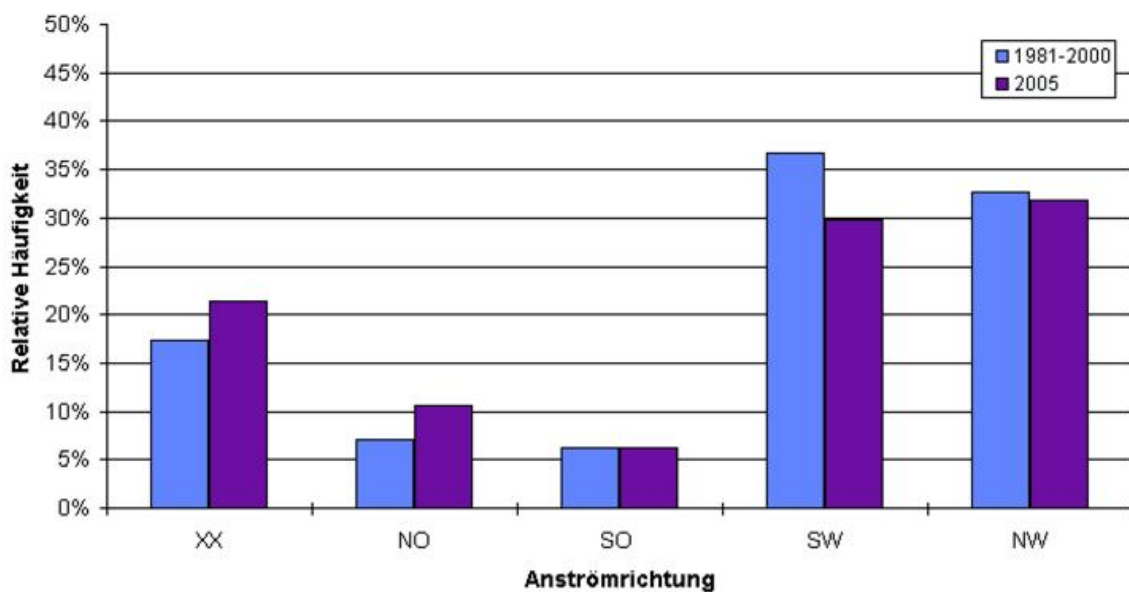


Abb. 2 Relative Häufigkeitsverteilung der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2005 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

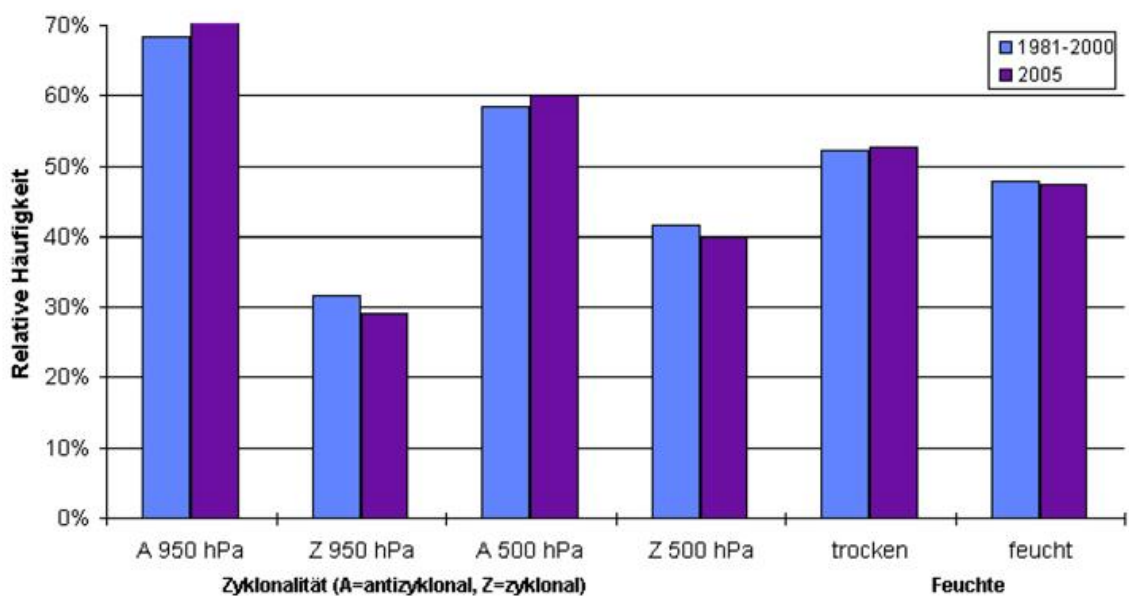


Abb. 3 Relative Häufigkeitsverteilung der Zyklonalitäts- und Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2005 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

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 Niederschlagsoll 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>

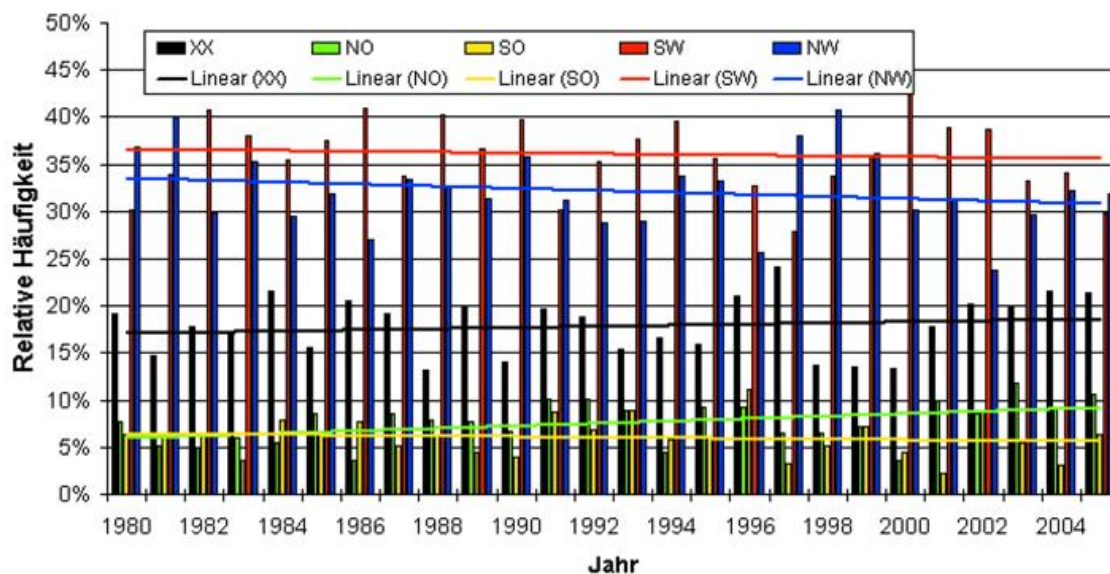


Abb. 4 Langzeittrends der Häufigkeit der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2005.

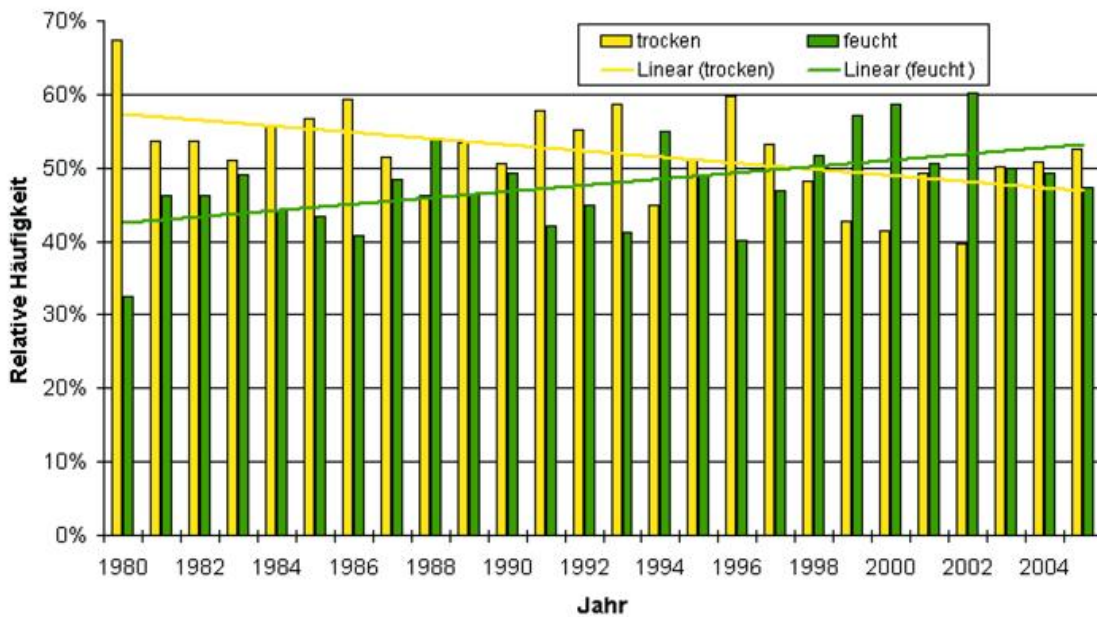


Abb. 5 Langzeittrends der Häufigkeit der Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2005.

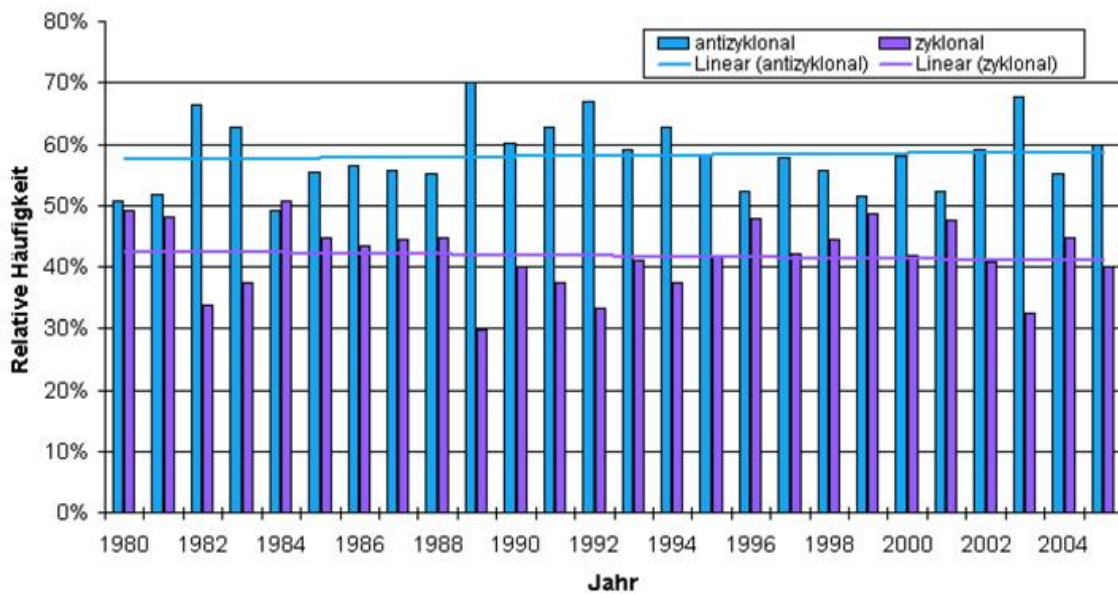


Abb. 6 Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 500 hPa der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2005.

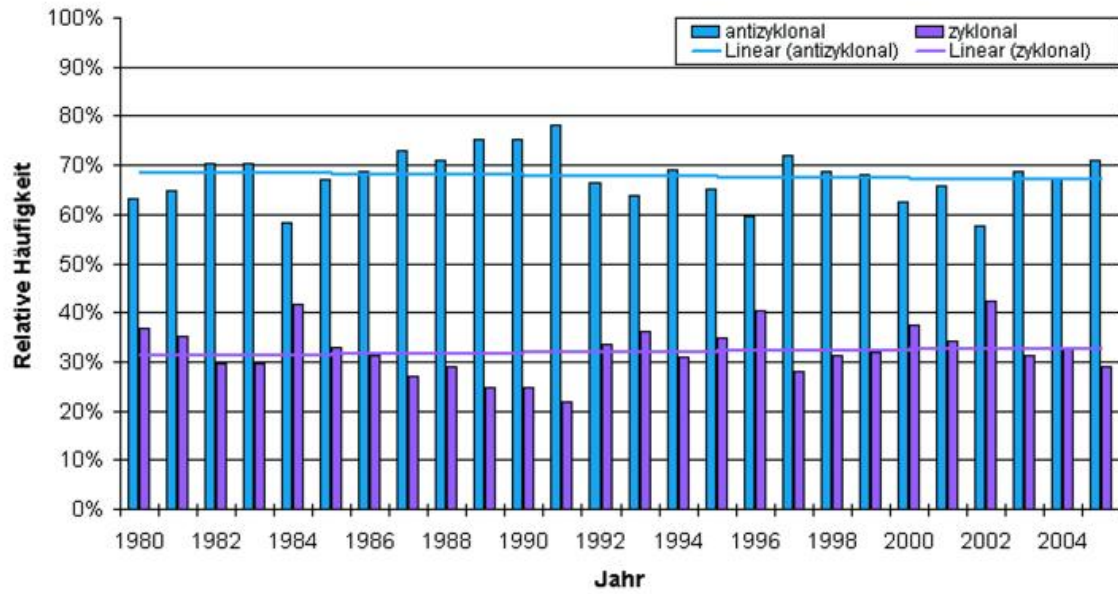


Abb. 7 Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 950 hPa der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2005.

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.

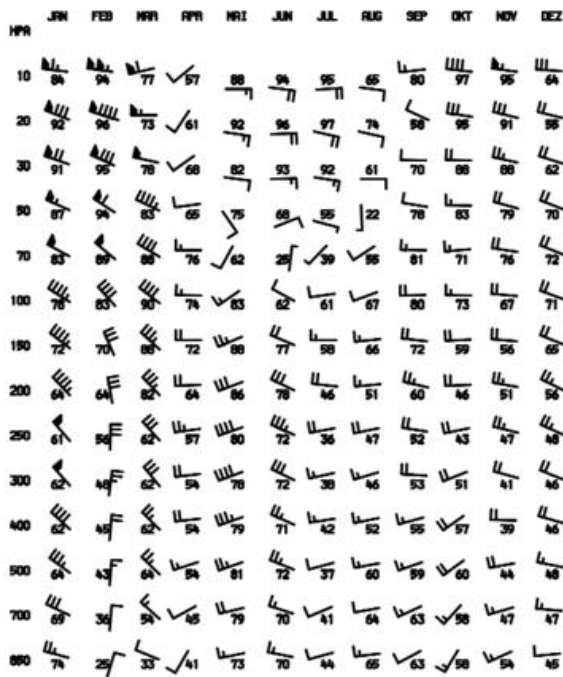


Abb. 1 Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Schleswig 2005

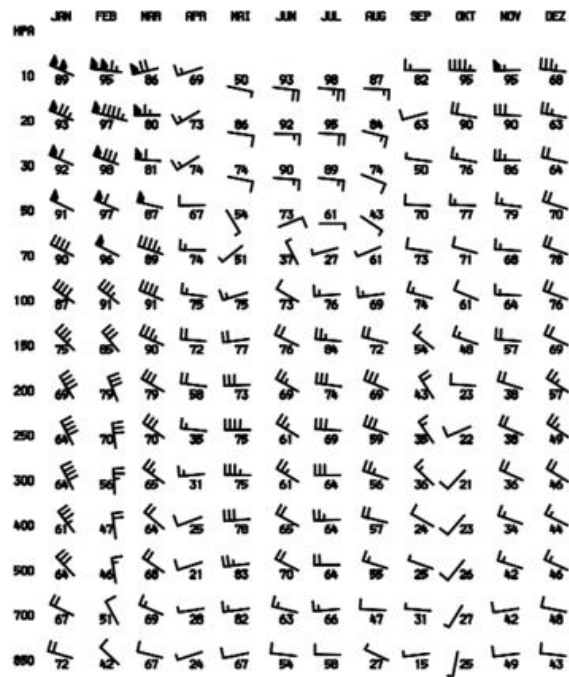


Abb. 2 Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Stuttgart 2005

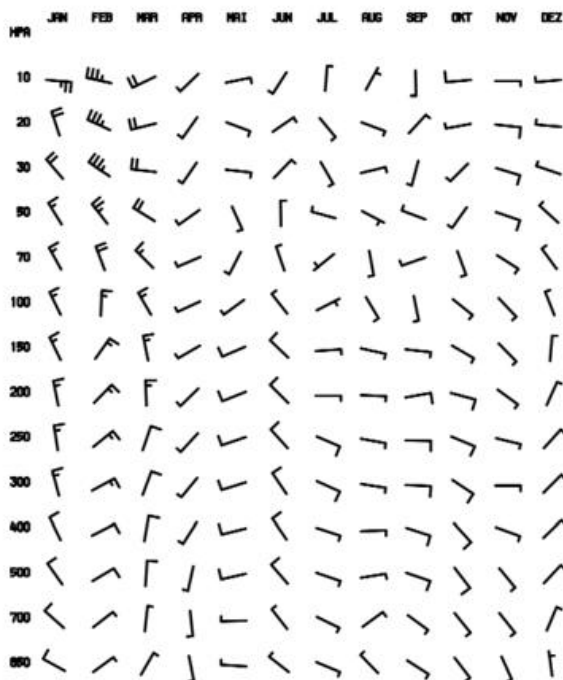


Abb. 3 Abweichungen der monatlichen Windvektoren vom Referenzzeitraum 1961 - 1990 Schleswig 2005

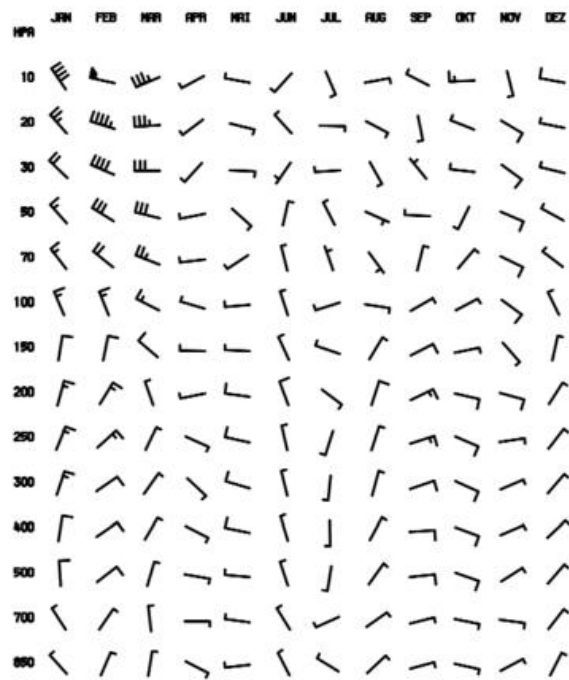


Abb. 4 Abweichungen der monatlichen Windvektoren vom Referenzzeitraum 1961 - 1990 Stuttgart 2005

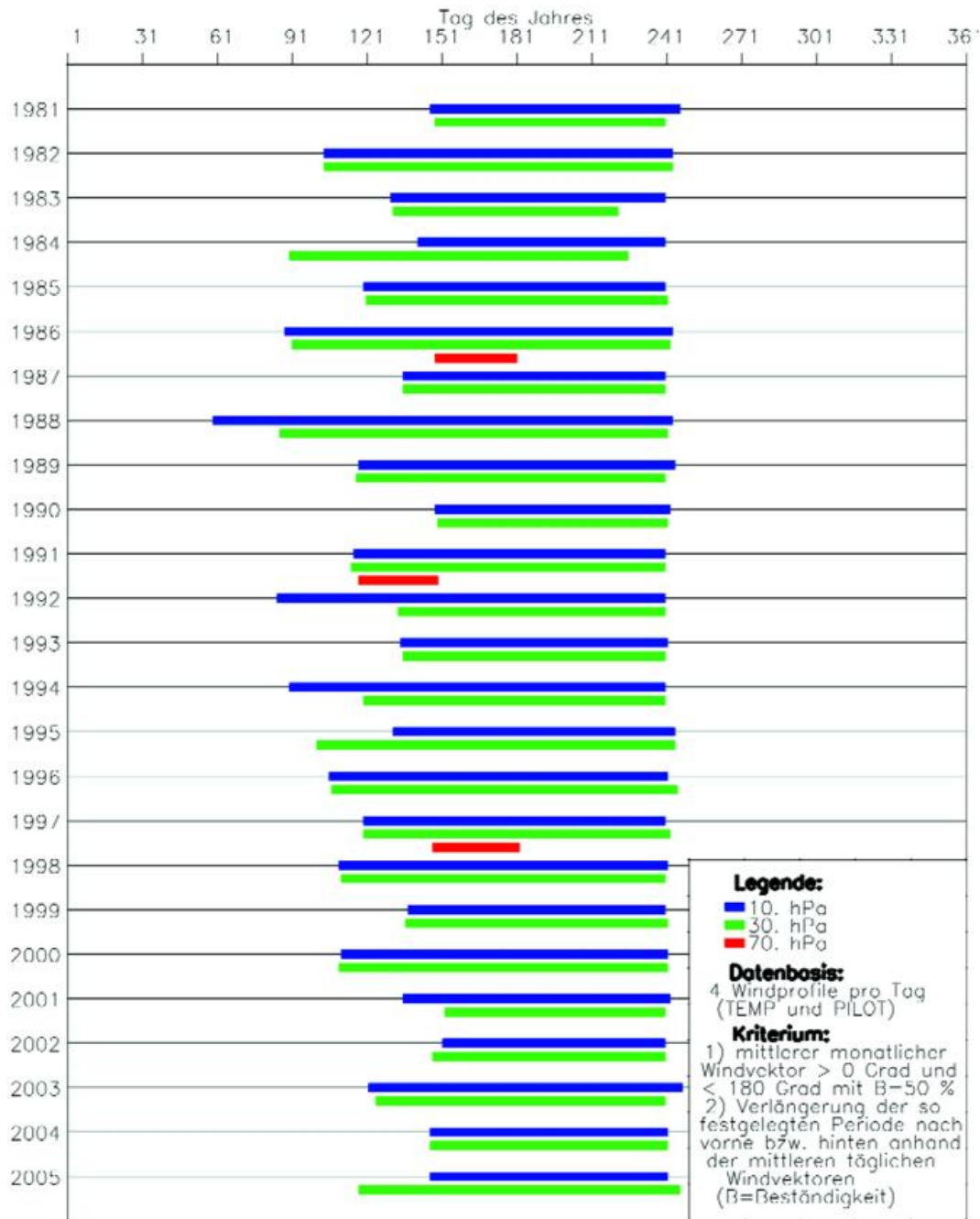


Abb. 5 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre, Stuttgart 1981-2005

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
STUTT GART	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)
SCHLESWIG	Jan	31	0	-82	25973
	Jan	31	12	-83	26343
	Feb	4	0	-83	26521
	Feb	5	12	-84	27535
	Dez	30	12	-81	24606
GREIFSWALD	Jan	5	0	-82	25190
	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
EMDEN-KOENIGSPOLDER	Jan	31	0	-81	25700
	Jan	3	12	-83	27315
	Feb	5	0	-85	27084
	Feb	3	12	-84	27897
	Dez	30	12	-80	26931
BERGEN	Jan	5	0	-83	22345
	Jan	6	12	-82	22338
	Feb	3	0	-80	26188
	Feb	2	12	-83	29550
LINDENBERG	Jan	11	0	-81	30024
	Jan	4	12	-83	26454
	Feb	5	0	-83	26948
	Feb	4	12	-83	26350
ESSEN-BREDENEY	Jan	12	0	-80	30064
	Jan	4	12	-82	26522
	Feb	4	0	-81	29963
	Feb	4	12	-82	28272
OPPIN	Jan	11	12	-80	31050
	Feb	5	0	-81	26891
	Feb	4	12	-84	27244
MEININGEN)	Jan	5	0	-83	25772
	Feb	5	0	-81	27540
	Feb	4	12	-81	28007
STUTT GART	Feb	4	12	-81	28470
KUEMMERSBRUECK	Feb	5	0	-81	26356

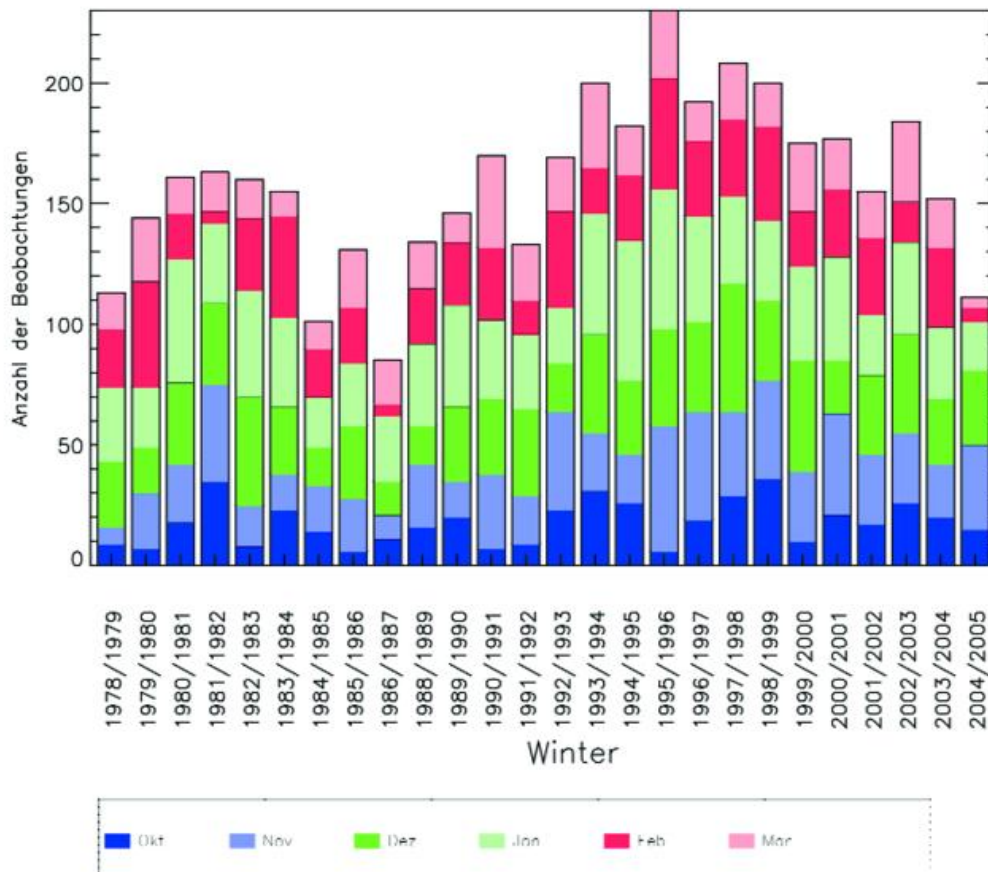


Abb. 6 Anzahl der Beobachtungen mit Windmaxima von mindestens 40 m/s im Winterhalbjahr über Stuttgart (Termine 00 Uhr und 12 Uhr)

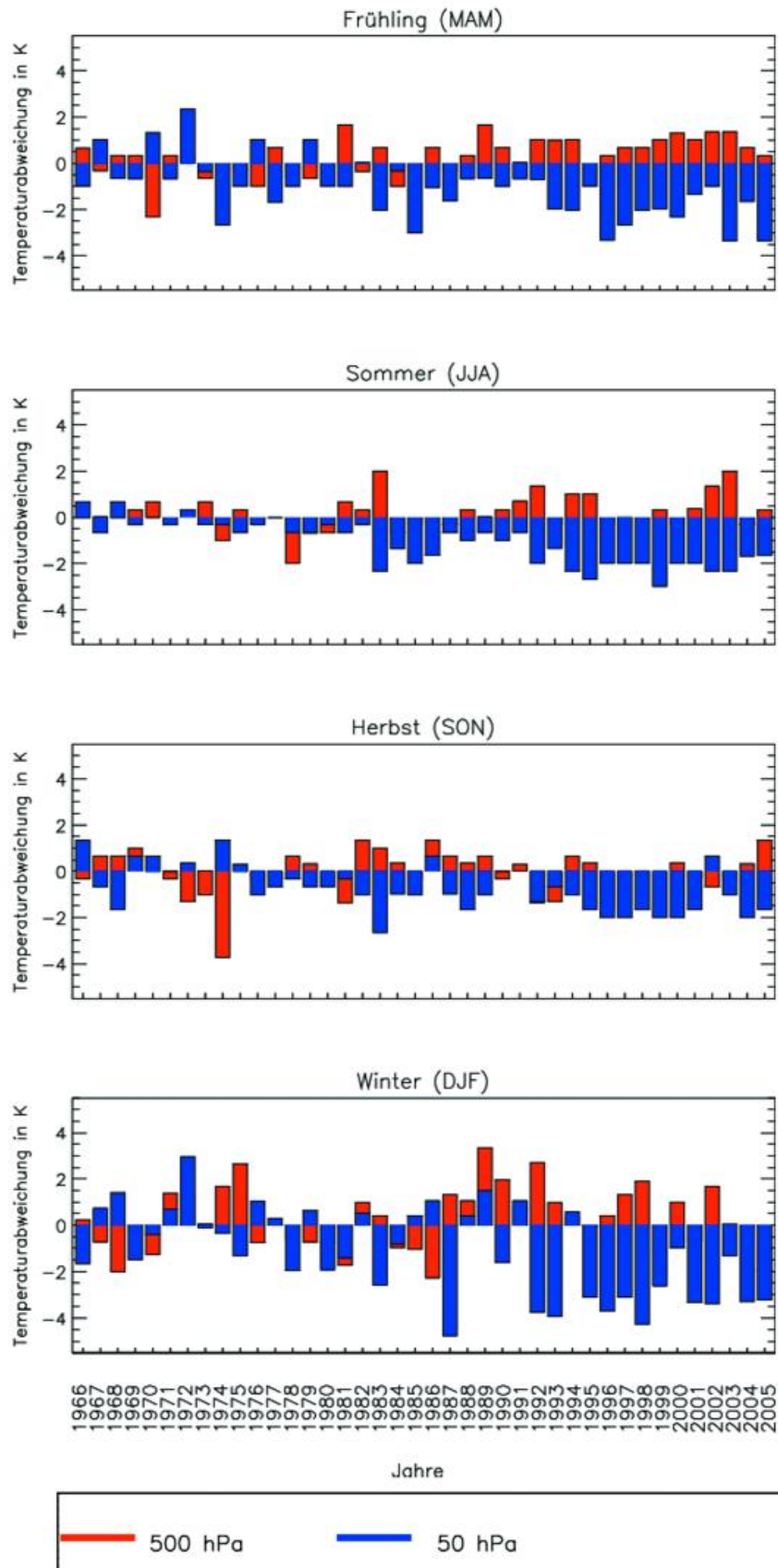


Abb. 7 Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2005 vom Referenzzeitraum 1961-1990 für Jahreszeiten in 500 hPa und 50 hPa (Mittelwerte über 8 Stationen)

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.

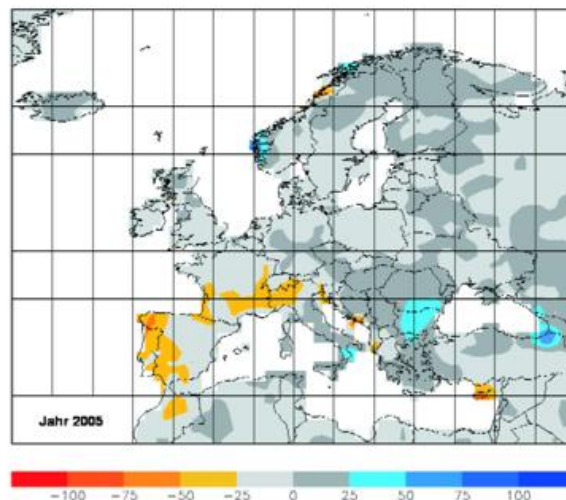
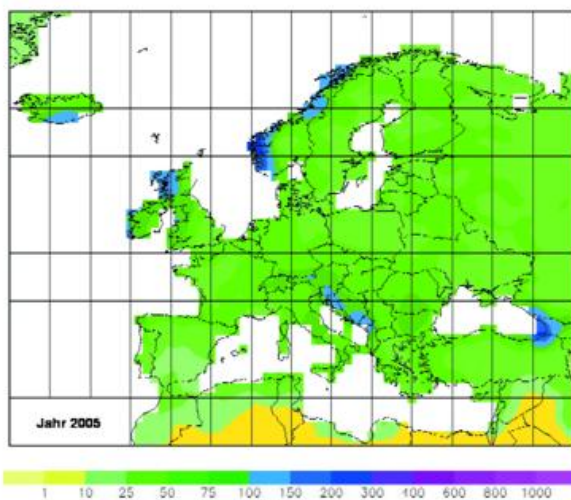


Abb. 1a Niederschlagshöhe in mm/Monat, Zeitraum Dez. 2004 bis Nov. 2005

Abb. 1b Niederschlagsanomalie in mm/Monat, Zeitraum Dez. 2004 bis Nov. 2005

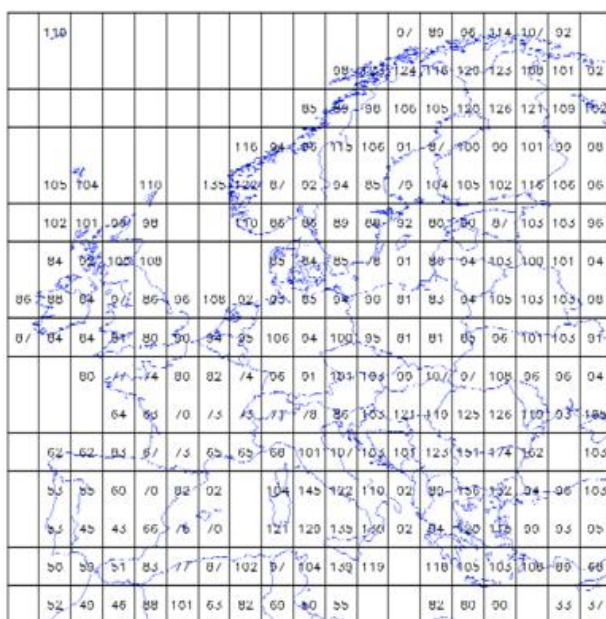


Abb. 1c Jährlicher Niederschlag Dez. 2004 bis Nov. 2005 in Prozent der Mittelwerte 1961-1990.

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.

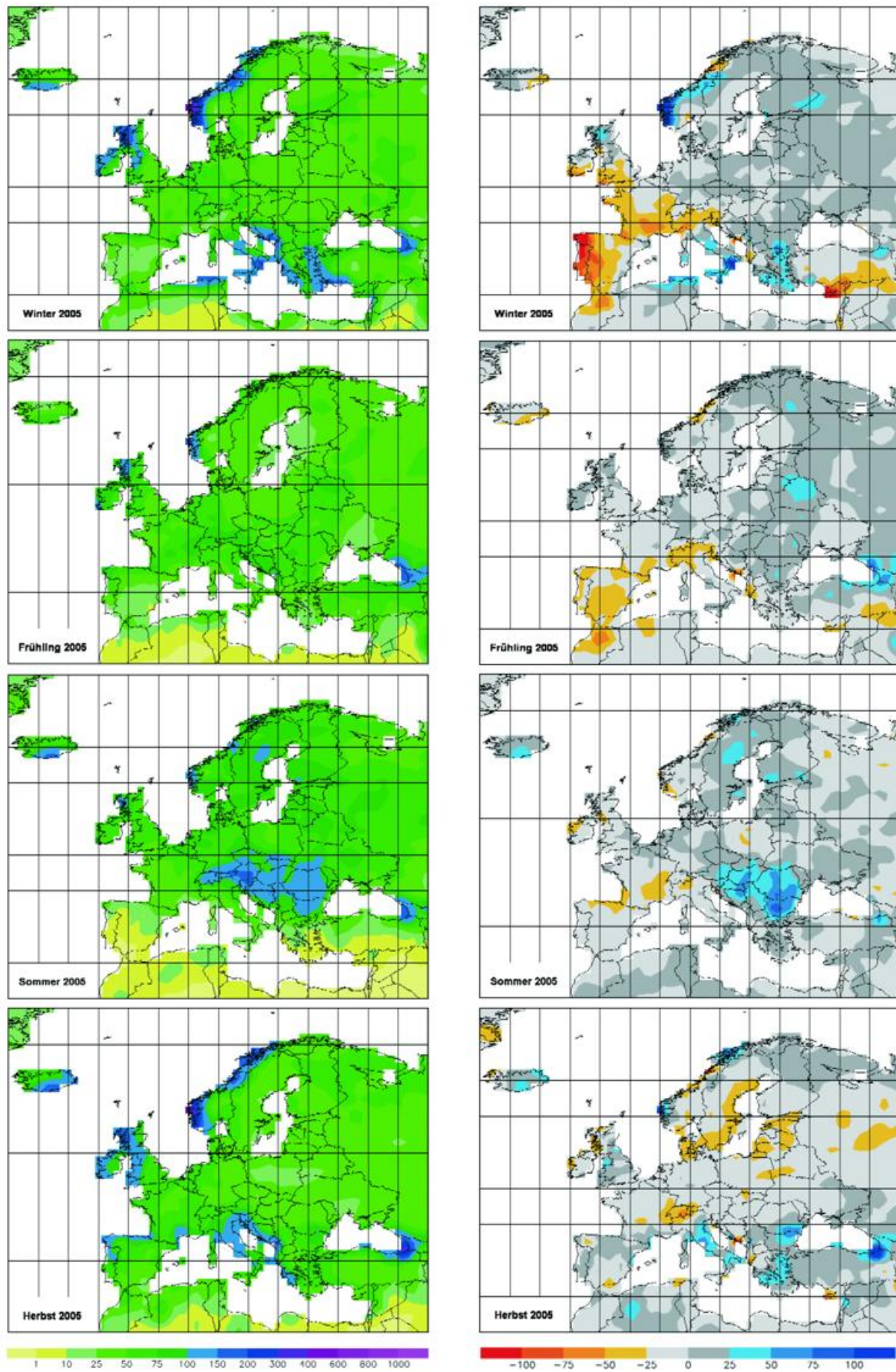


Abb. 2a Niederschlagshöhe für die Jahreszeiten in mm/Monat

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 Auguthochwasser (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)

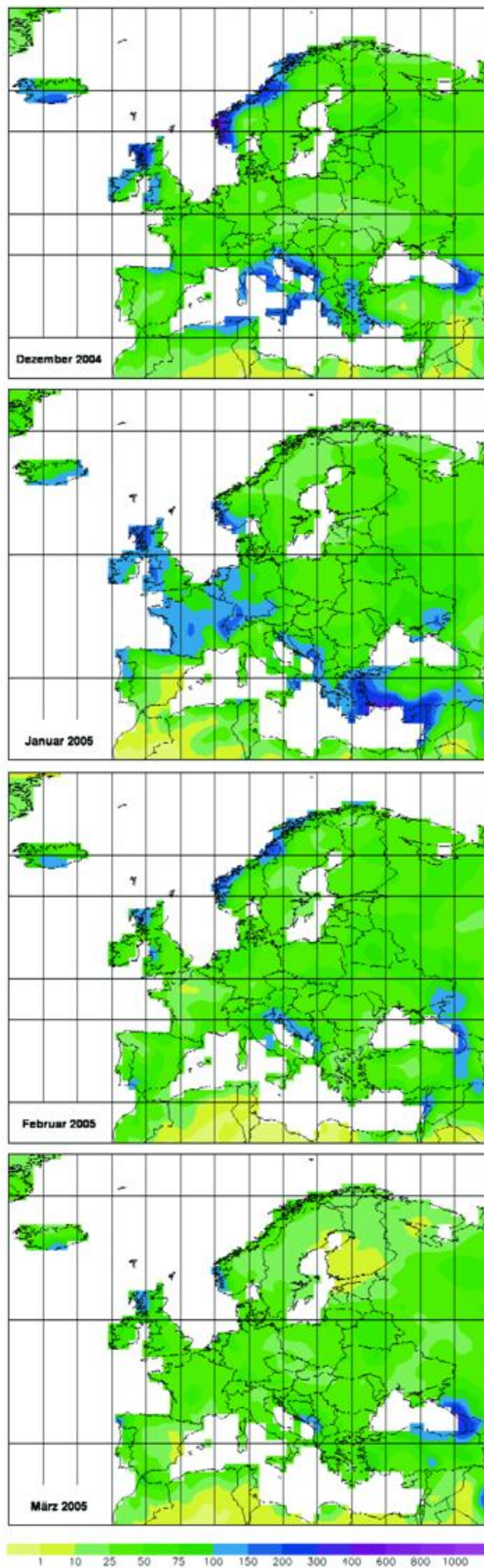


Abb. 3a Monatliche Niederschlagshöhe in mm

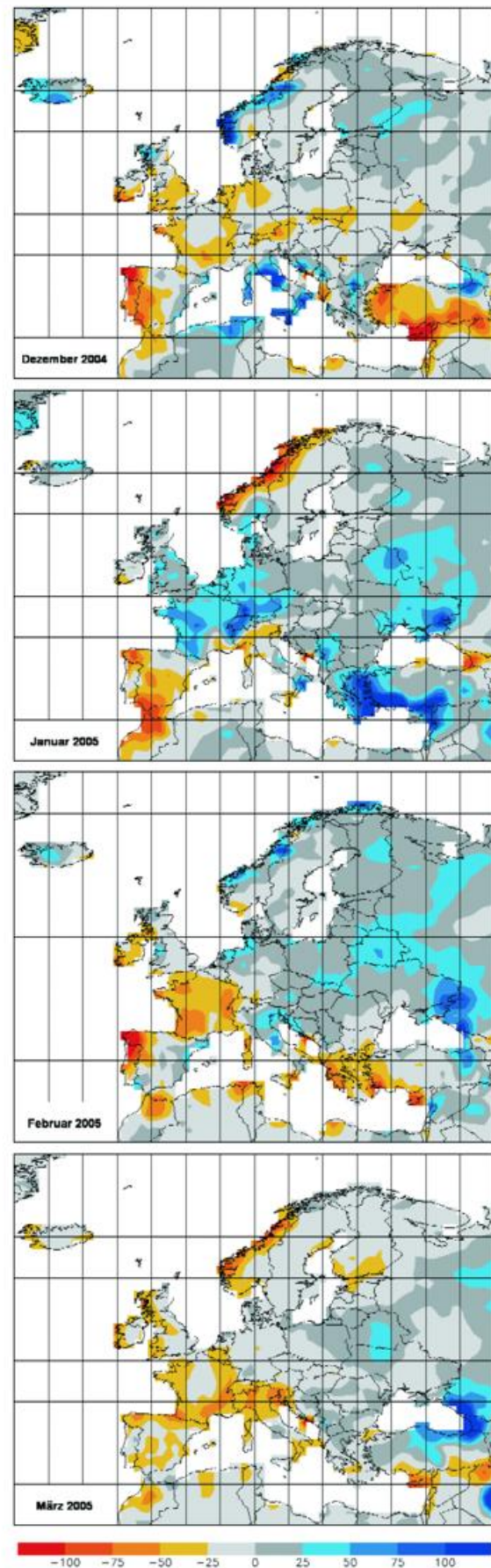


Abb. 3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961-1990)

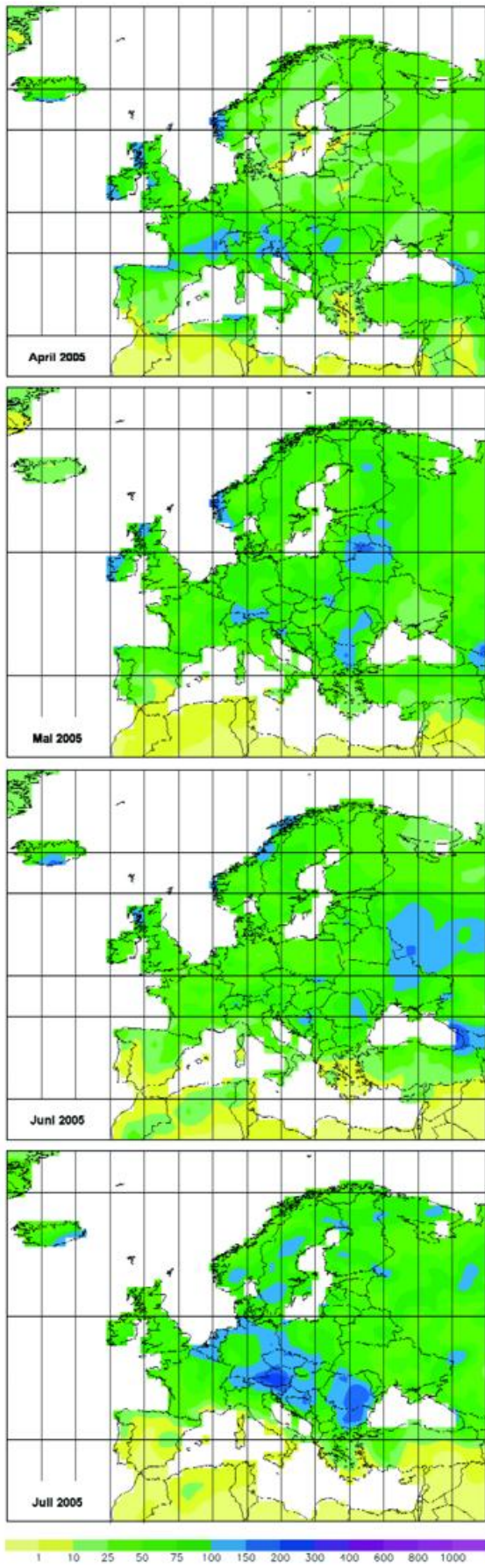


Abb. 3a Monatliche Niederschlagshöhe in mm

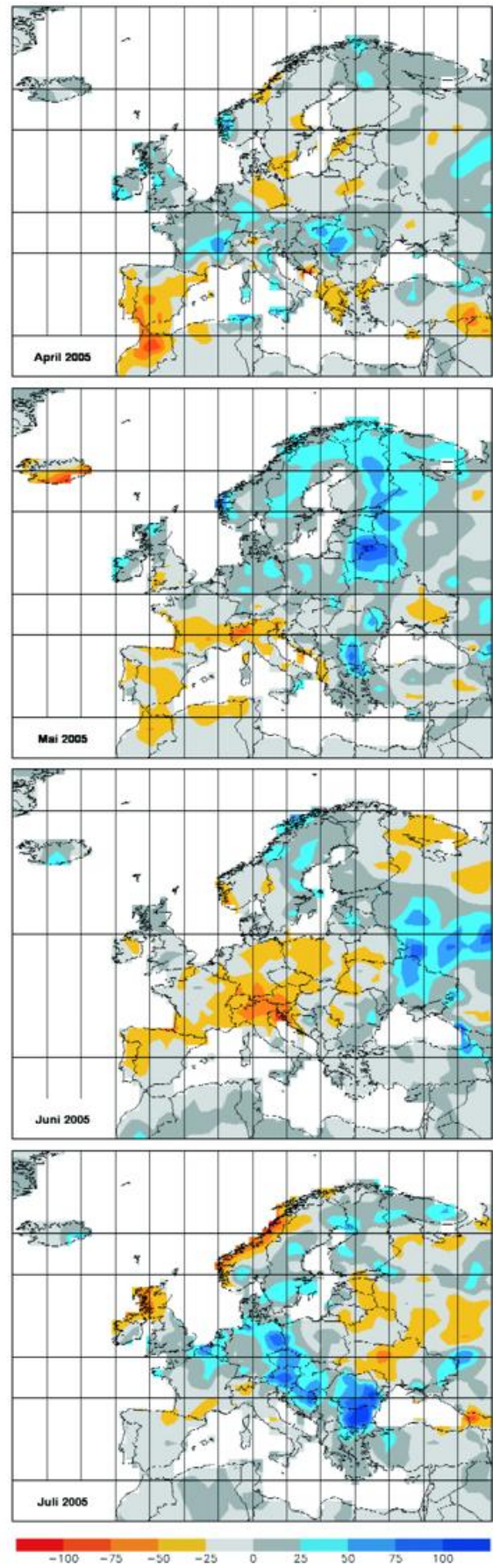


Abb. 3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961-1990)

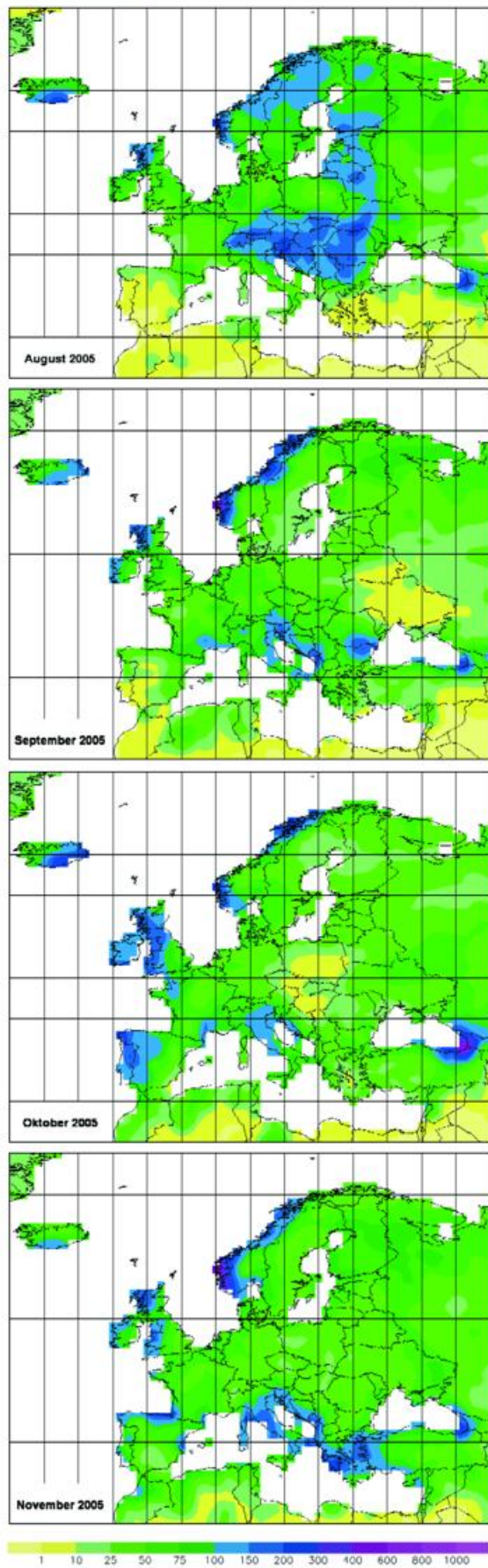


Abb. 3a Monatliche Niederschlagshöhe in mm

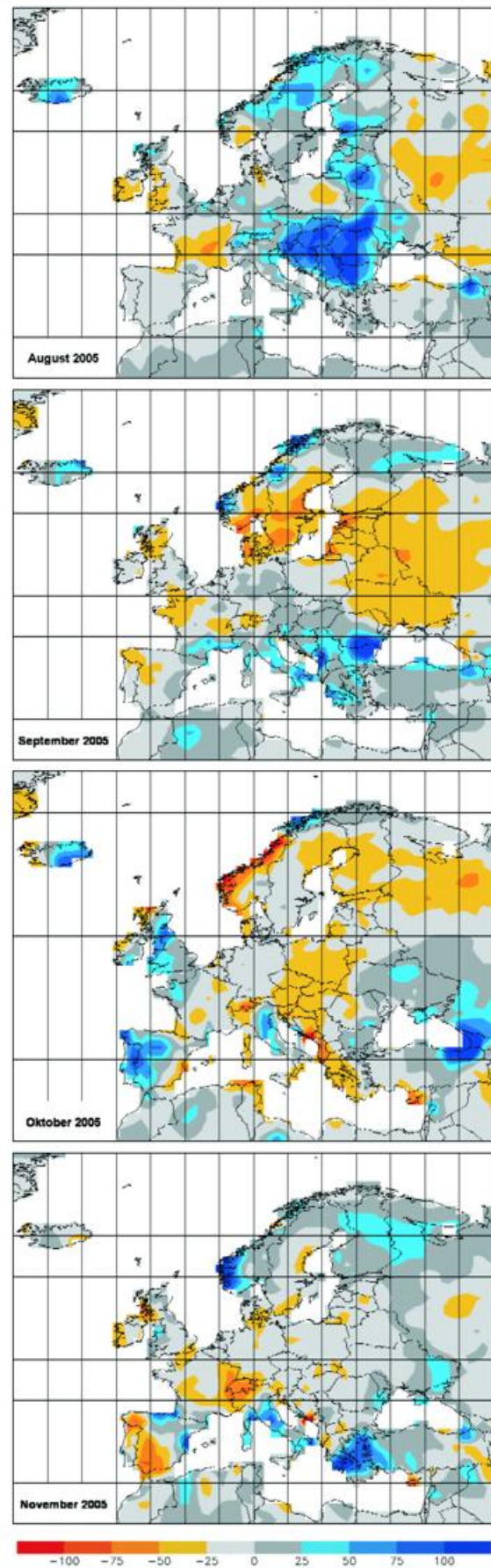


Abb. 3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961-1990)

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, Ernteauffälle 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 Brasilien 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.

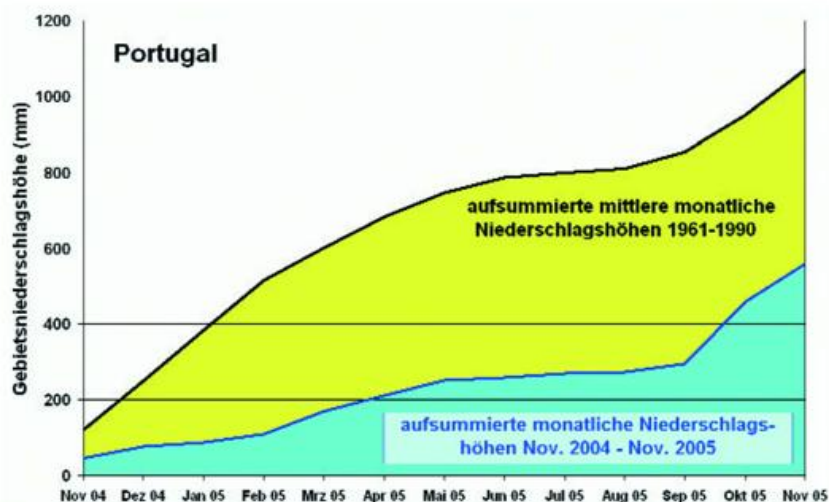


Abb. 4 Akkumulierte monatliche Niederschläge über Portugal von Nov. 2004 bis Nov. 2005 im Vergleich zu den akkumulierten Mittelwerten 1961-1990.

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 Niño-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 loss. 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.

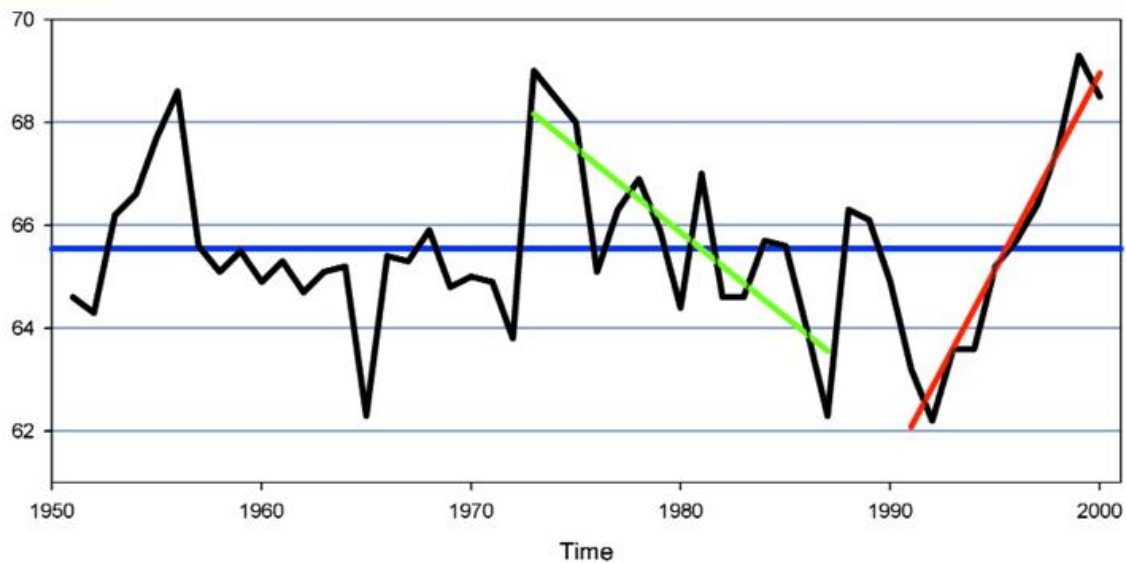


Fig. 1 Time series of annual mean monthly precipitation sums of the global land surface (Greenland and Antarctica omitted). Blue line: linear trend for the whole period 1951 to 2000, green line: linear trend for the period 1973 to 1987, red line: linear trend for the period 1991 to 2000.

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 $.5^\circ$ 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 Niño-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.

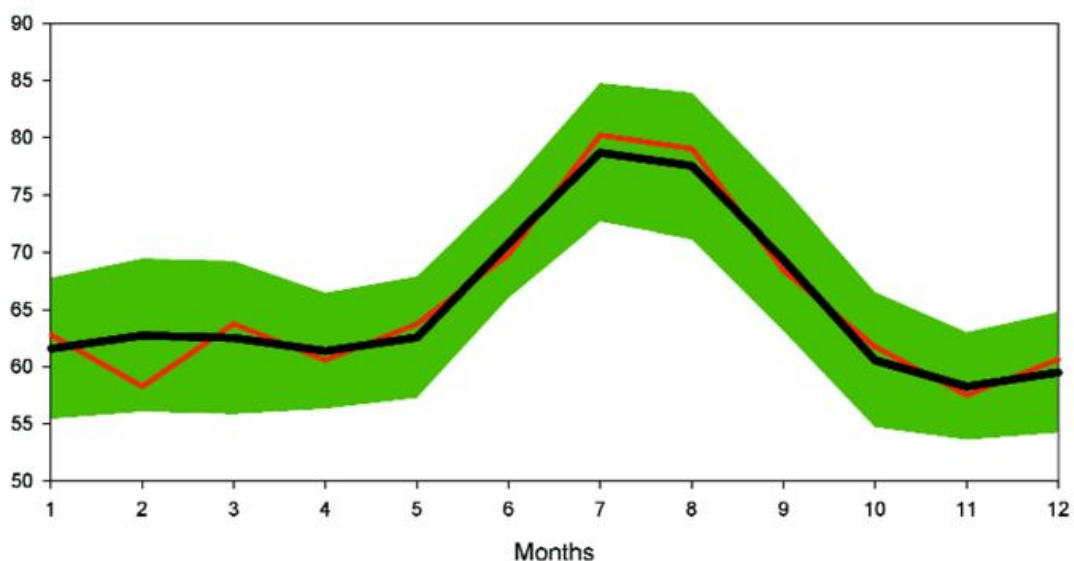


Fig. 2 Mean annual cycle of global mean land-surface precipitation with (black line) and without (red line) consideration of different length of month. The green area is an estimate of the 90% range of variability of deviations from the mean annual cycle.

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.

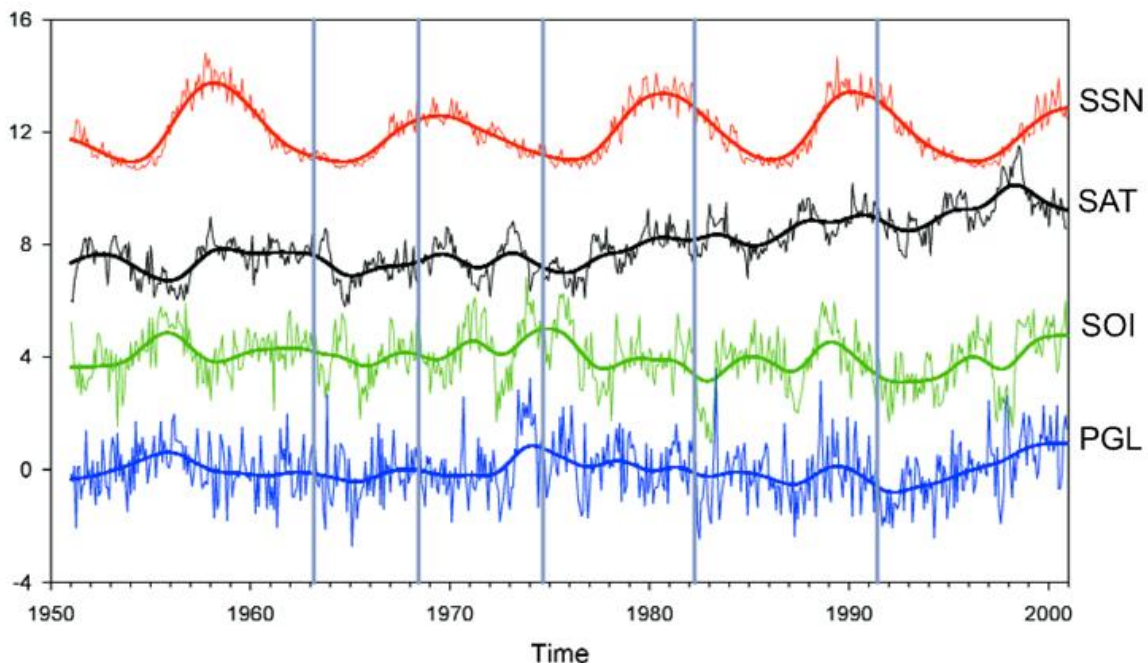


Fig. 3 Standardized monthly time series (thin lines) and low-pass filtered time series (Gaussian, 4 years, heavy lines) of monthly mean global land-surface precipitation rate (blue), standardized southern oscillation index SOI (green), standardized global mean surface air temperature SAT (black) and 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 fraction 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 atmosphere's 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

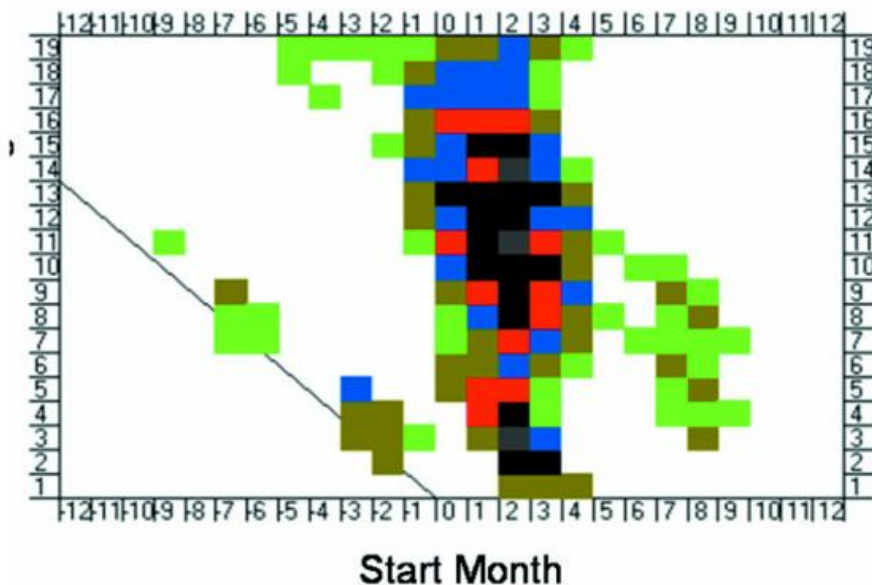


Fig. 4 Significance of reduced global mean land-surface precipitation (PGL) after strong volcanic eruptions based on 475 contingency tables. Abscissa indicates the start month with respect to the volcanic eruption. Ordinate indicates the period length. Colors indicate significance: white <90%, green <95%, brown <97.5%, blue <99%, red <99.5%, black <99.9%, gray $\geq 99.9\%$. 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 Niño-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.

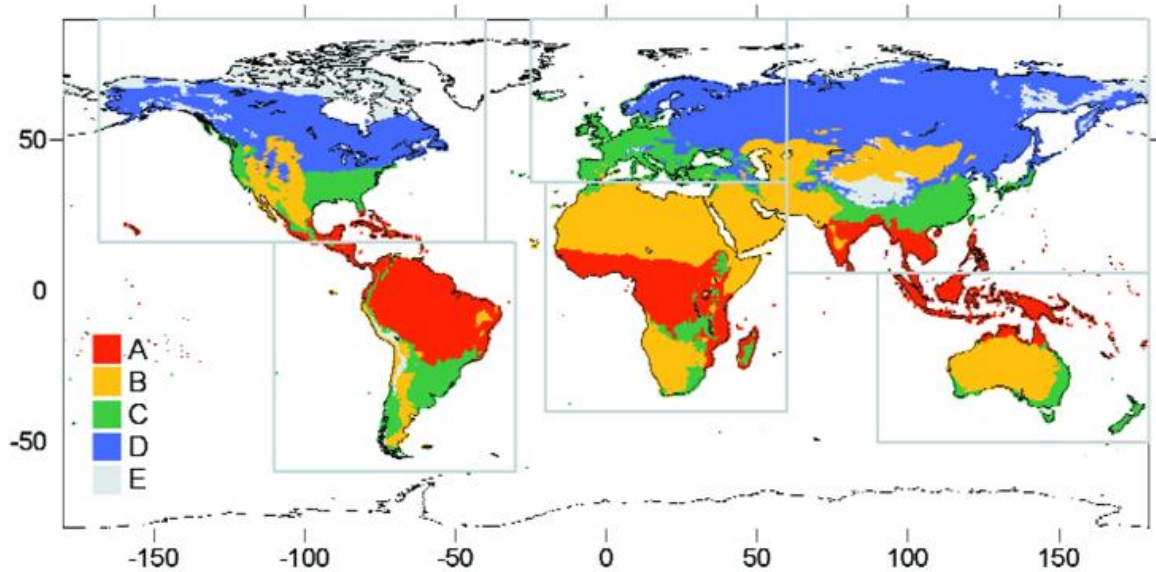


Fig. 1 Spatial distribution of the five main Köppen climate types determined for the period 1951 – 2000. Rectangles indicate the continental sub-regions for which selected results are presented.

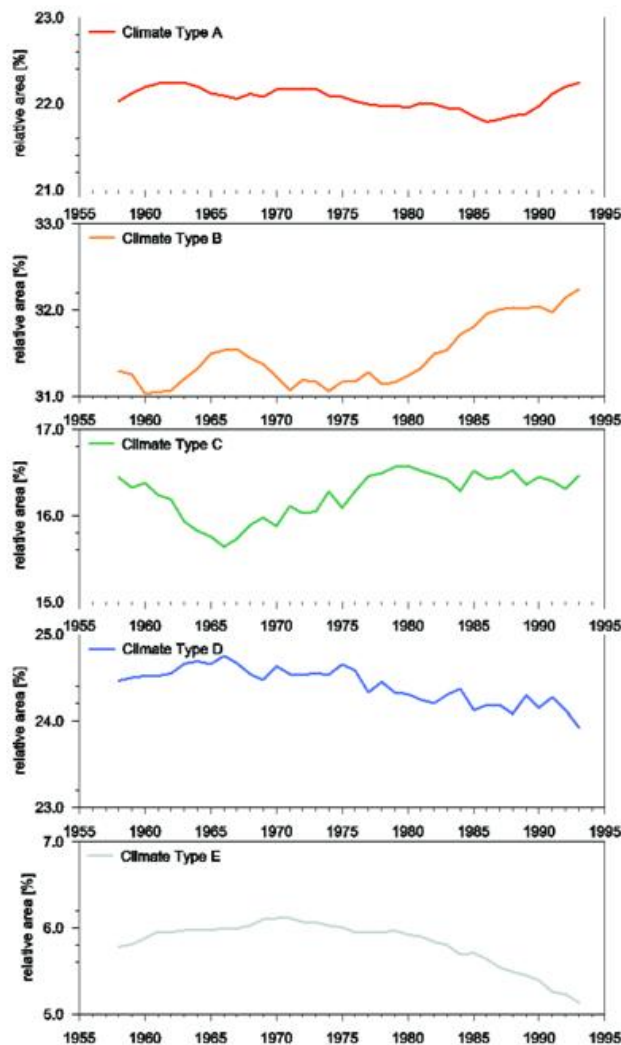


Fig. 2 Time series of the relative area (percentage of the global land area excluding Greenland and Antarctica) occupied by the main Köppen types.

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.

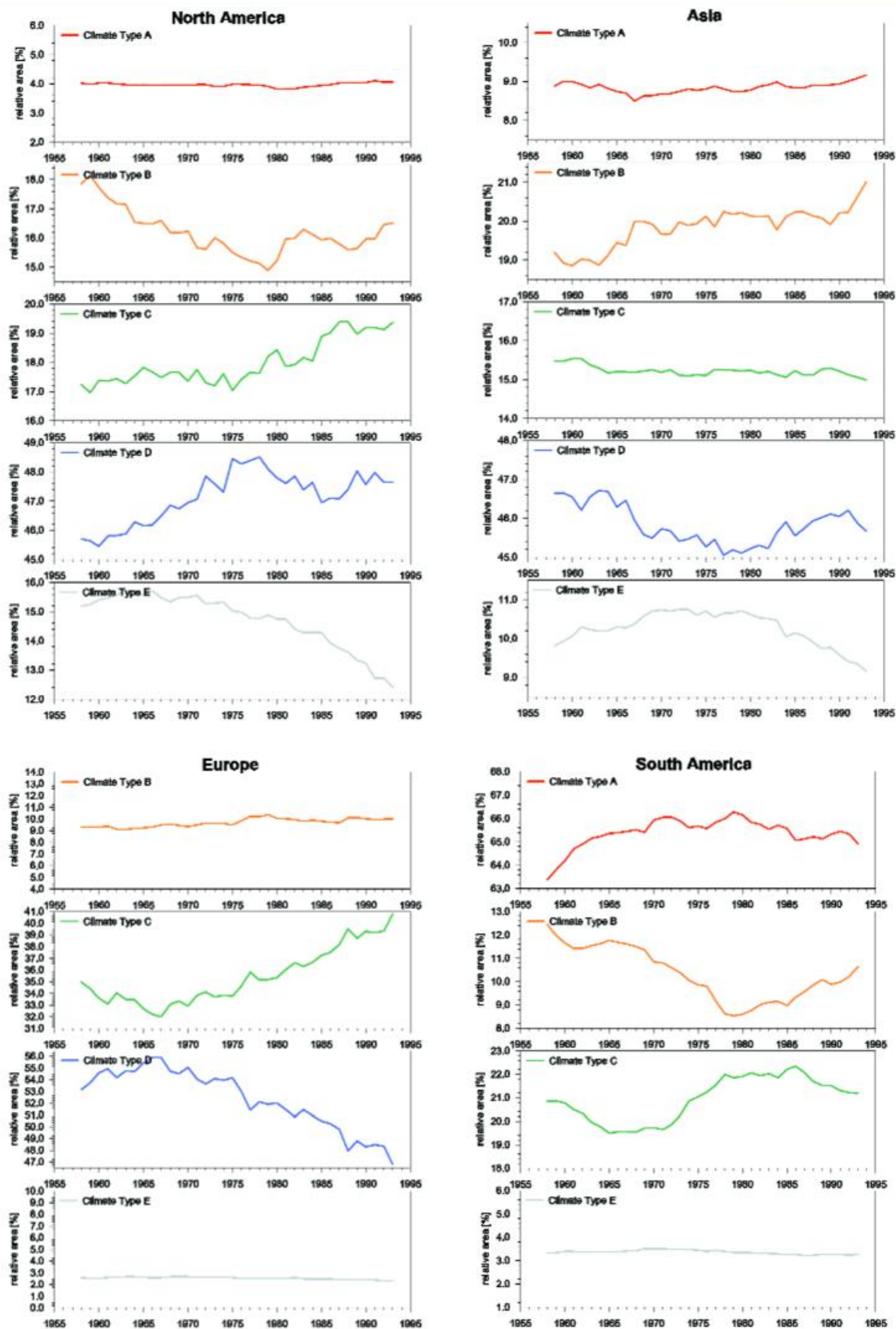


Fig. 3 Time series of the relative area (percentage of the resp. continental land area excluding Greenland and Antarctica) occupied by the main Köppen types. For the continental scale subregions indicated in Fig. 1.

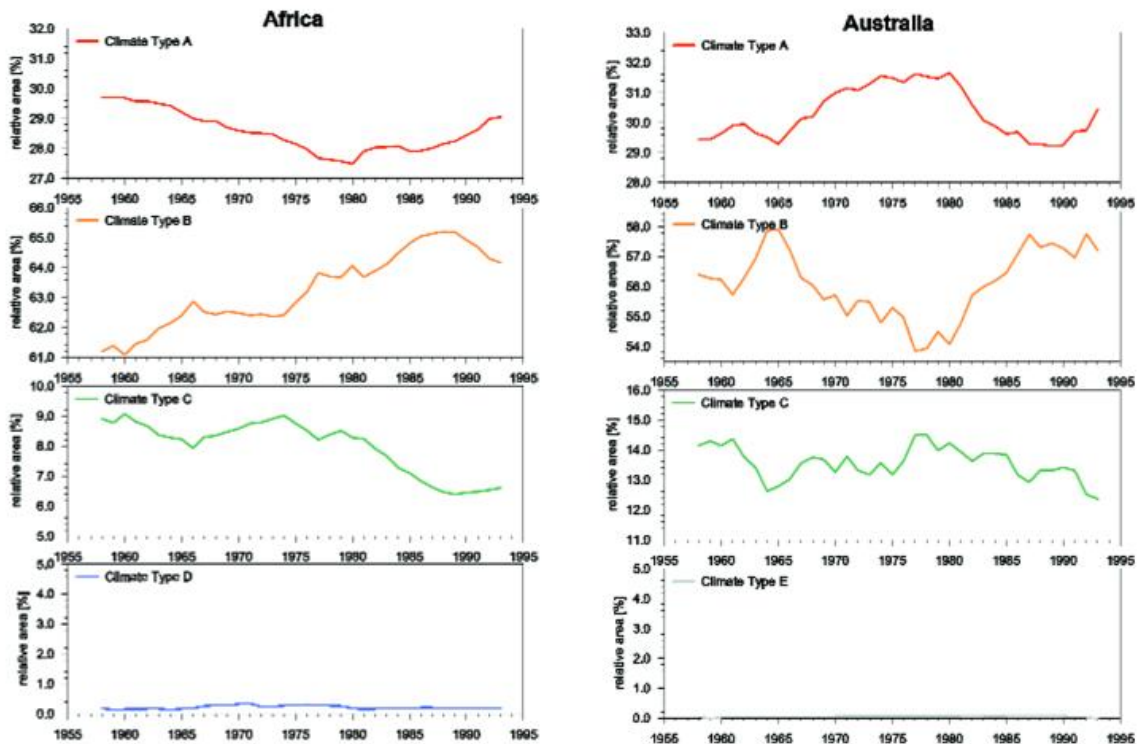


Fig. 3 cont.

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

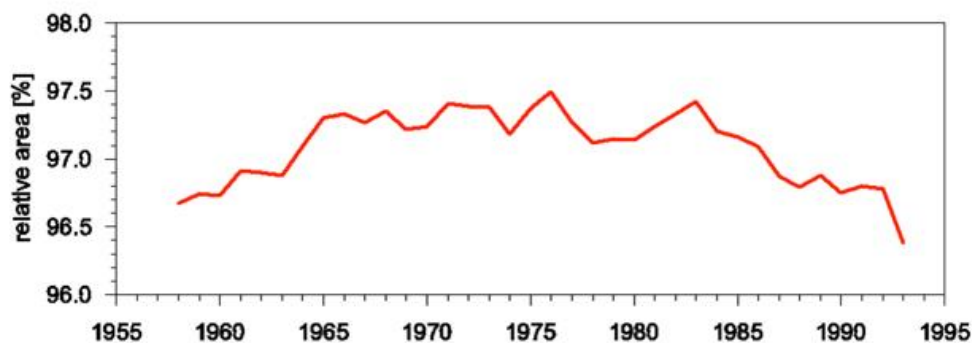


Fig. 4 Time series of the relative fraction of global land area denoted to the same Köppen climate type as in the period 1951 – 2000. Sliding 15-year intervals have been applied.

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-Saharan Africa and the eastern and central

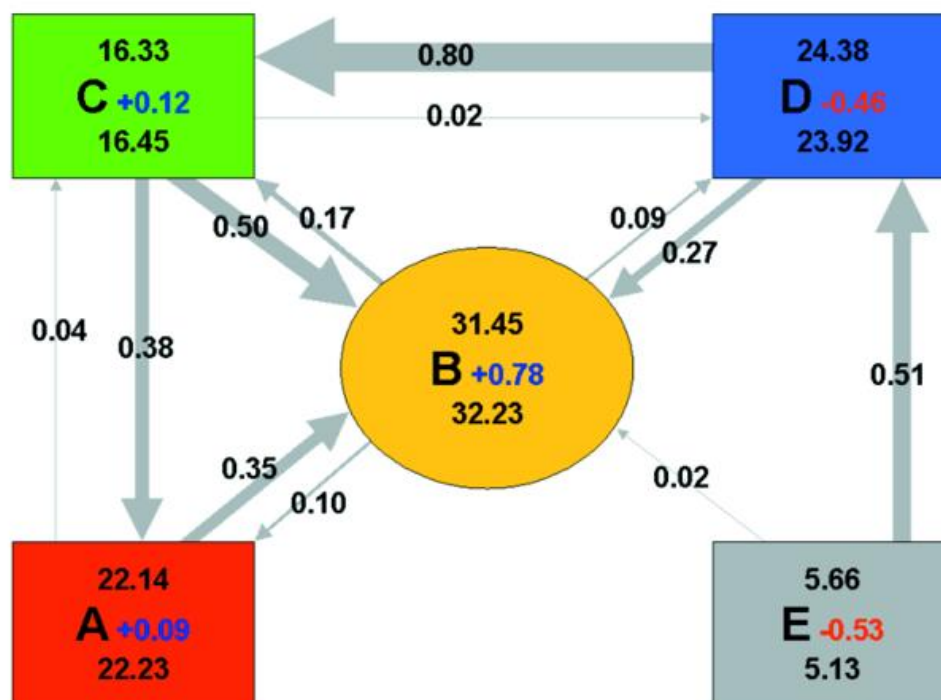


Fig. 5 Transfers between the five main Köppen climate types from the period 1951 - 2000 to the most recent 15-year interval from 1986 - 2000 in terms of percentages of the global land area (excluding Greenland and Antarctica). The four rectangles and the oval represent the five main Köppen climate types 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.

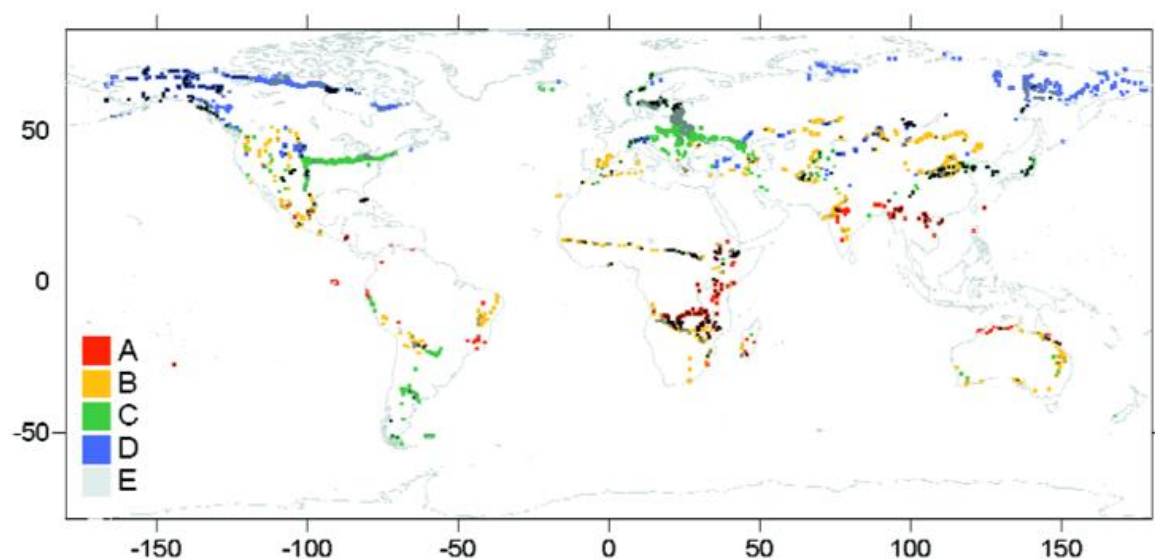


Fig. 6 Köppen climate types for the period 1986 - 2000 for gridcells with different Köppen climates within the periods 1951 – 2000 and 1986 – 2000, respectively. Grey and black dots indicate gridcells for which a difference concerning the respective relevant climate parameter between the two periods 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 Neuauflage 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. Dyrugerov, 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 r^2
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

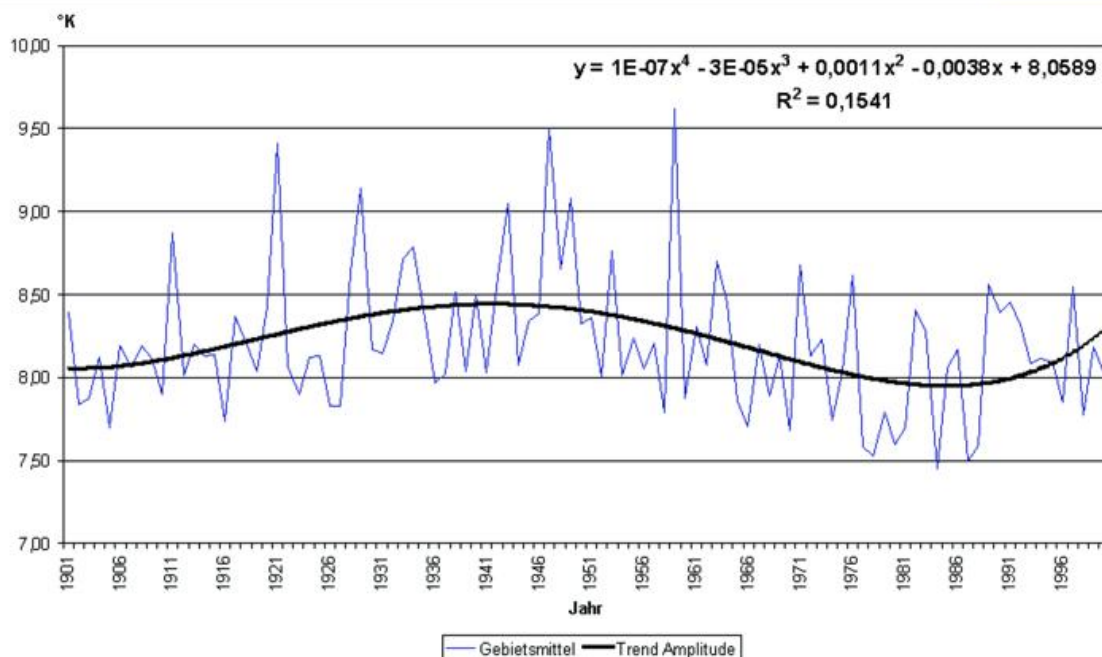


Abb. 1 Gebietsmittel der mittleren Tagesamplitude der Temperatur im Jahr

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 r^2
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

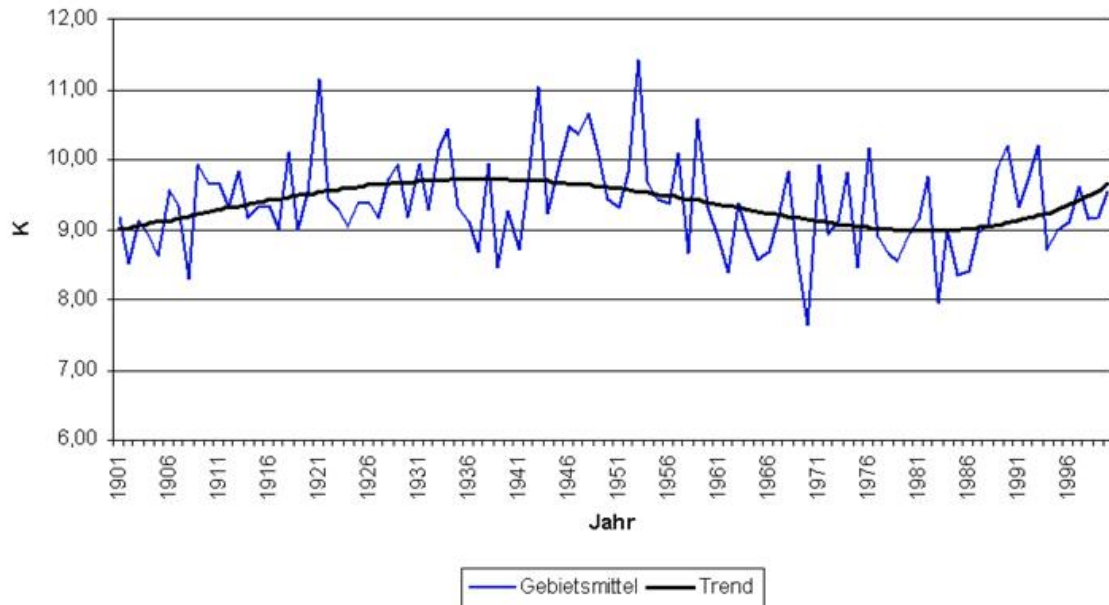


Abb. 2 Mittlere Tagesamplitude der Temperatur im Frühjahr

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 zugute. 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 r^2
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

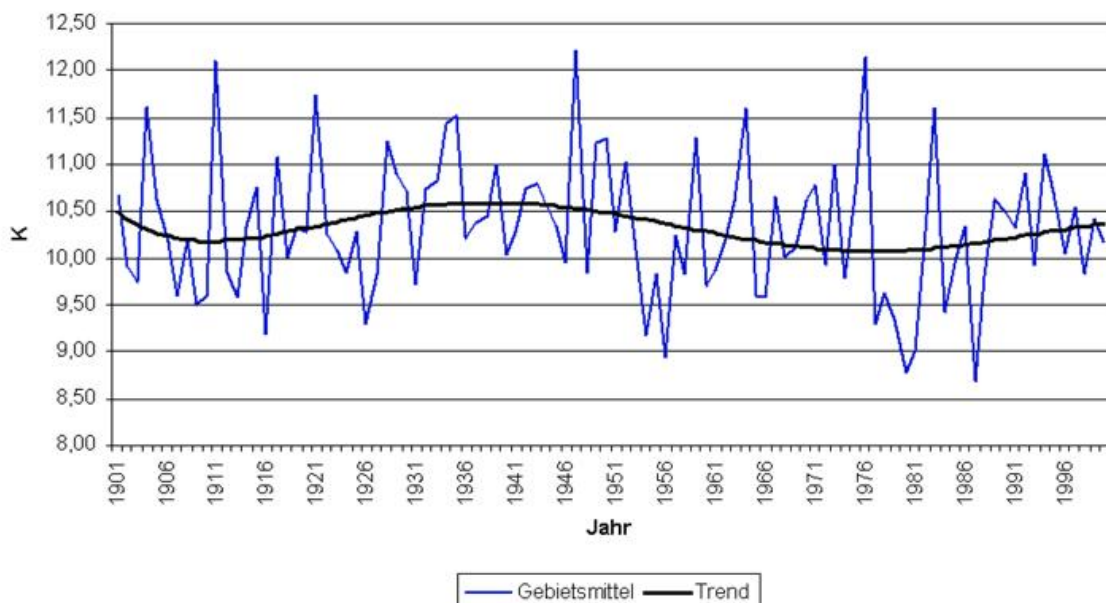
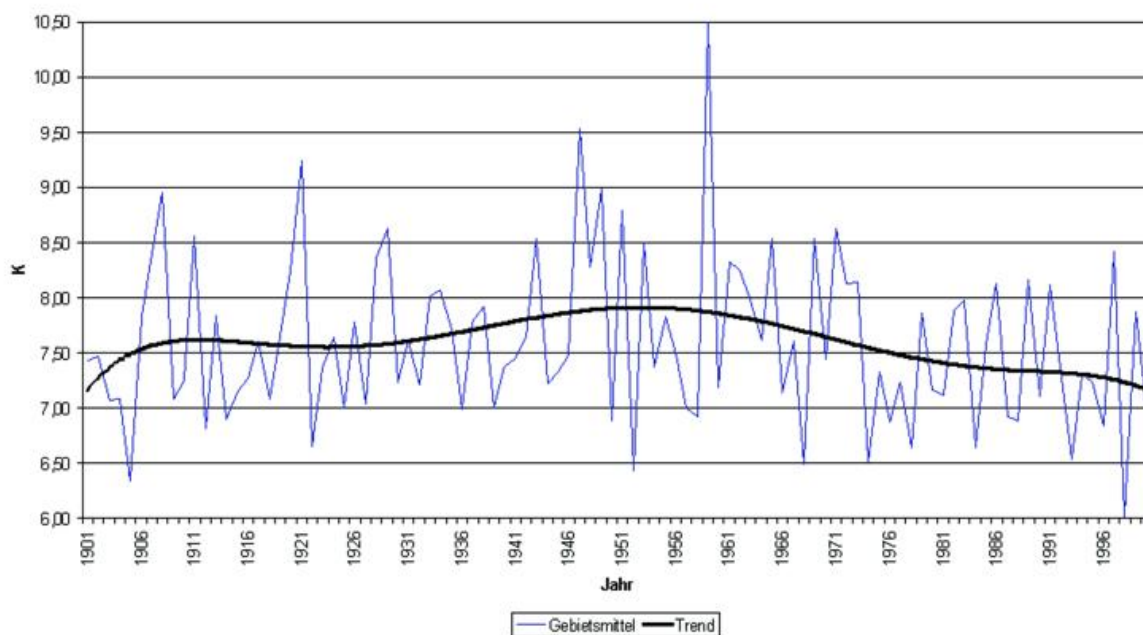


Abb. 3 Mittlere Tagesamplitude der Temperatur im Sommer

Tab. 4 Trendwerte der mittleren Tagesamplitude der Temperatur im Herbst in Höhenstufen

Höhenstufe	Trendwert 1901 (°C)	Trendwert 2000 (°C)	Anstieg (K)	Bestimmtheitsmaß r^2
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.

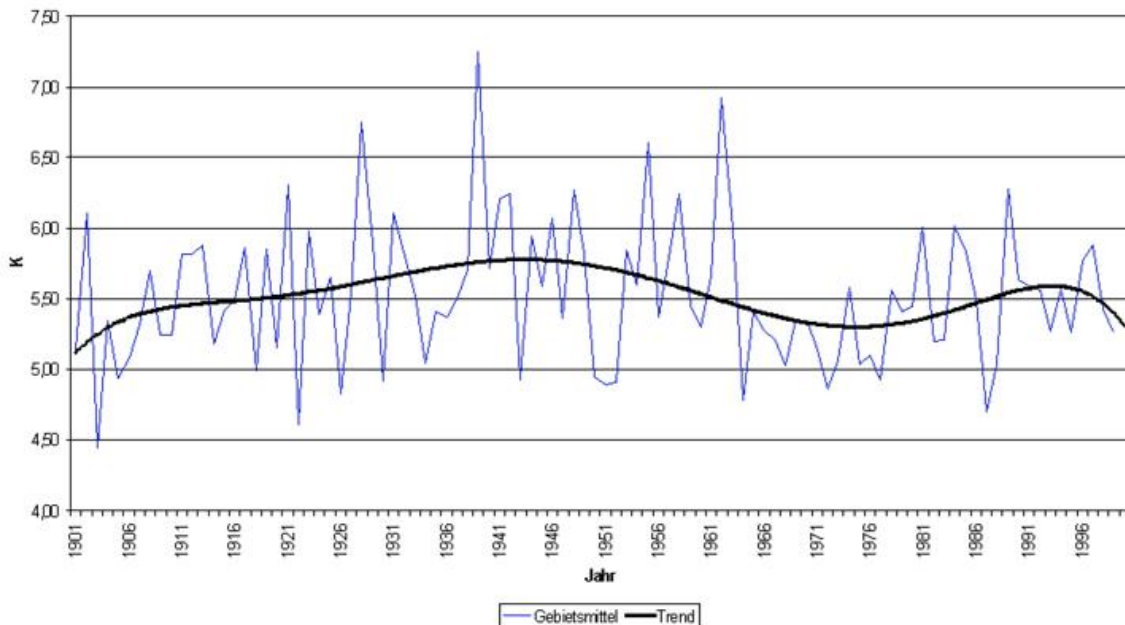
Im Herbst ist die mittlere tägliche Temperaturamplitude im Gebietsmittel um rechnerisch 0,20 K gefallen.. Auch in dieser Jahreszeit folgt die Reihe der Gebietsmittel dem für das Jahr beschriebenen schwingungsförmigen Verlauf, wenn auch weniger deutlich (Abb. 4). In den einzelnen Höhenstufen variiert 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 r^2
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 Temperatur 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.

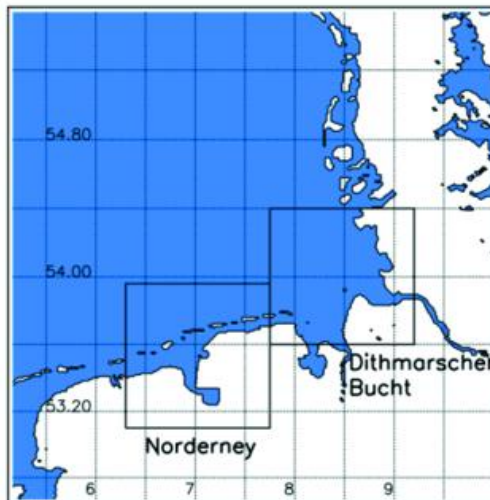


Abb. 1 Das Gebiet Südliche Nordsee mit den genesteten Teilgebieten Norderney und Dithmarscher Bucht.

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.

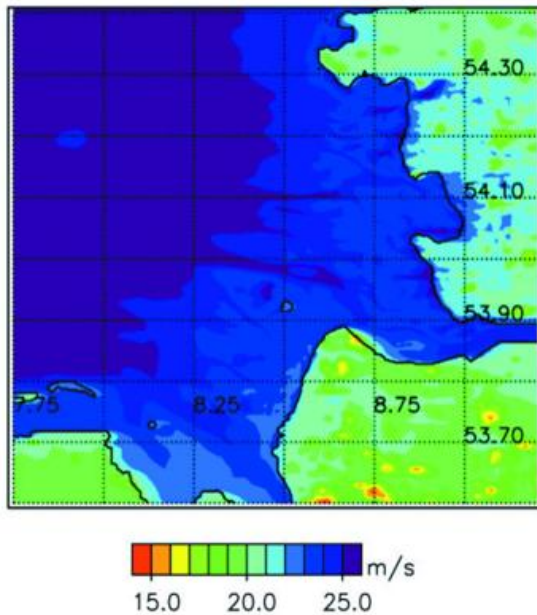


Abb. 2 Betrag der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe über Grund bzw. über NN im Gebiet Dithmarscher Bucht für eine Windgeschwindigkeit von 40 m/s in 800 m Höhe, einer Windrichtung von 270° und einen repräsentativen Wasserstand von 0 m.

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 Gitterpunktwerte

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 Seegangmodelle vielfältige Möglichkeiten, z.B. zur Abschätzung von Eintrittshäufigkeiten kennzeichnender Seegangparameter 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 Atlases 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 Atlases gibt es außer den Karten textliche Erläuterungen, die teilweise mit Diagrammen ergänzt sind. Im Vordergrund des Atlases 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 Klima Atlas Bundesrepublik Deutschland ist eine CD-ROM beigelegt, 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 beigelegt, 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 *Ambrosia*-pollen 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 Pollenkonzentration 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 unbekanntenen Partikel quasi einen mathematischen Fingerabdruck berechnen. Dieser Fingerabdruck wird dann mit den in einer Referenzdatenbank gespeicherten Merkmalen verschiedener Pollen verglichen, wodurch eine automatische Klassifizierung 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 Asthma 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

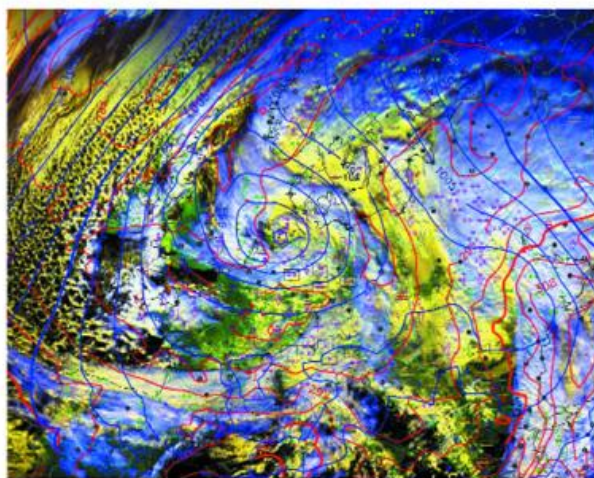


Abb. 1 Überlagerung von Bodenbeobachtungen Bodendruck- und Theta-850-hPa-Diagnosen des GME sowie Meteosat Satellitenbild vom 25.11. 2005 12 UTC

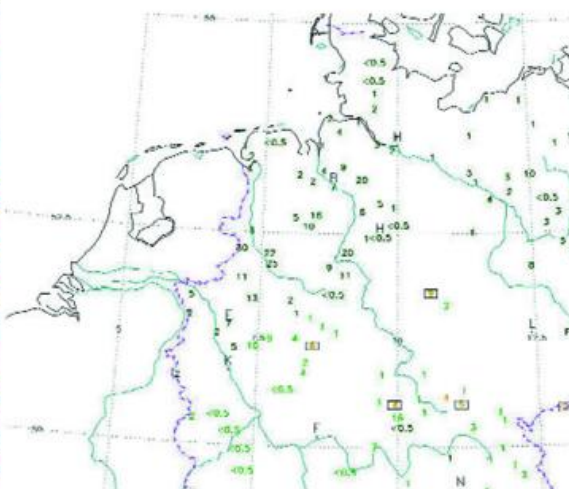


Abb. 2 Neuschneehöhen (cm) vom 26.11. 2005 07 Uhr MEZ im Raum Münsterland und Umgebung



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 $0,2\text{ g/cm}^3$ bis $0,3\text{ g/cm}^3$ 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 $\pm 22,5\text{ N/m}$ 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 $+3\text{ °C}$ beobachtet wurden. Speziell innerhalb dieses Temperaturintervalls treten Nassschneefälle im Allgemeinen auf (vgl. wiederum International Standard, 2001).

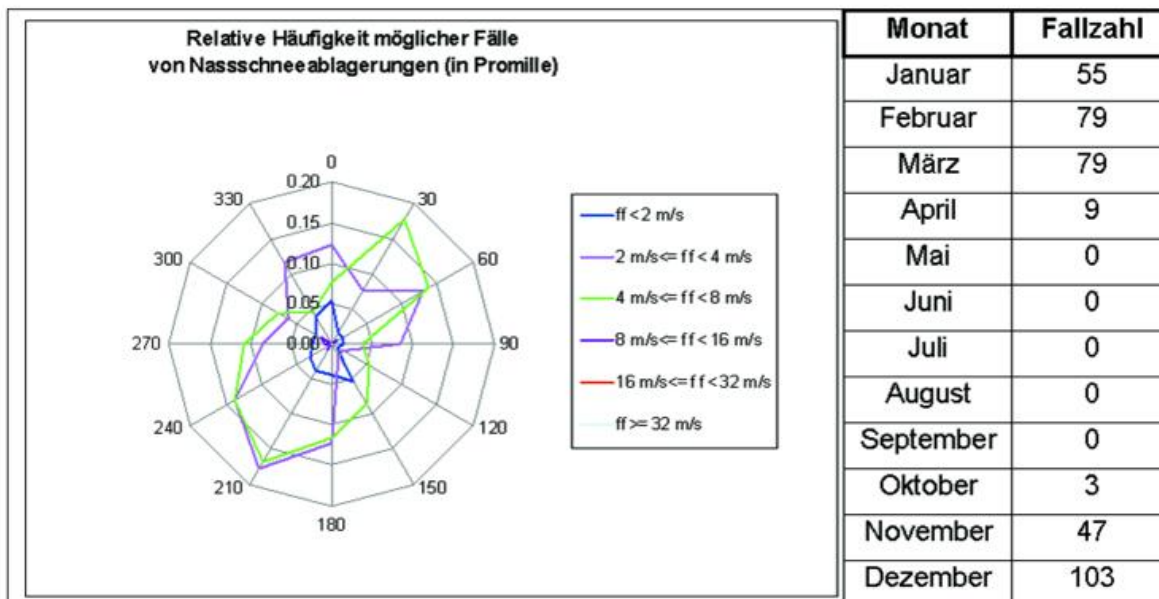


Abb. 4 (links) Relative Häufigkeit möglicher Fälle von Nassschneeablagerungen in Abhängigkeit von Windrichtung und -geschwindigkeit ermittelt aus insgesamt 130421 Einzelterminen an der Wetterwarte Greven im Zeitraum 1990 bis 2004 (rechts) Anzahl der Fälle in den einzelnen Kalendermonaten

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 Fraktilewerte, d.h. die kumulativen Wahrscheinlichkeiten, dass ein bestimmtes Ereignis auftritt. Geht man z.B. vom 98%-Fraktile 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).

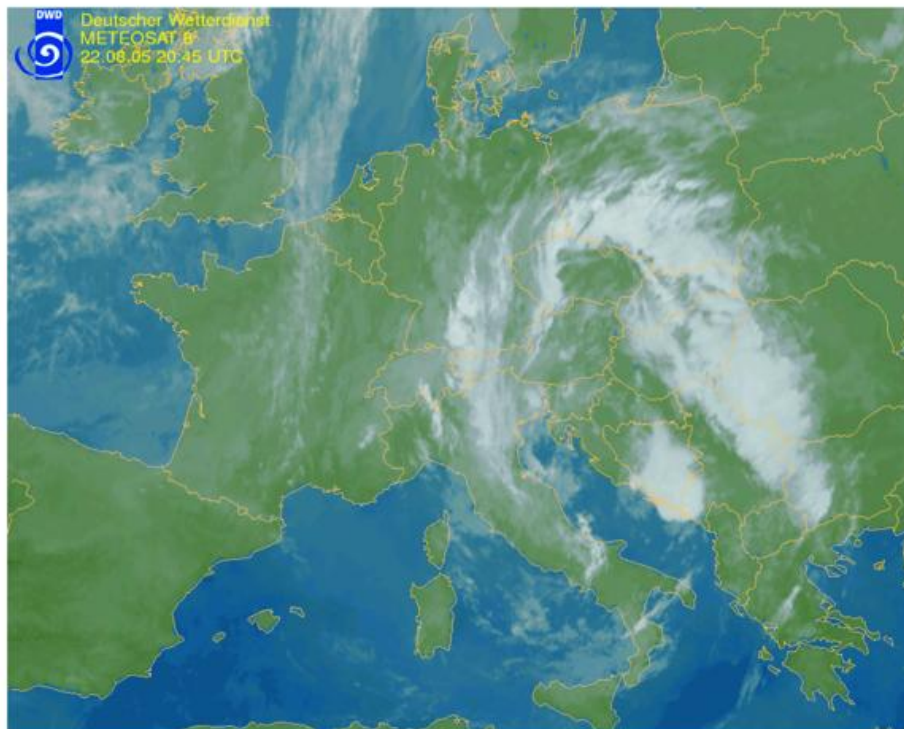


Fig. 1 Infrared satellite image (METEOSAT 8) for 22 August 2005, 20:45 UTC resp. 22:45h Mean European Summer Time (MEST).

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).

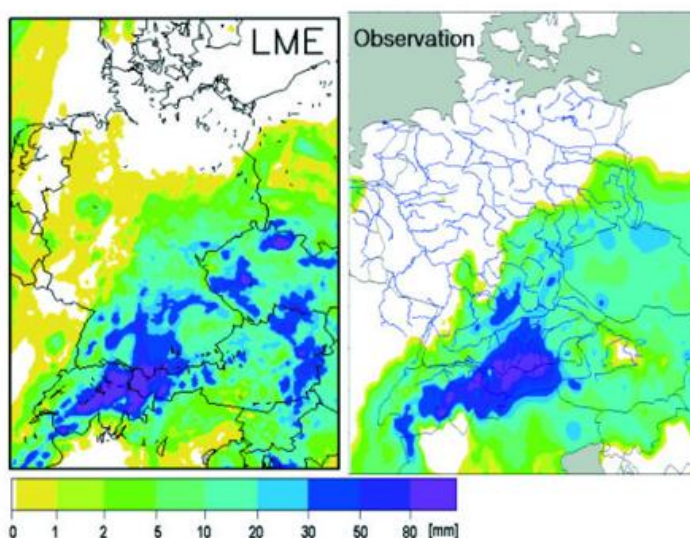


Fig. 2 Precipitation forecast issued 22 August, 2:00h for a 24-hours period starting 6 hours later (left panel) and observed precipitation interpolated from 1377 stations (right panel).

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 neighbored 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.

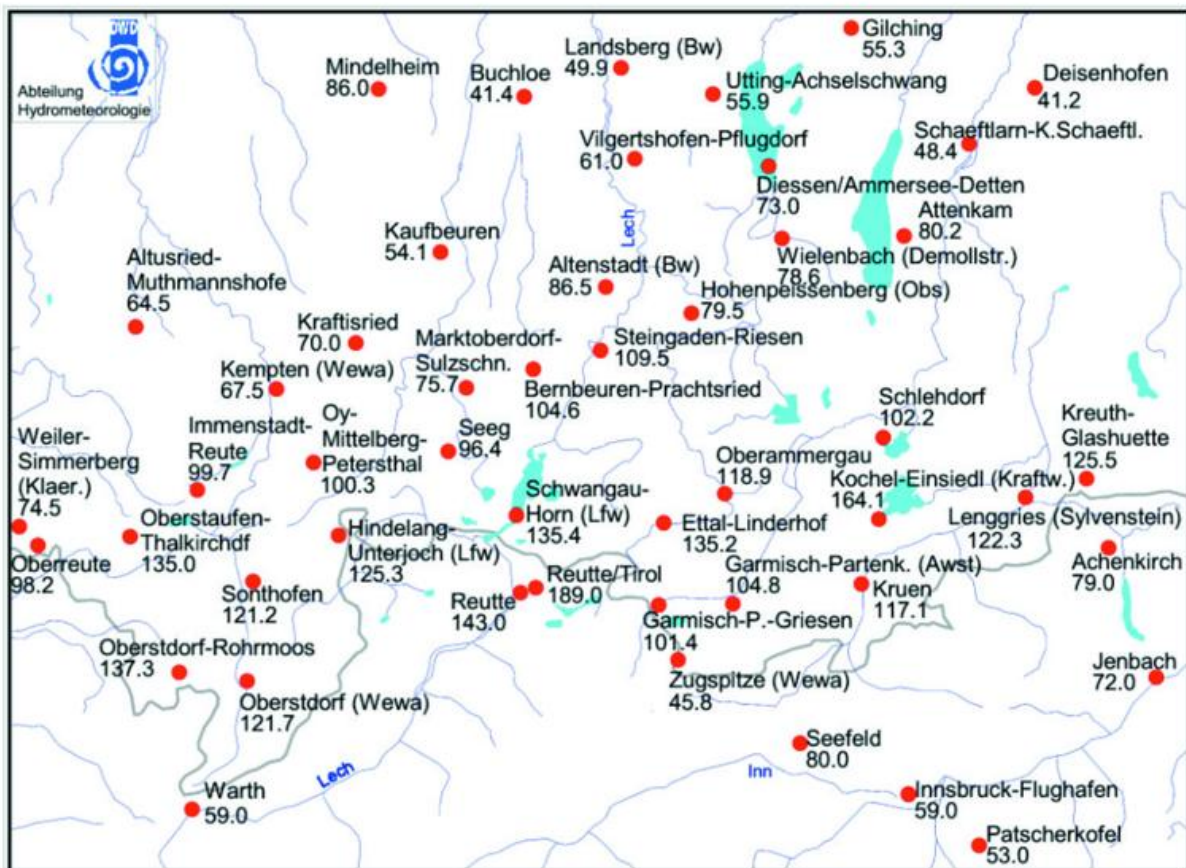


Fig. 3 Observed precipitation in mm/day at 22 August 2005.

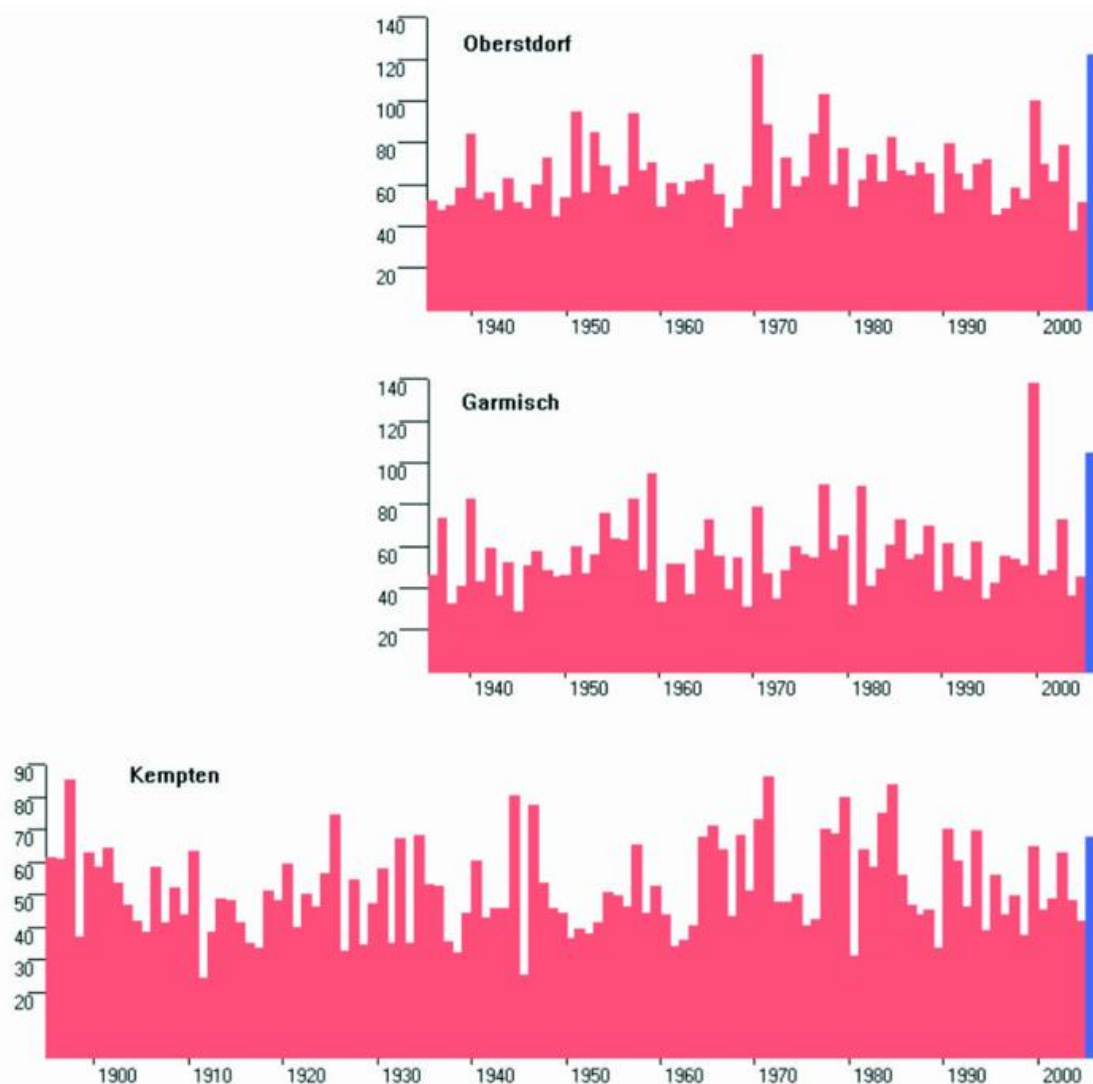


Fig. 4 Time series (red) of highest daily precipitation sum per year (in mm/day) for the stations Oberstdorf, Garmisch und Kempten. Blue column is precipitation sum of 22 August 2005.

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.

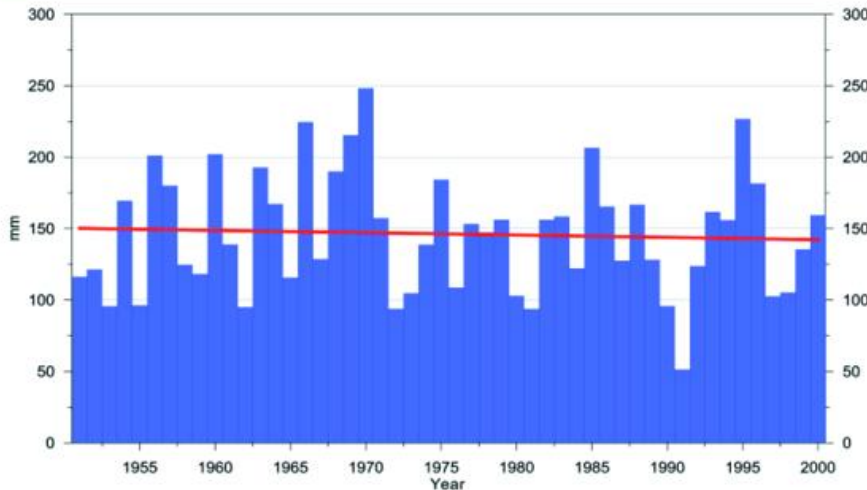


Fig. 5 Time series of monthly mean August precipitation for the region 9°-12°E and 46.5°-48°N (blue columns) and linear trend (red line).

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 al., 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 Hurrikänen weiter entwickelten (siehe Tab. 1). Diese enormen Anzahlen sind mehr als doppelt so hoch

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

wie die vieljährigen Mittelwerte von 10 tropischen Stürmen und 6 Hurrikänen. 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 zu-

verlässigen Aufzeichnung tropischer Zyklonen mit routinemäßig eingesetzten Erkundungsflügen zur Mitte des 20. Jahrhunderts erreichten drei Stürme die Kategorie 5 der Saffir-Simpson-Skala (siehe Infobox).

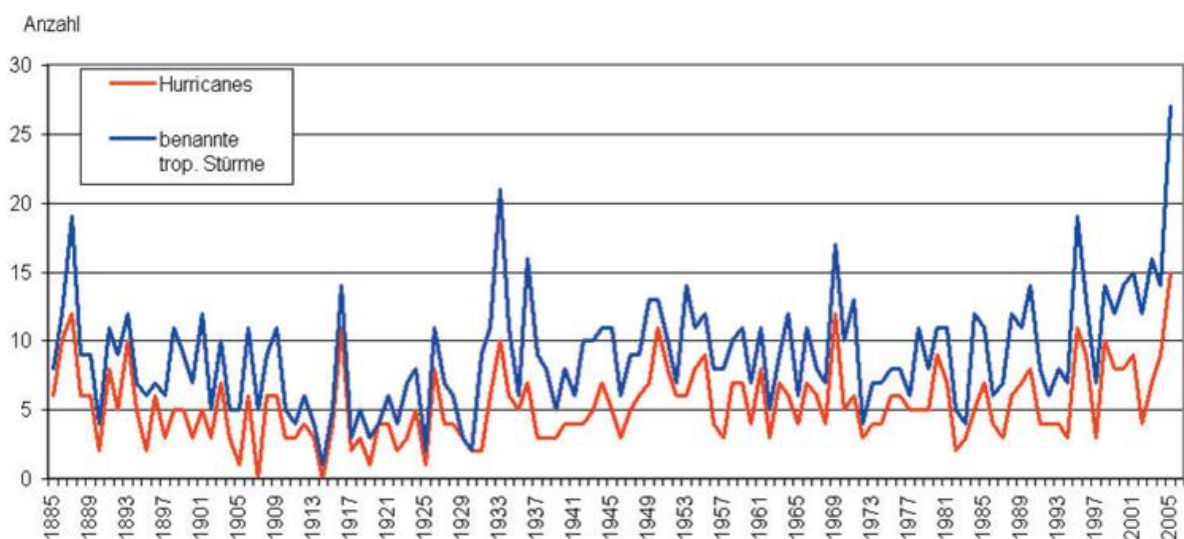


Abb. 1 Jährliche Anzahl benannter tropischer Stürme und Hurrikane über dem Nordatlantik (1885-2005)

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,

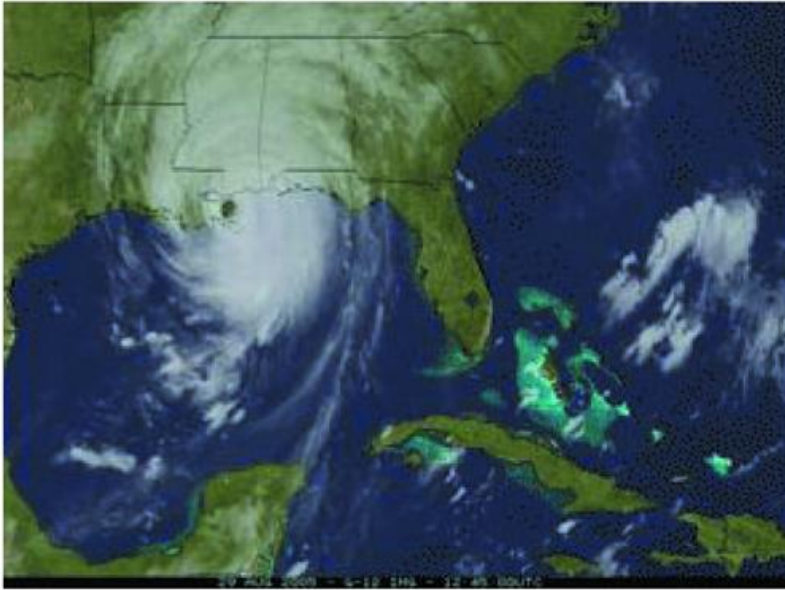


Abb. 2 Hurrikan Katrina über dem Golf von Mexiko (aus: Climate of 2005 Atlantic Hurricane Season)

Biloxi und Gulfport. Eine ebenfalls sehr traurige Bilanz brachte Hurrikan STAN, der durch tagelang anhaltende Starkniederschläge zahlreiche Erdbeben 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.

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 Hurrikänen und 4,1 zu starken Hurrikänen 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 Hurrikänen. 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 unterdrückt 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 entwickelten

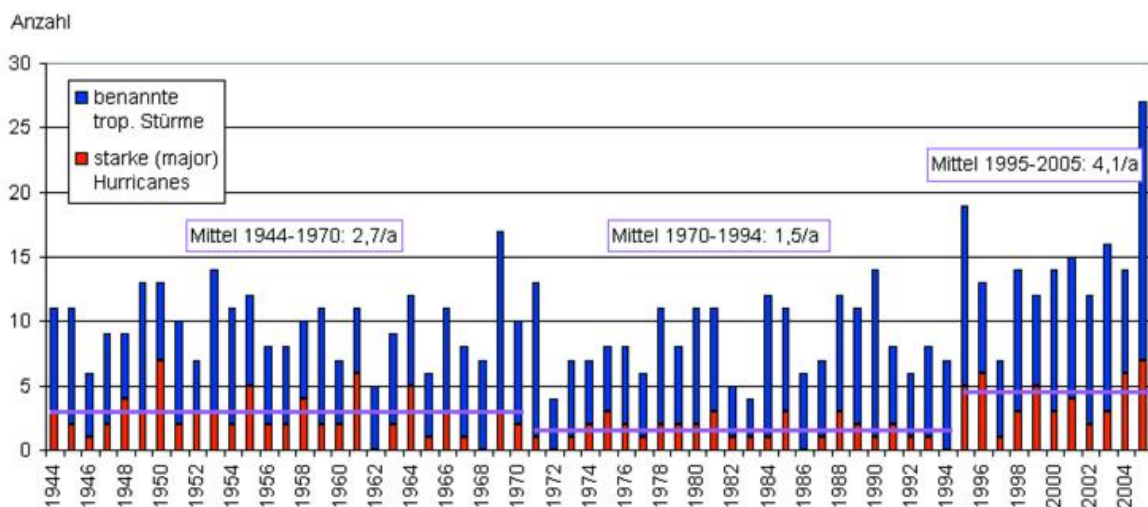


Abb. 5 Jährliche Anzahl benannter tropischer Stürme und starker Hurrikane sowie Mittelwerte starker Hurrikane

(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 multidecadal 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 Multidecadal 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 from 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.

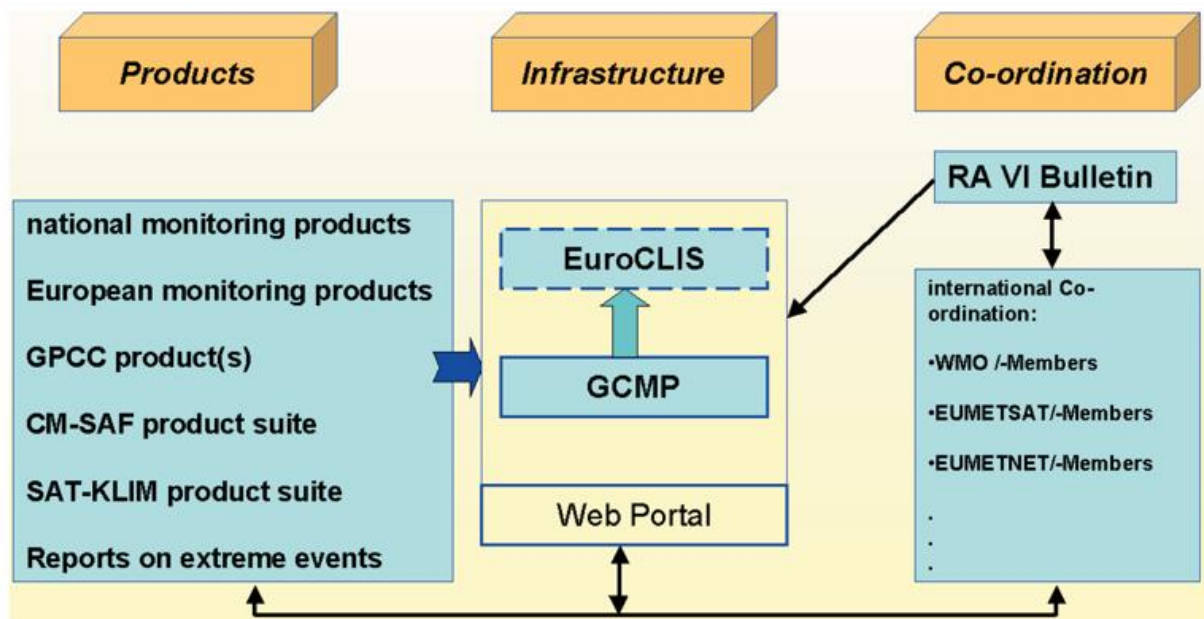


Fig. 1 DWD's initial system for an RCC function on climate monitoring

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

GPCP 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.

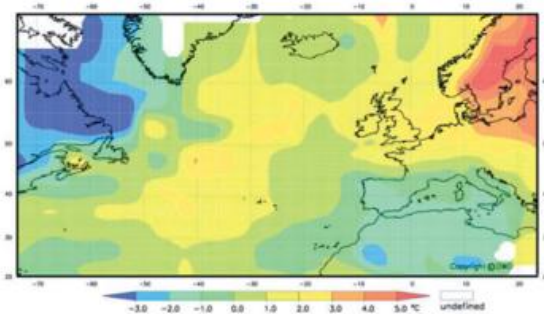


Fig. 2 Anomalies of air temperature (°C)
January 2005 Reference Period: 1961-1990

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":

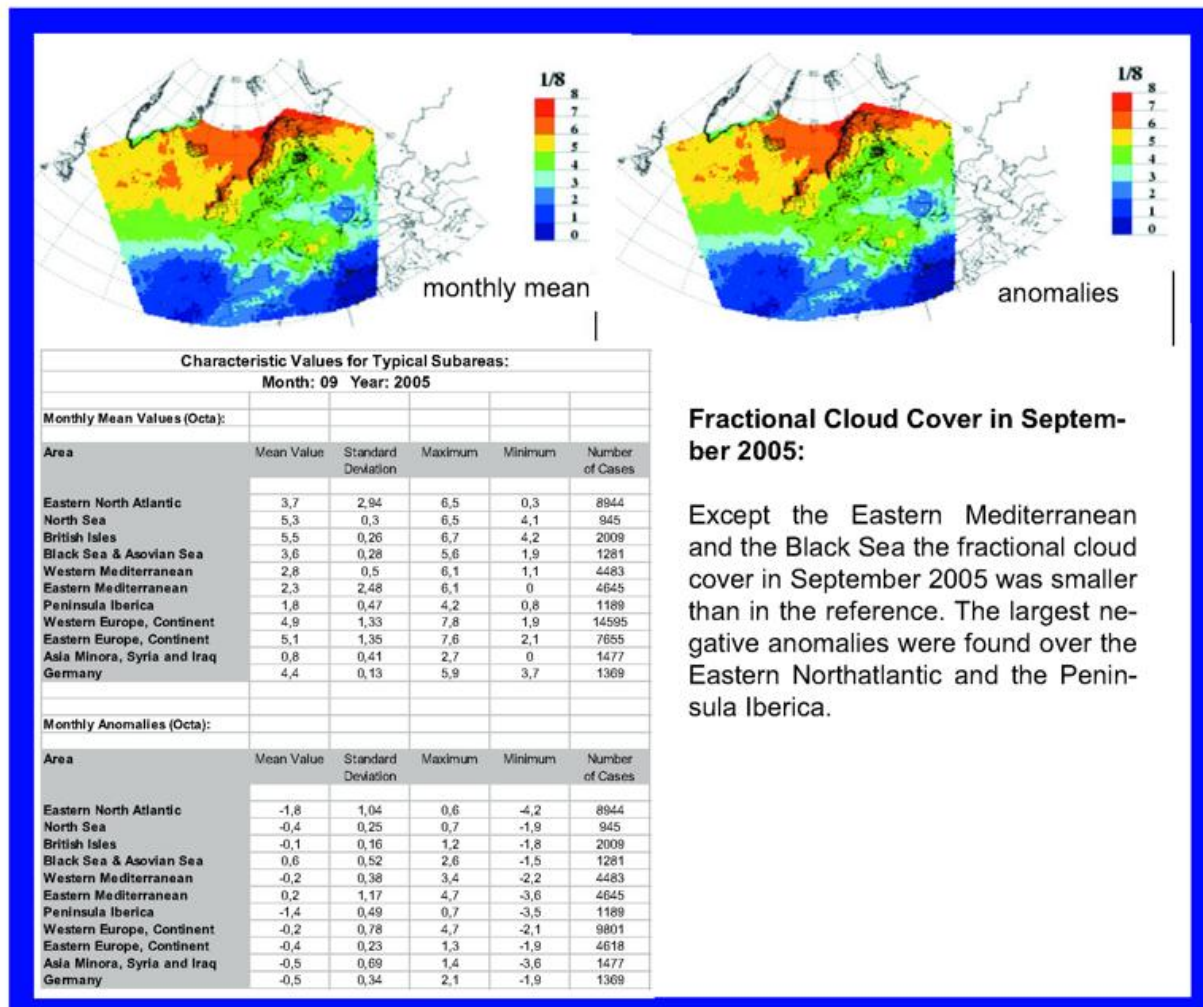


Fig. 3 Example of a satellite based European monthly climate monitoring product.

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	4 th 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	Deutsches 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	Hurricane Research Division
ICSU	International Council for Science
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
ITCZ	Intertropical Convergence Zone
KFKI	Kuratorium für Forschung und Küsteningenieurwesen
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
 Eiseilige 87
 El Niño Southern Oscillation 178
 El Niño-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

Kenngößen 98
agrometeorologische 98
 Klimaänderungsanalyse 32
 Klimaänderungssignal 32
 Klimaatlas 158
 Klimadatenzentrum 70
Nationale 70
 Klimaentwicklung 33
Regionale 33
 Klimamolldaten 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
Stratosphärenenerwärmung 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