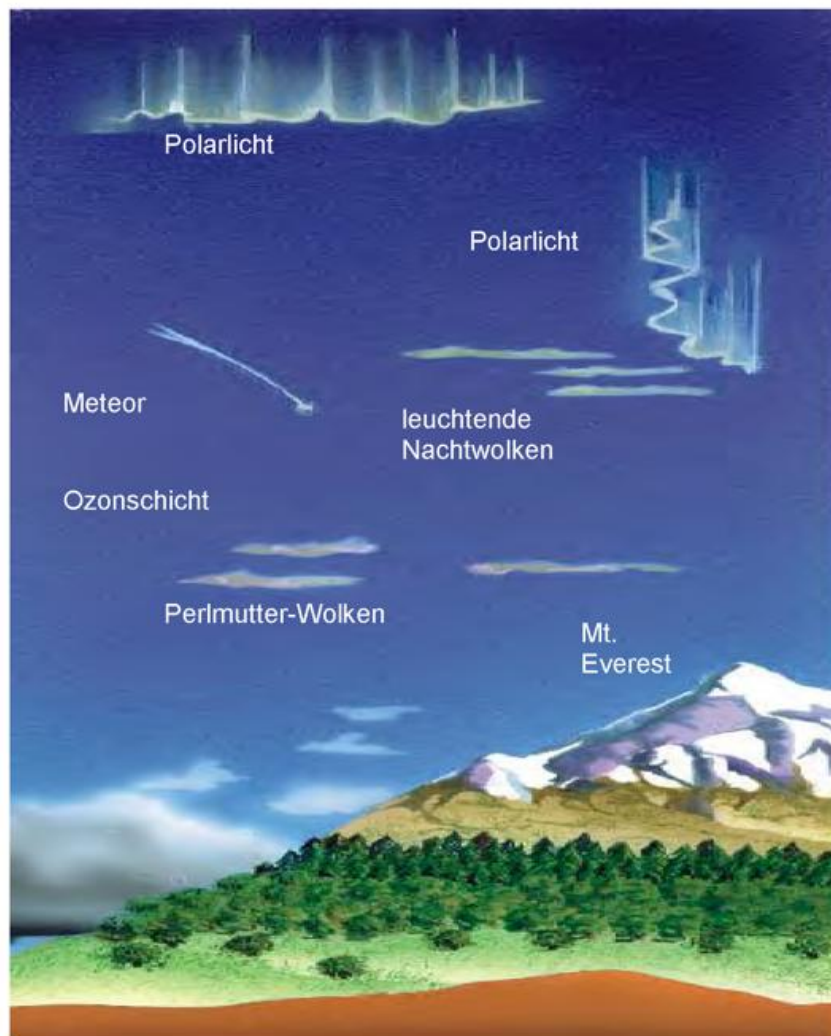


Klimastatusbericht

2000



Klimatologie der freien Atmosphäre

Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings

Langfristige Abnahme der Globalstrahlung

Vulkanismus und Klima

Herausgeber und Verlag
Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach

Postfach 10 04 65
63004 Offenbach

Der Klimastatusbericht im Internet:

<http://www.ksb.dwd.de>

ISSN 1437 - 7691

ISSN 1616 - 5063 (Internet)

ISBN 3-88148-368-3

Urheberrecht

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

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

Zum Titelbild

Mit freundlicher Genehmigung:

Quelle: „Fonds der Chemischen Industrie" Folienserie 22 „Umweltbereich Luft",
Ausgabe 1995 Graphik: diGraph 77933 Lahr

Liebe Leserin, lieber Leser

In ihrem dritten Bericht (*Third Assessment Report*; TAR) konstatiert das zwischenstaatliche Expertengremium der Vereinten Nationen „*Intergovernmental Panel on Climate Change*“ (IPCC), dass die global gemittelte bodennahe Lufttemperatur im 20. Jahrhundert um 0.6°C ($\pm 0.2^{\circ}\text{C}$) zugenommen hat (www.ipcc.ch). Unter zu Grunde Legung verschiedener Szenarien und mit Hilfe von Modellrechnungen wird für das 21. Jahrhundert ein weiterer globaler Anstieg um 1.4°C bis 5.8°C prognostiziert. Im gleichen Zeitraum wird im globalen Mittel ein Meeresspiegelanstieg von ca. 10 cm bis 90 cm erwartet. Die Evidenz für menschlichen Einfluss auf das globale Klima verstärkt sich und der Mensch ist es auch, der mit den Auswirkungen dieses Wandels konfrontiert wird. Schätzungen (www.pik-potsdam.de) gehen davon aus, dass sich die Schäden durch Klimaveränderungen weltweit auf mindestens 100 Milliarden Dollar jährlich belaufen werden. Höchste Zeit also, noch konsequenter und weltweit zu handeln!

Auch in Deutschland wird eine Zunahme der Lufttemperatur beobachtet; das Jahr 2000 war mit einer Mitteltemperatur von 9.9°C das wärmste Jahr in Deutschland seit es verlässliche Messungen gibt. Höchste Zeit also auch für die deutsche Politik und Wirtschaft noch konsequenter zu handeln!

Weitere Informationen rund um das Klima in Deutschland des vergangenen Jahres finden Sie -wie immer- auf den „gelben Seiten“ dieses Berichts. Darüber hinaus wird in dieser Ausgabe speziell das Thema „Freie Atmosphäre“ behandelt. Weitere Artikel zu speziellen Themen und Ereignissen runden den diesjährigen Bericht ab. An dieser Stelle möchte ich allen Autoren herzlich für ihre Beiträge danken.

Eine Bitte zum Schluß: Sagen Sie uns, was Ihnen an diesem Bericht gefallen hat bzw. was Ihnen nicht gefallen hat, was Sie vermisst haben bzw. überflüssig fanden etc.. Es liegt mit in Ihrer Hand, wie künftige Ausgaben des KSB inhaltlich gestaltet werden. Dazu benötigen wir Ihre Rückmeldung! Um Ihnen Ihre Rückmeldung zu erleichtern, haben wir einen Fragebogen in diesem Heft beigefügt und ich bitte Sie herzlich, diesen ausgefüllt an den DWD, Offenbach zu senden (der Fragebogen ist auch elektronisch verfügbar: www.ksb.dwd.de und weiter über „Inhalt“ und „Ihre Meinung ist gefragt“).

Nun wünsche ich Ihnen noch viel Vergnügen bei der Lektüre der nachfolgenden Artikel.

Herzlichst, Ihr



Martin Werscheck
Leiter des Referates „Grundlagen der Klimaüberwachung“

Aerologischer Schichtaufbau der Atmosphäre und Trends über Lindenberg

U. Leiterer, H. Dier, W. Adam

Aerologischer Schichtaufbau

Die Lufthülle der Erde, *Atmosphäre* genannt, ist der Lebensraum des Menschen und wird u.a. für den Luftverkehr genutzt. Die wesentlichen Erkenntnisse über den vertikalen Aufbau der Atmosphäre wurden erst vor ca. 100 Jahren gewonnen. Richard Aßmann, damaliger Direktor des Königlich Preußischen Aeronautischen Observatoriums Lindenberg, entdeckte etwa zeitgleich mit dem französischen Wissenschaftler Leon Tesserenc de Bort vom Observatorium in Trappes die Tropopause. Als *Tropopause* wird eine Sperrschicht bezeichnet, die die unteren Atmosphärenteile, die sog. *Troposphäre*, in der das eigentliche Wettergeschehen abläuft, von einer relativ stabilen darüber liegenden Schicht, der *Stratosphäre*, trennt. Anhand von Abbildung 1a und 1b sei der vertikale Schichtaufbau der Atmosphäre veranschaulicht. In Abbildung 1b sind die mittleren vertikalen Verteilungen von Temperatur, relativer Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit für mitteleuropäische Verhältnisse (Lindenberg: 52° N; 14° E) dargestellt.

Die untere Schicht der Troposphäre wird *atmosphärische* (oder auch planetare) *Grenzschicht* genannt. Die interne Struktur der atmosphärischen Grenzschicht wird wesentlich und unmittelbar durch die Wechselwirkung zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre bestimmt (turbulenter Austausch von Impuls, Wärme und Wasserdampf, Strahlungsprozesse, Einfluss der Bodenreibung, Konvektion). Die Höhe der atmosphärischen Grenzschicht variiert in Abhängigkeit von Ort, Tages- und Jahreszeit und den synoptischen Bedingungen. Über Mitteleuropa liegen charakteristische Werte im Winter bei einigen hundert Metern (Maximalwerte bei 1 bis 2 km), im Sommer bei 1,5 bis 2,5 km (maximal bis etwa 4 km).

Die atmosphärische Grenzschicht wird in drei Schichten eingeteilt:

- Laminare Unterschicht bis etwa 1 mm
- Prandtl-Schicht bis etwa 20-60 m
- Ekman-Schicht oberhalb der Prandtl-Schicht

In der *laminaren Unterschicht* werden die Transportvorgänge von Impuls, Wärme und Feuchte von molekularen Vorgängen bestimmt.

In der darüber liegenden Schicht haben die Austauschvorgänge turbulenten Charakter und man spricht von der nach L. PRANDTL benannten *Prandtl-Schicht*, die je nach Windverhältnissen und Bodenrauigkeit bis 20-60 m reicht. Der vertikale turbulente Austausch von Impuls, fühlbarer und latenter Wärme ist in der Prandtl-Schicht nahezu konstant mit der Höhe. Es werden an der Obergrenze der Prandtl-Schicht bereits 50 bis 70% des reibungsfreien Windes erreicht. Die anschließende *Ekman-Schicht* beschreibt den Bereich, wo der vertikale turbulente Austausch von

Impuls, fühlbarer und latenter Wärme höhenabhängig wird (im Gegensatz zur Prandtl-Schicht). Detaillierte Beschreibungen zur atmosphärischen Grenzschicht sind z.B. in [1], [2] zu finden.

Im Bereich vom Boden bis ca. 3 km treten häufig Inversionen (Schichten mit Temperaturanstieg) auf, die die untere feuchte und wolkenreiche Troposphäre von einer oft sehr trockenen, oberen Troposphäre trennen. SCHNEIDER-CARIUS [3] führte den Begriff *Grundschicht* ein, die mit der Obergrenze der Dunstschicht zusammenfällt und je nach Wetterlage, z.B. für Lindenberg zwischen 1 und 4 km, schwankt. Diese Grundschicht enthält auch ca. 70% des atmosphärischen Wasserdampfes.

Die obere Troposphäre, die durch eine mittlere vertikale Temperaturabnahme von $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$ gekennzeichnet ist, dehnt sich in Höhenbereiche von 8 (Polargebiet) bis 18 km (Tropen) aus. Die mittlere Höhe der Troposphäre über Lindenberg der letzten 40 Jahre liegt bei ca. 10650 m. Dieser Bereich der Temperaturabnahme, der auch den Konvektionsraum der Wolken umfasst, wird nach oben durch die Tropopause, einer Sperrschicht abgeschlossen. Das Temperaturgefälle nimmt auf weniger als $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ab oder es sind *Isothermie* bzw. eine *Inversion* vorhanden. Die darüber liegende Schicht, die Stratosphäre, kann wiederum in 3 Bereiche eingeteilt werden, d.h. in eine isotherme Schicht zwischen 11 und ca. 20 km, eine Schicht mit einer Temperaturzunahme von $1^{\circ}\text{C}/\text{km}$ bis ca. 32 km und $2,8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ bis ca. 48 km Höhe.

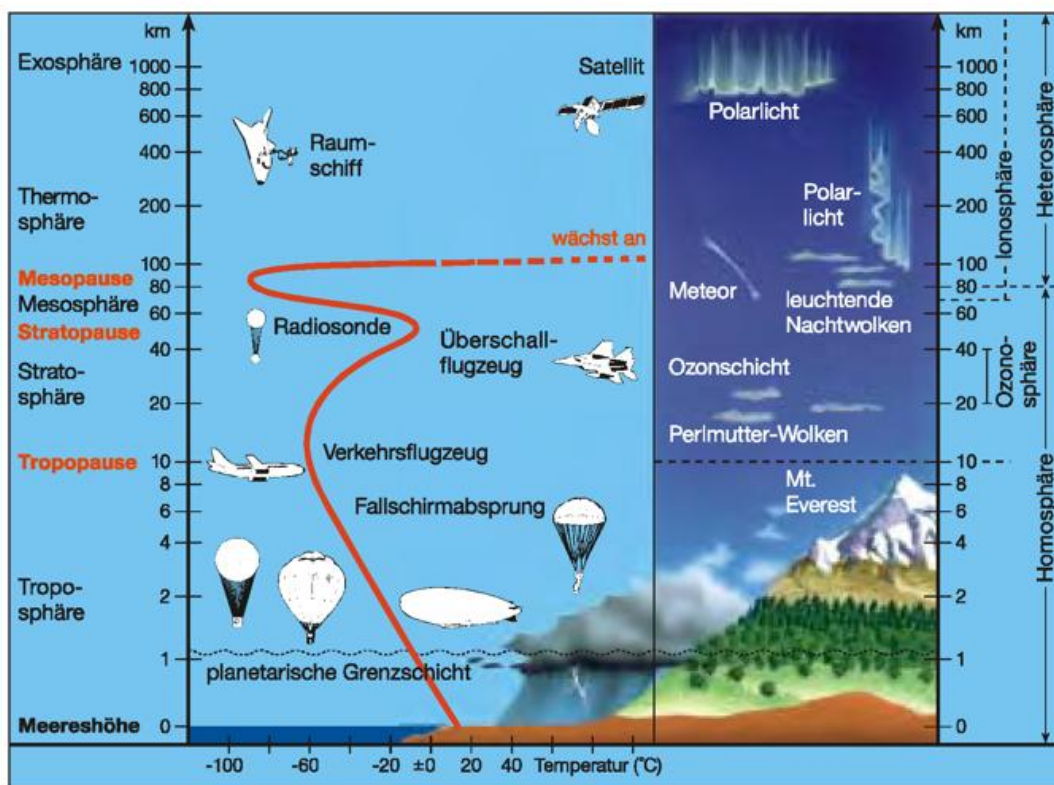


Abb. 1a Schichtaufbau der Atmosphäre

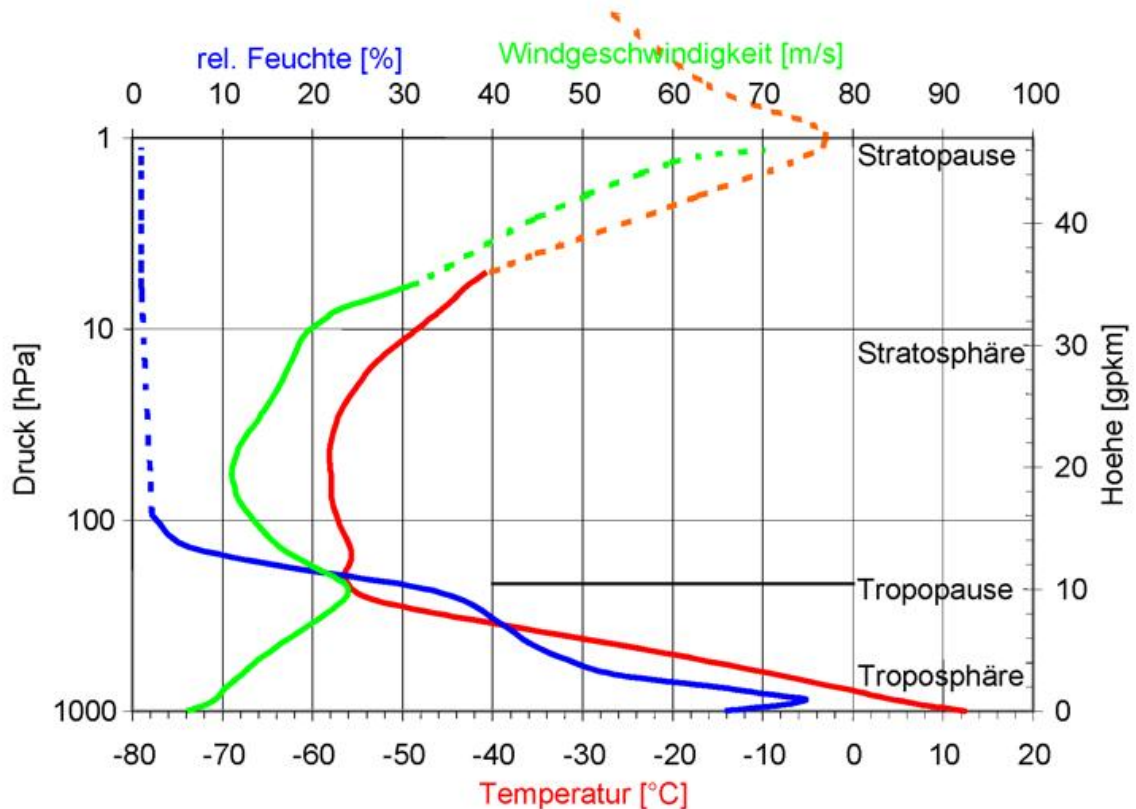


Abb. 1b Jahresmittel Radiosondierung 2000/12UTC

Diese Temperaturzunahme wird durch den Erwärmungseffekt der Ozonschicht in der Stratosphäre hervorgerufen. Die Temperaturzunahme (im Mittel bis auf -3°C) wird an der Stratopause in ca. 48 km Höhe beendet. Die nachfolgende Schicht wird *Mesosphäre* genannt (siehe Abb.1a) und ist gekennzeichnet durch eine erneute Temperaturabnahme bis auf ca. -86°C in ca. 90 km Höhe. Das Ende der Temperaturabnahme wird als *Mesopause* bezeichnet. Darüber (Bereich 90 bis 500 km) liegt die *Thermosphäre* mit einem extremen Temperaturanstieg auf einige 100°C . Der Begriff der Temperatur spiegelt auf Grund der sehr geringen Gasdichte nicht mehr die gemessene fühlbare Wärme wider, sondern die mittlere kinetische Energie der dort vorhandenen Luftmoleküle. Wird die mittlere freie Weglänge der Gasteilchen (Moleküle, Atome) zwischen zwei Zusammenstößen so groß, dass sie im Mittel nicht mehr zusammenstoßen, kommt man in die äußere Erdatmosphäre, die *Exosphäre*.

Die besprochene Schichteinteilung erfolgte im Wesentlichen nach dem Jahresmittel der Temperatur. Aus Abbildung 1b ist auch das mittlere Vertikalprofil der relativen Feuchte und der Windgeschwindigkeit für den Standort Lindenberg (Jahr 2000) erkennbar. In der Stratosphäre ist die relative Luftfeuchte in der Regel sehr gering (unter 1%). Die Windverhältnisse werden durch eine Windzunahme bis unterhalb der Tropopause charakterisiert, in der unteren Stratosphäre wird die Windgeschwindigkeit wieder geringer, um dann in der mittleren und oberen Stratosphäre erneut stark zuzunehmen.

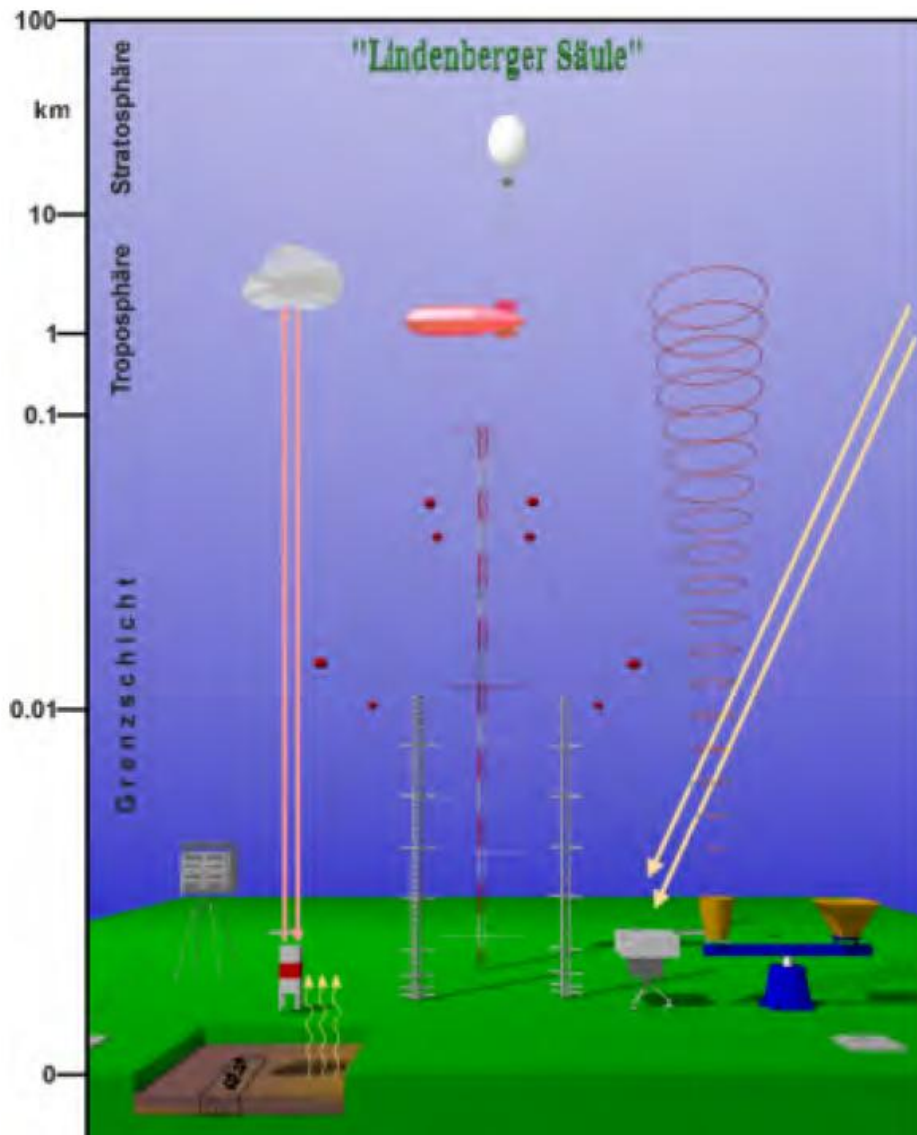


Abb. 2 Lindenberger Säule - Messsystem bestehend aus: Bodenbeobachtungen, aerologischen Messungen, aktiven und passiven Fernerkundungsmethoden.

Die Beobachtungstechniken am Observatorium Lindenberg

Grundlage für die Erforschung der meteorologischen Verhältnisse in der Atmosphäre ist eine geeignete Beobachtungstechnik, siehe auch STEINHAGEN [9] in diesem Beitrag. Abbildung 2 zeigt schematisch die Messsysteme, die zum Monitoring der atmosphärischen Parameter in Lindenberg eingesetzt werden: Messsysteme für Boden und bodennahe Luftschichten, Masten, Radiosonden für Temperatur, Feuchte, Wind und Ozonmessungen, Wolkenhöhenmesser (Ceilometer), Strahlungsmessungen (integral und spektral), indirekte Sondierungsverfahren (aktiv: Windprofiler/RASS, SODAR; passiv: Mikrowellenprofiler, GPS).

Langjährige aerologische Messreihen für die meteorologischen Parameter Temperatur, relative Luftfeuchte und Ozonpartialdruck

In den Abbildungen 3a, b, c sind die Zeitreihen für Temperatur, relative Feuchte und Ozon aus den vergangenen 4-Jahrzehnten (Dekaden) für drei typische Höhenregionen auf der Basis der Radiosondenmessungen des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg dargestellt.

In der Stratosphäre bei 50 hPa (Abb. 3a) wird eine Temperaturabnahme von ca. $0,45^{\circ}\text{C}$ pro Dekade, entsprechend $1,8^{\circ}\text{C}$ in ca. 40 Jahren beobachtet. Diese erhebliche Abkühlung der mittleren Stratosphäre korreliert mit der Abnahme des Ozonpartialdrucks von ca. 1,4 nbar pro Dekade. Gut sichtbar sind die vulkanischen Ereignisse, die gewaltige Sulfat- und Staubmengen in die Stratosphäre einbrachten. In relativ kurzem Zeitabstand nach dem Vulkanausbruch (0,5 bis 1,5 Jahre) führte dies zu einer Reduzierung der Ozonmenge und der damit verbundenen Abkühlung in der Schicht. Die negativen Temperaturabweichungen für die Jahre 1963 (Mt. Agung), 1983 (nach El Chicon) und 1992/93 (nach Pinatubo) sind gut zu erkennen. Auch die Ozonpartialdruck-Minima sind mit den Temperaturminima korreliert. Zusätzlich scheinen die Messreihen von zirkulationsbedingten Schwankungen überlagert zu sein. Die Temperaturdaten ab 1991 (Sonde RS 80) wurden mit $+0,56^{\circ}\text{C}$ für die Druckfläche 50 hPa korrigiert. Grundlage waren Vergleichmessungen mit der neuen Sonde RS 90, deren Temperatursensor (F-Thermocap) nur noch einen minimalen Strahlungsfehler hat. Die Temperatur-Messgenauigkeit der RS 90 ist besser als $0,1^{\circ}\text{C}$ bis in Höhen von 30 km (10 hPa), wie von LUERS [7] gezeigt wird.

Messungen der relativen Feuchte bzw. des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses liegen aus diesem Höhenbereich über Lindenberg nicht vor. Allerdings zeigen ca. 20-jährige Messungen mit einem Frostpunkthygrometer in den mittleren Breiten (40°N , 105°W) über Boulder [4] eine Zunahme von 10% des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses, d.h. ca. 0,4 ppmv pro Dekade (bei einem Basiswert von ca. 4 ppmv im Jahr 1980). Diese Zunahme des Wasserdampfes bei ca. 20 km ist zusätzlich mit der genannten Temperaturabnahme gekoppelt, wodurch es dann zu einer verstärkten Zunahme der relativen Feuchte kommen muß. Damit nimmt die Häufigkeit der Bedingungen für das Entstehen stratosphärischer Wolken zu.

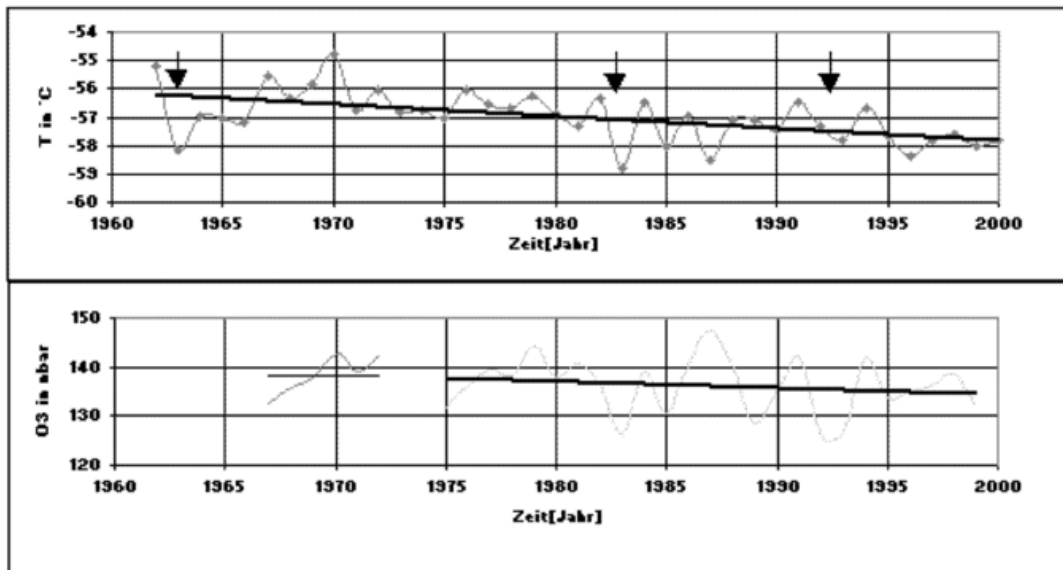


Abb. 3a Temperatur und Ozonpartialdruck bei 50 hPa.

In der oberen Troposphäre, direkt unterhalb der Tropopause bei 300 hPa (ca. 9 km), wird eine vergleichsweise (zu 50 hPa) geringfügige Temperaturzunahme von $0,1^{\circ}\text{C}$ pro Dekade festgestellt (Abb. 3b). Die Abnahme des Ozonpartialdruckes mit $1,3$ nbar pro Dekade ist absolut in gleicher Größenordnung wie in der Stratosphäre, relativ dagegen wesentlich stärker, wenn von einem Bezugswert von etwa 30 nbar im Jahr 1980 ausgegangen wird.

In Abb. 3b wird eine *homogenisierte* Zeitreihe der relativen Luftfeuchte für die obere Troposphäre über ca. 40 Jahre vorgestellt. Dabei wurden die generellen Probleme der Homogenisierung von Zeitreihen drastisch sichtbar. In der fast 40-jährigen Messreihe wurden verschiedene Typen von Feuchtesensoren verwendet, d.h. bis 1970 die deutsche Freiberg-Radiosonde mit einer *Haarharfe*, bis 1991 russische Sonden (RKS-2, RKS-5, MARZ 2.2) mit einer *Goldschlägerhaut* und ab 1992 finnische Sonden mit einem sog. *A-Humicap* (kapazitive Polymermessung). Da es in den letzten Jahren gelang, ein sehr genaues Referenz-Feuchtemessverfahren mit einer Absolutgenauigkeit von $\pm 1\%$ im gesamten Temperaturbereich der Troposphäre zu entwickeln [5], [6], konnten rückwirkend zunächst alle RS 80-Aufstiege korrigiert werden. Ausgehend von den Mittelwerten und unter Berücksichtigung der Trends der zeitlich davor liegenden Messperioden „Goldschlägerhaut“, „Haarharfe“ wurde eine korrigierte Feuchtemessreihe aufgebaut. Es ergibt sich eine geringe Feuchteabnahme von $0,8\%$ pro Dekade für die obere Troposphäre. Eine plausible Interpretations-hypothese kann derzeit noch nicht gegeben werden. Auf Grund der Gesamtsituation der Genauigkeit der Feuchtemessungen und der Schwierigkeiten bei der Homogenisierung der drei Teilstücke der Messreihe besteht noch Bedarf an weiteren Untersuchungen.

In der unteren Troposphäre, für die die Druckfläche von 850 hPa (ca. 1,5 km) repräsentativ ist, ergibt sich folgendes Bild (Abb. 3c): Die Temperatur steigt mit $0,1^{\circ}\text{C}$ pro Dekade, dem allgemein anerkannten derzeitigen Erwärmungstrend der bodennahen Erdatmosphäre folgend.

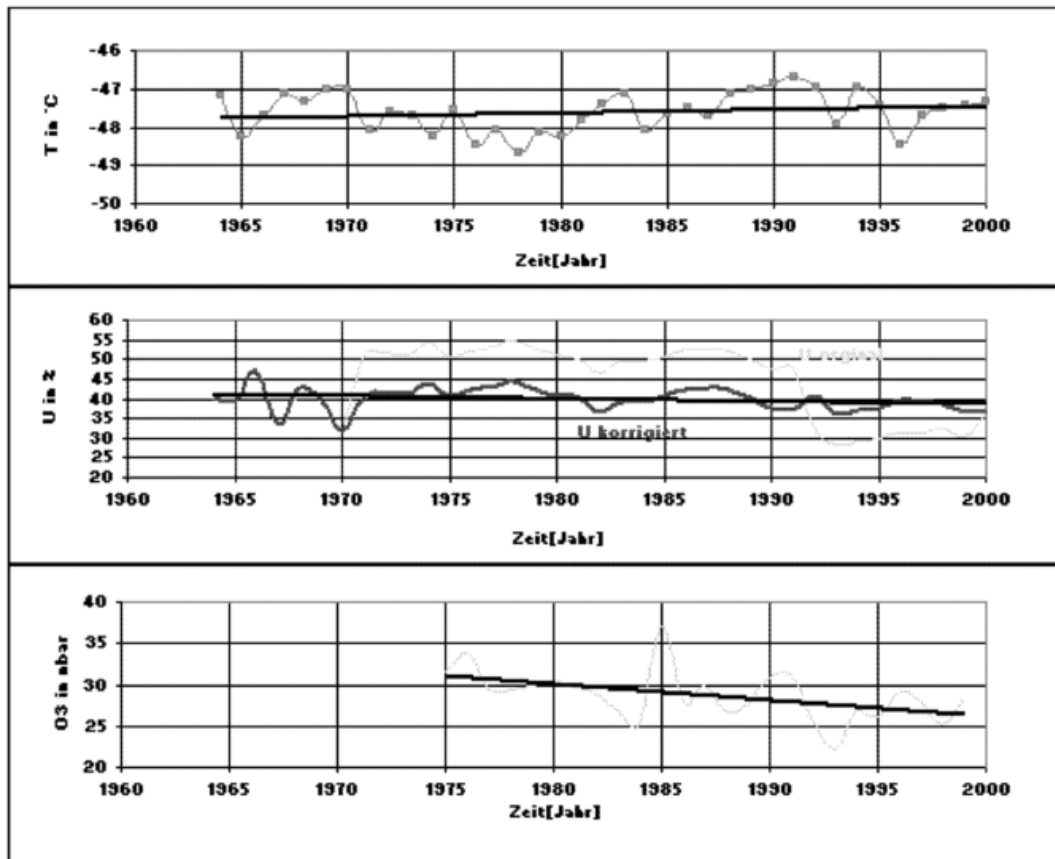


Abb. 3b Temperatur, rel.Feuchte und Ozonpartialdruck bei 300 hPa.

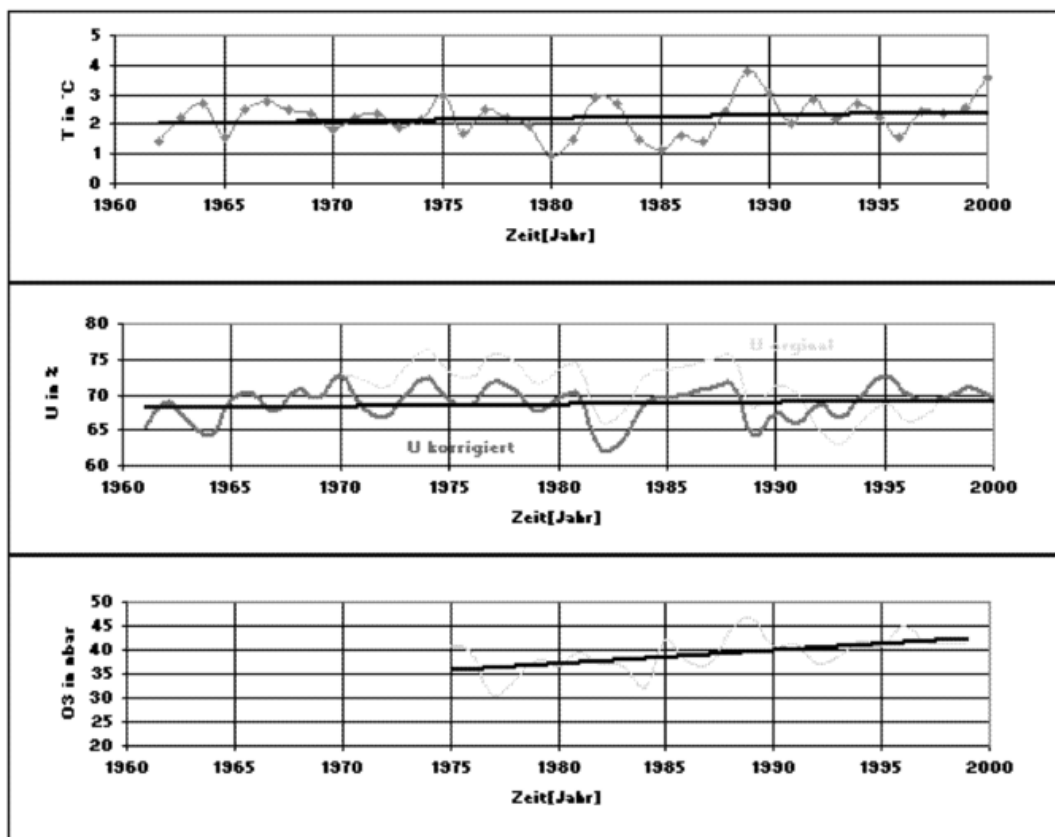


Abb. 3c Temperatur, rel.Feuchte und Ozonpartialdruck bei 850 hPa.

Der Partialdruck des Treibhausgases Ozon nimmt auch zu, und zwar erheblich mit 2,7 nbar pro Dekade, bzw. um 14% in den letzten 20 Jahren, wenn 37 nbar für 1980 als Bezugswert angesetzt werden. Die Ursachen (Zunahme der Stickoxidemissionen) sind bekannt. Auch die relative Feuchte erhöht sich, wie die korrigierte und homogenisierte Messreihe zeigt. Die Gesamtzunahme über 40 Jahre beträgt ca. 1,2%, d.h. 0,3% pro Dekade. Der Mechanismus, der zu einer Zunahme der mittleren relativen Feuchte führt, ist sehr komplex; die generelle Temperaturzunahme sowie zirkulationsbedingte Veränderungen könnten eine Rolle spielen. RAPP [8] konnte für den Wasserdampfpartialdruck in Bodennähe (ca. 2 m über Grund) über Mitteleuropa eine leichte Erhöhung nachweisen.

Literatur

- [1] Allgemeine Meteorologie, 3. Auflage, Deutscher Wetterdienst, Offenbach Mai 1987 ISBN 3-88148-236-9
- [2] The Climate Near the Ground, 5. Ed., R. Geiger, R.H: Aron, P. Todhunter, Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft, Wiesbaden 1995, ISBN 3-528-08948-2
- [3] Die Grundschicht der Troposphäre K. Schneider-Carius, in Probleme der kosmischen Physik, Bd. 26, Geest & Portig Leipzig, 1953
- [4] Increase in lower-stratospheric water vapour at a mid-latitude Northern Hemisphere site from 1981 to 1994 S. J. Oltmans, D.J. Hofmann Nature, Vol 374, March 1995, 146-149
- [5] Improvements in Radiosonde Humidity Profiles Using RS 80/RS 90 Radiosondes of Vaisala U. Leiterer, H. Dier, T. Naebert Beitr. Phys. Atmosph., Nov. 1997, 319 - 336
- [6] Method for Correction of RS 80-A-Humicap Humidity profiles. U. Leiterer, H. Dier, D. Nagel, T. Naebert, D. Althausen, K. Franke Report, Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg, 2000
- [7] Temperature Error of the Vaisala RS 90 Radiosonde J. K. Luers J. of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 14, Dec. 1997, 1520-1532
- [8] Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland J. Rapp Berichte des DWD, Nr. 212, 2000
- [9] Messgeräte und -verfahren zur Vertikalsondierung H. Steinhagen Klimastatusbericht 2000, Deutscher Wetterdienst, Offenbach 2001.

Bodengebundene Fernerkundungssysteme zur Vertikalsondierung

aerologischer Parameter für operationelle Anwendungen

H. Steinhagen

Einleitung

Die Leistungsfähigkeit bodengebundener Fernerkundungsmethoden ist hinsichtlich der verwendeten Interpretationsmethoden und der technischen Ausrüstung in der Vergangenheit wesentlich verbessert worden, so dass derzeit mit verschiedenen Messsystemen ein neuartiger Datentyp bereitgestellt werden kann, der den vertikalen Verlauf von Wind, Temperatur und Wasserdampf mit einer zeitlichen Auflösung im Bereich von 1 bis 60 Minuten beschreibt (Clifford et al., 1994, Engelbart and Steinhagen, 2000). Durch Anwendung dieser neuen Messverfahren werden einerseits neue Möglichkeiten für die Analyse und Interpretation der mesoskaligen Vertikalstruktur der Atmosphäre eröffnet. Andererseits kann durch die Bereitstellung entsprechender Daten für die Validierung und den Antrieb numerischer Vorhersage- und Ausbreitungsmodelle, für synoptische Kurzfristprognosen und Überwachungssysteme sowie für die Parametrisierung mesoskaliger Atmosphärenstrukturen den verschiedenartigen Anforderungen nach zeitlich und räumlich hochaufgelösten Messinformationen entsprochen werden. Dabei ist auch in Zukunft von einer Kombination direkter und indirekter Messverfahren in operationellen Messnetzen auszugehen.

Vorteile bodengebundener Fernerkundungsverfahren

Bei der Erfassung von atmosphärischen Strukturen bis hinunter in den Mikro- α Bereich zeigen die in dem weltweiten operationellen aerologischen Messnetz von ca. 800 Stationen täglich 2 – 4 mal durchgeführten Radiosondenmessungen einige nicht überwindbare methodische Mängel:

- Aufgrund der geringen Aufstiegsgeschwindigkeit der Radiosonde existiert zwischen der Messung in verschiedenen Schichten der Atmosphäre eine Zeitverzögerung. So vergehen bei einer Ballonsteiggeschwindigkeit von $v_A = 5 \text{ m/s}$ zwischen der Erfassung aerologischer Messgrößen in der bodennahen Schicht und einer Höhe von 30 km etwa 100 Minuten. Demzufolge können die atmosphärischen Strukturen in verschiedenen Schichten nicht zeitsynchron erfasst werden.
- Die horizontalen Windkomponenten führen zu einem räumlichen Verdriften der Radiosonde, so dass bei hochaufgelösten Modellen keine vollständigen Profile für einen Gitterpunkt gewonnen werden können. In Abhängigkeit von der horizontalen Windgeschwindigkeit v_H können die Radiosonden um 30 km ($v_H=5\text{m/s}$) bis 120 km ($v_H=20\text{m/s}$) verdriften (s.a. Abb. 1).

- Das standardgemäße Zeitintervall aufeinanderfolgender Radiosondenmessungen von 6 bzw. 12 Stunden ist für die Erfassung mesoskaliger Strukturen nicht ausreichend. Dieses Zeitintervall kann jedoch nur mit erheblichem logistischen Aufwand verringert werden.

Die genannten methodischen Mängel können durch den Einsatz bodengebundener Fernerkundungssysteme wie Windprofiler Radar (WPR), Radio-Akustischen Sondierungssystemen (RASS), Mikrowellenradiometern (MR) und akustischen Sondierungssystemen (Sodar) vermieden werden. Diese Messsysteme ermöglichen die Erfassung vertikaler Wind-, Temperatur- und Wasserdampfprofile in einer vertikalen Luftsäule mit hoher zeitlicher Auflösung von 1 bis 60 Minuten (s.a. Abb. 1). Überdies haben bodengebundene Fernerkundungssysteme für den Einsatz in meteorologischen Messnetzen den Vorteil, dass die laufenden Kosten für eine Messung im Vergleich zur Radiosondierung sehr gering sind und die Erzeugung der meteorologischen Daten, deren Qualitätskontrolle sowie die Systemüberwachung vollautomatisch ohne Bedienpersonal erfolgen kann. Durch Kombination verschiedener bodengebundener Fernerkundungssysteme ist es möglich, alle mit einer Radiosonde gemessenen meteorologischen Parameter bereitzustellen. Der gesamte vertikale Messbereich einer Radiosonde kann jedoch nur durch Kombination von boden- und satellitengebundenen Fernerkundungssystemen erfasst werden.

Bodengebundene Vertikalsondierung meteorologischer Parameter

In den vergangenen 20 Jahren wurden Windprofiler-Radar (WPR), die eine Messung von Vertikalprofilen des Windvektors mit hoher zeitlicher Auflösung auf der Grundlage der Rückstreuung von in die Atmosphäre abgestrahlten elektromagnetischen Wellen ermöglichen, zunehmend in der meteorologischen Forschung eingesetzt. Durch die erfolgreiche Implementierung des amerikanischen Windprofiler- Demonstrationsnetzes (NOAA, 1994) sowie eines europäischen, experimentellen Netzwerkes von WPR, das 1997 im Rahmen von FASTEX (Fronts and Atlantic Storm Track Experiment) und CWINDE (COST Wind Initiative for a Network Demonstration in Europe) von der europäischen COST 76 Aktion erstmals getestet wurde, konnten die Vorzüge eines operationellen Einsatzes dieser neuartigen Systeme aufgezeigt werden. Es gibt 3 WPR-Grundtypen, die in den Frequenzbereichen bei 50, 400 oder 1000 MHz arbeiten. In Abhängigkeit von diesen Frequenzen erfassen WPR verschiedene Höhenbereiche der Atmosphäre, die typisch mit 1,5-25 km (50 MHz), 0,5-16 km (400 MHz) oder 0,1-3 km (1000 MHz) angegeben werden können (Clifford et al., 1994). In Deutschland sind für diese Anwendungen Frequenzen von 53.5, 482 und 1290 MHz vorgesehen.

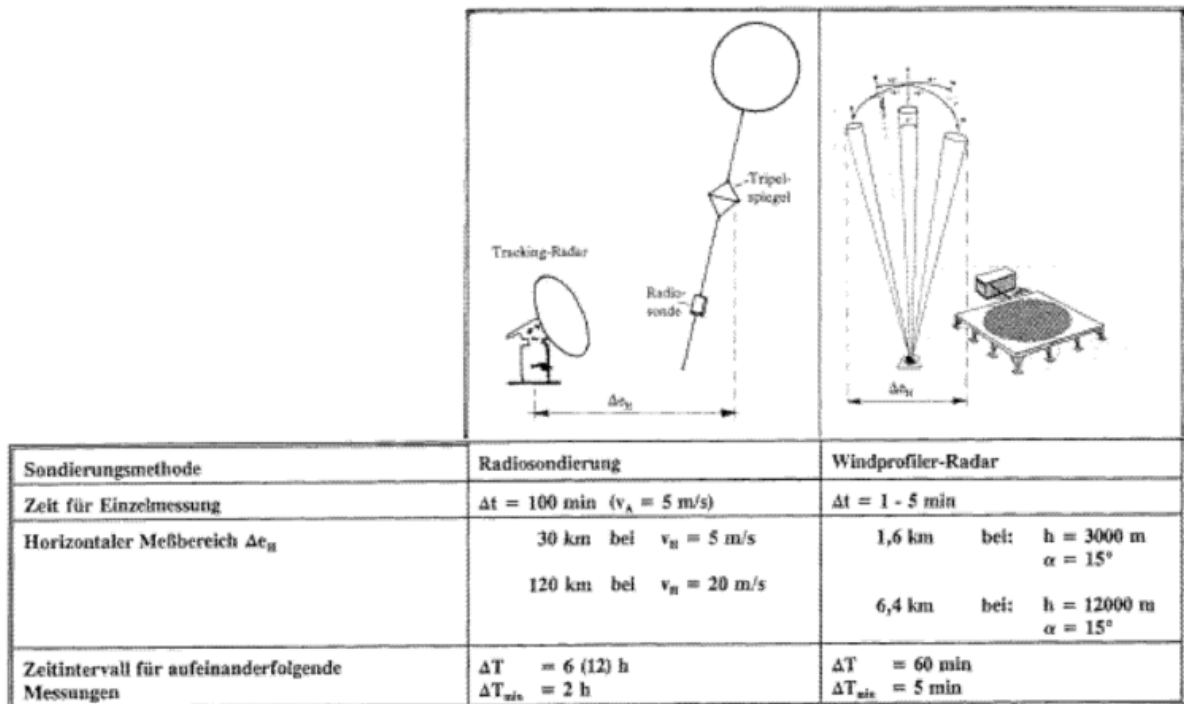


Abb. 1 Vergleich von Radiosondierung und bodengebundener Fernerkundung, speziell Windprofiler Radar, hinsichtlich der Zeit für eine einzelne Messung im gesamten vertikalen Messbereich, des horizontalen Messbereiches und des Zeitintervalls für aufeinanderfolgende Messungen.

Mit den Erprobungen der ersten europäischen 1290 MHz und 482 MHz WPR am Meteorologischen Observatorium Lindenberg (MOL) wurden die Voraussetzungen für den operationellen Einsatz dieser neuartigen Systeme im DWD geschaffen (Engelbart et al., 1996; Steinhagen et al., 1998). Das aufgrund seines Höhenmessbereiches für operationelle Anwendungen in Wetterdiensten prädestinierte 482 MHz WPR, arbeitet mit verschiedenen Höhen- und Zeitaufösungen. Typisch sind vertikale Auflösungen von 250 und 500 m. Dabei kann ein vertikaler Messbereich von 0,5-16 km mit einer 80%-Verfügbarkeit bei 12,8 km erfasst werden. Langzeitvergleiche der Windmessung mit dem 482 MHz WPR und entsprechenden Radiosondenmessungen zeigten, dass die Differenz der Horizontalgeschwindigkeit kleiner als 0,4 m/s im unteren und 0,7 m/s im oberen Höhenbereich und somit geringer als die durchschnittliche Messgenauigkeit beider Systeme ist (Görsdorf, 2000). Windmessungen in Höhen bis 500 m können vorteilhaft aus Sodarmessungen mit einer vertikaler Auflösung von ca. 20 m gewonnen werden (Engelbart et al., 1999).

Auf der Grundlage der Rückstreuung elektromagnetischer Wellen an akustischen Wellenstrukturen, die in die Atmosphäre ausgesandt wurden, können Vertikalprofile der virtuellen Temperatur mit hoher vertikaler und zeitlicher Auflösung gewonnen werden. Derartige Radio-Akustische Sondierungssysteme (RASS) können als Ergänzung sowohl zu einem WPR als auch zu einem Sodar implementiert und operationell betrieben werden. Dabei beruht die Bestimmung der Temperatur auf dem Zusammenhang zwischen Schallgeschwindigkeit und virtueller Temperatur. Der vertikale Messbereich von RASS wird in erster Linie durch die atmosphärische

Dämpfung akustischer Wellen bestimmt und beträgt etwa 0,4–4 km für das 482 MHz WPR/RASS und 30–300 m für ein Sodar/RASS (Steinhagen et al., 1998; Engelbart et al., 1999).

In den vergangenen 10 Jahren wurden auch Fernerkundungstechnologien entwickelt, um den für den Ablauf atmosphärischer Prozesse wichtigen Parameter Wasserdampf mit hoher zeitlicher Auflösung zu erfassen. Für wetterdienstliche operationelle Anwendungen hat sich der Einsatz von Mehrkanal-Mikrowellenradiometern, sogenannten Mikrowellenradiometer-Profilern (MRP), als besonders zweckmäßig erwiesen, weil diese Systeme unter Allwetterbedingungen, mit Ausnahme bei Regen, zuverlässig betrieben werden und überdies, unter der Voraussetzung der Implementierung entsprechender Empfangskanäle, neben Wasserdampfprofilen auch Vertikalprofile der Temperatur und des Flüssigwassers bereitstellen können.

Wegen der Bedeutung des Wasserdampfes für den Wasserhaushalt der Atmosphäre ist auf Vorschlag der Leitung des WCRP (World Climate Research Programme) vorgesehen, am MOL einen Validierungspunkt für boden- und satellitengebundene Fernerkundungssysteme zur Sondierung des Wasserdampfes im Rahmen des „Global Water Vapour Project“ (GVaP) zu errichten. Mit der Implementierung eines MRP am MOL wurde ein erster wichtiger Schritt zur Erweiterung des MOL-Messprogramms zu einer GVaP-Referenzstation getan.

Integrierte Fernerkundungssysteme

Die Bereitstellung von Vertikalprofilen des Windes, der Temperatur und des Wasserdampfes mit hoher zeitlicher und vertikaler Auflösung kann nur durch Kombination verschiedener bodengebundener Fernerkundungssysteme erfolgen (Steinhagen et al. 2000), wie z.B. durch Kombination von WPR, RASS und MRP.

Abb. 2 zeigt ein integriertes Fernerkundungssystem bestehend aus 2 WPR jeweils kombiniert mit RASS, einem Sodar/RASS und einem MRP, wie es am MOL implementiert wurde, um für den Referenzpunkt der „Lindenberger Säule“ sich ergänzende und z.T. überlappende Messinformationen in hoher zeitlicher und angepasster vertikaler Auflösung als Langzeitmonitoring bereitzustellen. Alle Messdaten werden in der Datenbank „Lindenberger Säule“ gespeichert und stehen dort für weitere Auswertungen und Validierungen zur Verfügung. Für Echtzeit-Nutzer werden die WPR-/RASS-Daten auch real-time zum europäischen WPR-Datenzentrum nach Bracknell/UK sowie für die regionale Vorhersage zum RZ Potsdam und zur Fww Tempelhof übertragen. Real-time-Daten der MOL-WPR werden neben anderen europäischen WPR auch im Internet unter <http://www.meteo.gov.uk/sec5/sec5pg5.html> präsentiert.

Ausgehend von dem erreichten Entwicklungsstand bei der Anwendung von WPR/RASS hat der Deutsche Wetterdienst im Rahmen des Projektes „Messnetz 2000“ entschieden, sein aerologisches Messnetz mit den sehr aufwendigen Ballonsondierungen durch zeitlich höher auflösende 482 MHz WPR-/RASS-Messungen zu ergänzen, so dass ab 2002-2004 die Bereitstellung dieser Messinformationen im aerologischen Messnetz des DWD vorgesehen ist (Lehmann et al., 1999; Lehmann et al. 2000).

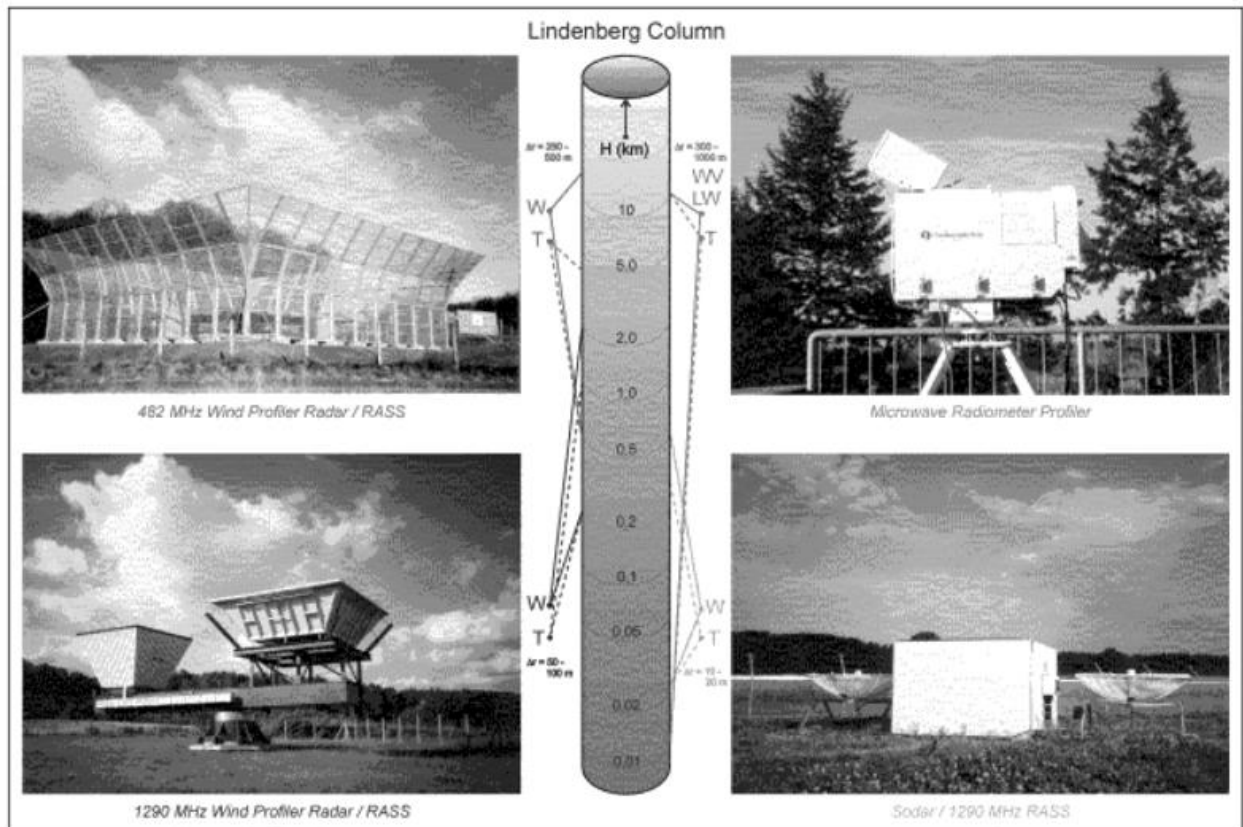


Abb. 2 Integriertes bodengebundenes Fernerkundungssystem bestehend aus 482 MHz WPR/RASS (links, oben), 1290 MHz WPR/RASS (links, unten) Sodar/ 1290 MHz RASS (rechts, unten) und MRP (rechts, oben) zur Vertikalsondierung des Windes (W), der Temperatur (T), des Wasserdampfes (WV) und des Flüssigwassers (LW) innerhalb der „Lindenger Säule“ mit einer zeitlichen Auflösung von 1 - 60 Minuten und einer variablen vertikalen Auflösung von Δr .

In Tabelle 1 sind für die am MOL implementierten bodengebundenen Fernerkundungssysteme aus Abb. 2 die wesentlichen anwenderspezifischen Merkmale (vertikaler Messbereich, vertikale Auflösung und Mittelungsintervall) im Vergleich zur Radiosondenmessung angegeben.

System	Vertikaler Messbereich			Vertikale Auflösung	Mittelungsintervall		
	Wind	Temp	Wasserdampf		Wind	Temp	Wasserdampf
Sodar/RASS	20-400m	30-300m	-	20m	10min	10min	-
1290 MHz WPR/RASS; Low-Mode	0,2-2km	0,2-1,0km	-	100m	25min	5min	-
482 MHz WPR/RASS; Low-Mode	0,5-7,5km	0,4-3km	-	250m	25min	5min	-
482 MHz WPR/RASS; High-Mode	2,6-16km	--	-	500m	25min	-	-
MWR	-	0,1-10km	0,1-10km	0,3-1km	-	10min	10min
Rawinsonde	0,3-35km	0-35km	0-35km	50-100m	-	-	-

Tab. 1 Vertikaler Messbereich, vertikale Auflösung und Mittelungsintervall bodengebundener Fernerkundungssysteme und der Radiosondenmessungen.

Fallbeispiel von Messungen bodengebundener Fernerkundungssysteme

Abb. 3 zeigt ein Fallbeispiel halbstündlich gemittelter 482 MHz WPR-Messungen als Zeit-Höhendarstellung vom 21.11.–22.11.2000, (12:00 UTC). In dieser Darstellung ist die Messung im „Low-Mode“ (vertikale Auflösung: 250 m; Höhenmessbereich: 0.5-7.5 km) mit der Messung im „High-Mode“ (vertikale Auflösung: 500 m; Höhenmessbereich: 2.6-16 km) kombiniert. Die Wettersituation an diesen Tagen war einerseits durch das über den Britischen Inseln liegende Tief TRACY und den nachfolgenden Wirbel WINNIE, der TRACY vollkommen in seine Zirkulation aufnahm und andererseits durch ein ausgeprägtes Hochdruckzentrum im Raum Murmansk/Archangelsk gekennzeichnet, das einen Kerndruck von mehr als 1040 hPa aufwies. Die okkludierenden Fronten der Tiefdruckgebiete kamen zunächst am 21.11. außerordentlich schnell nach Osten voran. In Abb. 3 ist der Jet am 21.11 von 12:00 bis 19:00 UTC im Höhenbereich von 6 bis 9.5 km mit einer maximalen Windgeschwindigkeit von ca. 40 m/s bei 7 km und süd-südwestlichen Windrichtungen deutlich zu erkennen. Im Höhenbereich bei 7 km drehte die Windrichtung am 21.11. zwischen 19:00 und 22:00 von Südwest auf Nordwest. Mit dem Durchgang eines Höhentrogens zwischen 21:00 des 21.11. und 01:00 des 22.11. trat im Höhenbereich um 7 km eine maximale Windgeschwindigkeit von 32 m/s auf.

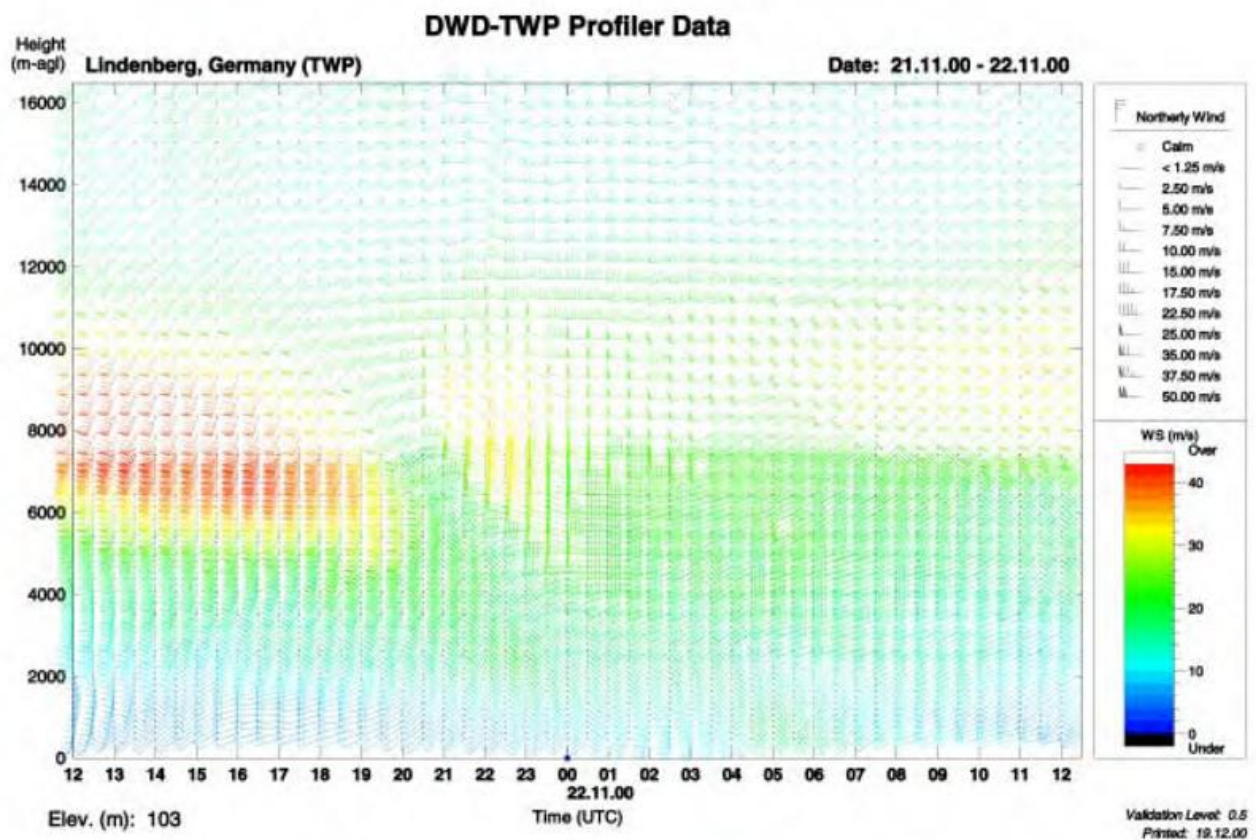


Abb. 3 Zeit-Höhendarstellung von halbstündlich gemittelten Windmessungen im Low- und High-Mode des 482 MHz WPR vom 21. November 2000, 12:00 UTC bis 22. November 12:00 UTC.

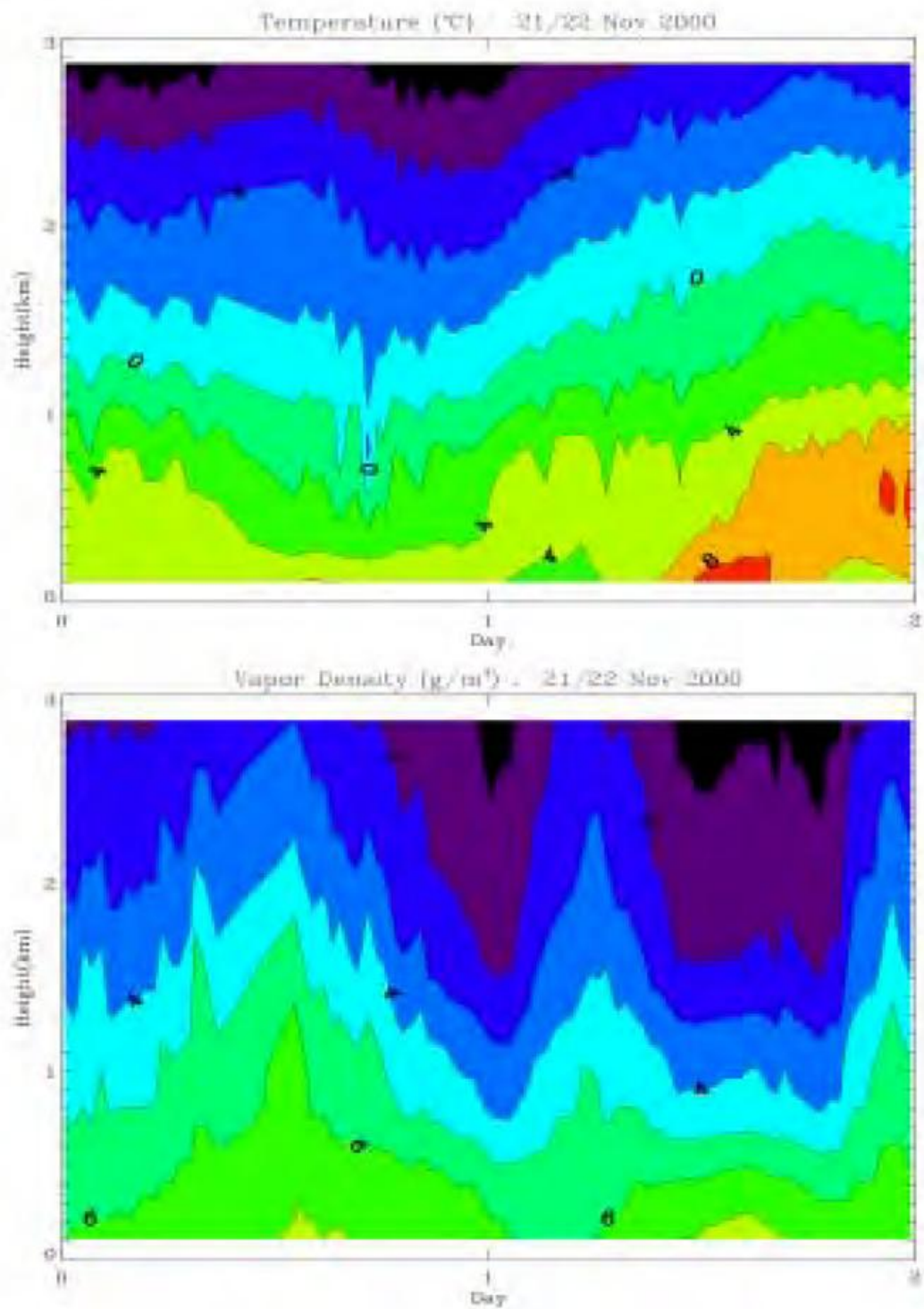


Abb. 4 Zeit-Höhendarstellung von halbstündlich gemittelten Temperatur- (oben) und Wasserdampfmessungen (unten) des Mikrowellenradiometer-Profilers vom 21. November 2000, 00:00 UTC bis 22. November 24:00 UTC.

Nach dem Trogdurchgang drehte der Höhenwind wieder auf südwestliche Windrichtungen zurück und die Windgeschwindigkeit verringerte sich in diesem Höhenbereich auf Werte um 20 m/s.

Abb. 4 zeigt die Zeit-Höhendarstellung der Temperatur (oben) und des Wasserdampfes (unten) aus halbstündlich gemittelten Messungen mit dem MRP für das betrachtete Fallbeispiel vom 21./22. November 2000. Das Eintreffen der okkludierenden Front des Tiefs TRACY am 21.11. gegen 15:00 ist besonders gut an dem Temperaturrückgang in 1 km Höhe zu erkennen. Nachfolgend werden durch die Winddrehung auf Südwest wieder wärmere Luftmassen zugeführt. Der Verlauf des Wasserdampfes (Abb. 4, unten) zeigt einen im wesentlichen durch die Advektion bestimmten Verlauf. Mit der Winddrehung von südwestlichen auf westliche Richtungen werden trockenere Luftmassen herangeführt, die am 21.11. bei 1 km Höhe zwischen 12:00 UTC und 24:00 zu einem Abfall des Wasserdampfes von 6 auf 3 g/m³ führen. Durch die am 22.11. ab 00:00 UTC wiederum aus Südwest herangeführten feuchteren Luftmassen nimmt der Wasserdampfgehalt in Höhen bis zu 3 km wiederum zu.

Wie in diesem Fallbeispiel demonstriert, können im Gegensatz zu den Radiosondenmessungen durch halbstündlich gemittelte Messungen mit dem 482 MHz WPR und dem MRP, insbesondere bei hoher atmosphärischer Variabilität, die realen Wind-, Temperatur- und Wasserdampffelder mit hoher zeitlicher Auflösung exakt beschrieben werden.

Literatur

- Clifford, S.F., J.C. Kaimal, R.J. Lataitis, and R.G. Strauch: Ground-based Remote Profiling in Atmospheric Studies: An Overview, *Proc.IEEE*, 82, 313-355, 1994.
- Engelbart, D., H. Steinhagen, U. Görzdorf, J. Lippmann, and J. Neisser: A 1290 MHz Profiler with RASS for Monitoring Wind and Temperature in the Boundary Layer, *Contr. Atmos. Phys.*, 69, 63-80, 1996.
- Engelbart, D., H. Steinhagen, U. Görzdorf, J. Neisser, H.J. Kirtzel, and G. Peters: First Results of Measurements with a Newly Designed Phased-Array Sodar with RASS, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 71, 61-68, 1999.
- Engelbart, D.A.M. and H. Steinhagen: Ground-based remote sensing of atmospheric parameters using Integrated Profiling Stations, *Journ. Phys. And Chem.of the Earth*, 2000, in press.
- Görzdorf, U.: Genauigkeit und Verfügbarkeit von Windprofiler-/RASS-Messungen, *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 209, Selbstverlag des DWD, Offenbach am Main, 171, 2000.
- Lehmann, V., U. Görzdorf, H. Steinhagen und M. Jaeneke: Forschungsbericht zur Erprobung des 482 MHz Windprofilers, *Lindenberg*, 268, 1999.
- Lehmann, V., U. Görzdorf, T. Roschke, K.-J. Schreiber, H. Steinhagen und J. Weisbarth: Technische Konzeption für die 482 MHz Windprofiler im Messnetz 2000, *Lindenberg*, 91, 2000.
- NOAA: Wind Profiler Assessment Report and Recommendations for future use, NOAA, Silver Spring, Maryland, 141, 1994.
- Steinhagen, H., J. Dibbern, D. Engelbart, U. Görzdorf, V. Lehmann, J. Neisser, and J. Neuschaefer: Performance of the first European 482 MHz Wind Profiler Radar with RASS under operational conditions, *Meteorol. Zeitschrift*, 7, 248-261, 1998.
- Steinhagen, H. S. Andersson, D. Engelbart, U. Görzdorf, J. Güldner, V. Lehmann, J. Neisser, H. Pisch, and P. Ulrych: Configuration of future operational upper-air remote sensing stations, *Proceedings of 9th Int. Workshop on Techn. and Scientific Aspects of MST Radar and Final COST 76 Wind Profiler Workshop*, Toulouse, 2000, in press.

Routinemäßige aeroklimatologische Produkte des Deutschen Wetterdienstes

H. Nitsche

Einleitung

Mit der Neuorganisation des DWD und der Einführung des Themenschwerpunkts Klimaüberwachung wurden im Rahmen der Bearbeitung der aerologischen Daten neue Produkte entwickelt bzw. Änderungen an bestehenden Produkten vorgenommen, die sowohl dem Schwerpunkt Klimaüberwachung als auch der technischen Entwicklung der Daten der freien Atmosphäre Rechnung tragen. Im folgenden werden die schon lange eingeführten Produkte (CLIMAT TEMP und Deutsches Meteorologisches Jahrbuch – Aerologischer Teil) sowie auch neuere Produkte (Monatliche Produkte zur Klimaüberwachung im Internet und regelmäßige Beiträge zum Klimastatusbericht) vorgestellt. Mit Ausnahme des Deutschen Meteorologischen Jahrbuches sind alle Produkte sogenannte Sofortprodukte, d.h. sie werden aus dem Datenmaterial erstellt, das aus den im GTS verbreiteten Meldungen in das Zeitreihenarchiv überführt wurden. Dabei werden diese Meldungen mit einem Computerprogramm auf formale und inhaltliche Fehler überprüft. Nicht plausible Aufstiege werden automatisch zurückgewiesen. Im Rahmen der Bearbeitung des Deutschen Meteorologischen Jahrbuches werden zusätzlich noch – sofern möglich – fehlende Daten ergänzt und ggf. noch vorhandene Fehler beseitigt. Dabei wird auf das per Post von den einzelnen Stationen auf Disketten eingegangene Datenmaterial zurückgegriffen.

CLIMAT TEMP

Der CLIMAT TEMP ist ebenso wie die CLIMAT-Meldung ein WMO-Fernmelde-Code für die Übermittlung monatlicher Mittelwerte. Aus Daten der täglichen Radiosondenaufstiege zu den Terminen 00 und 12 Uhr UTC werden für 9 deutschen Radiosondenstationen monatliche Mittelwerte an den Hauptdruckflächen berechnet und global verbreitet. Diese Daten werden in „Monthly Climatic Data for the World“ veröffentlicht.

Monatliche Produkte zur Klimaüberwachung im Internet

Die monatlichen Produkte zur Klimaüberwachung sollen einen schnellen Überblick über charakteristische klimatische Eigenschaften des gerade vergangenen Monats geben. Man findet diese Produkte im Internet unter <http://www.dwd.de/research/kliis/produkte/Monitoring> und weiter unter „Resultate der Klimaüberwachung in Deutschland“

Für die freie Atmosphäre werden derzeit monatlich zwei verschiedenartige Produkte bereitgestellt:

- Stationsmodelle für Mittelwerte aus speziellen markanten Punkten
- Thermohygrogramme

Stationsmodelle für Mittelwerte aus speziellen markanten Punkten

Stationsmodelle sind Darstellungen stationsspezifischer Ergebnisse in Symbolform analog wie auf einer Boden- oder Höhenwetterkarte. Während monatliche Mittel- und Extremwerte der Standarddruckflächen an anderer Stelle verfügbar sind (z.B. CLIMAT TEMP) werden hier Werte markanter Punkte bearbeitet. Verwendet werden die Aufstiege der beiden Termine 00 und 12 Uhr UTC.

Es werden 4 Stationsmodelle gezeigt:

- Für die 1. Tropopause
- Für die 2. Tropopause
- Für den 1. Maxwind
- Für die Grenzschicht

Markante Punkte

Die gemessenen vertikalen Profile der atmosphärischen Zustandsgrößen werden für die Verbreitung im internationalen Fernmeldenetz nach einheitlichen Kriterien, die seit Jahrzehnten im Wesentlichen unverändert sind, ausgewertet. Bei dieser Auswertung werden die Werte einerseits an festen Druckstufen (Hauptdruckstufen) und andererseits an markanten Punkten bestimmt. Markante Punkte sind „Knicke“ im Vertikalprofil. Für die Bestimmung markanter Punkte gibt es ebenfalls international festgelegte Kriterien in dem Sinne, dass eine bestimmte Mindestgenauigkeit erreicht wird, wenn man aus den markanten Punkten zwischenliegende Flächen interpoliert.

Tropopause

Die Tropopause ist die Trennschicht zwischen der Troposphäre, in der sich hauptsächlich unser Wettergeschehen abspielt und der Stratosphäre, in der andere, aber für Witterung und Klima ebenfalls höchst wichtige Prozesse stattfinden. Die Tropopause liegt über polaren Breiten bei rund 8 km Höhe und über den Tropen typischerweise bei ca. 17 km. In mittleren Breiten findet man die erste (untere Tropopause) in ca. 10 km Höhe. Oftmals findet man hier jedoch darüber noch eine zweite Tropopause, d.h. in unseren Breiten liegen häufig eine polare und eine subtropische Tropopause übereinander. Troposphäre und Stratosphäre stehen in Wechselwirkung miteinander, wobei solche sogenannten Tropopausensprünge eine wichtige Rolle spielen.


	<p>Dies Stationsmodell zeigt den mittleren Windvektor (Windfahnen-Symbol), die mittlere Lufttemperatur (TM in Grad Celsius), den mittleren Luftdruck (PM in hPa) und das mittlere Geopotential (HM in gpm) für die erste Tropopause:</p>
---	--

Abb. 1a Stationsmodell für die 1. Tropopause.


	<p>Dies Stationsmodell zeigt den mittleren Windvektor (Windfahnen-Symbol), die mittlere Lufttemperatur (TM in Grad Celsius), den mittleren Luftdruck (PM in hPa) und das mittlere Geopotential (HM in gpm) für die zweite Tropopause und zusätzlich das mittlere Geopotential (HM_{1/2}) der ersten Tropopause für die Auswahl der Fälle mit einer zweiten Tropopause:</p>
---	--

Abb. 1b Stationsmodell für die 2. Tropopause.


	<p>Dies Stationsmodell gibt den mittleren Windvektor (Windfahnen-Symbol), den mittleren Luftdruck (PM in hPa) und das mittlere Geopotential (HM in gpm), sowie zusätzlich den Tag (TT), das Geopotential (HX), den Druck (PX) und die (skalare) Geschwindigkeit (FX in m/s) des höchsten Wertes des jeweils ersten Maxwindes.</p>
--	---

Abb. 1c Stationsmodell für den 1. Maxwind.


	<p>Dies Stationsmodell zeigt den mittleren Windvektor (Windfahnen-Symbol) in 850 hPa, die Anzahl (A_{Bi}) der aufgetretenen nächtlichen Bodeninversionen und ihre mittlere Mächtigkeit (MBI in m), die Anzahl (A_{Hi}) der aufgetretenen mittäglichen abgehobenen Inversionen und ihre mittlere Untergrenze (MHI in m) sowie die mittlere maximale Mischungsschichtdicke (ZM in m).</p>
---	---

Abb. 1d Stationsmodell für die Grenzschicht.

Die 4 Stationsmodelle werden für 4 ausgewählte Stationen auf je einem Blatt gezeigt:

- Schleswig (10035)
- Lindenberg (10393)
- Essen (10400)
- Stuttgart (10739)

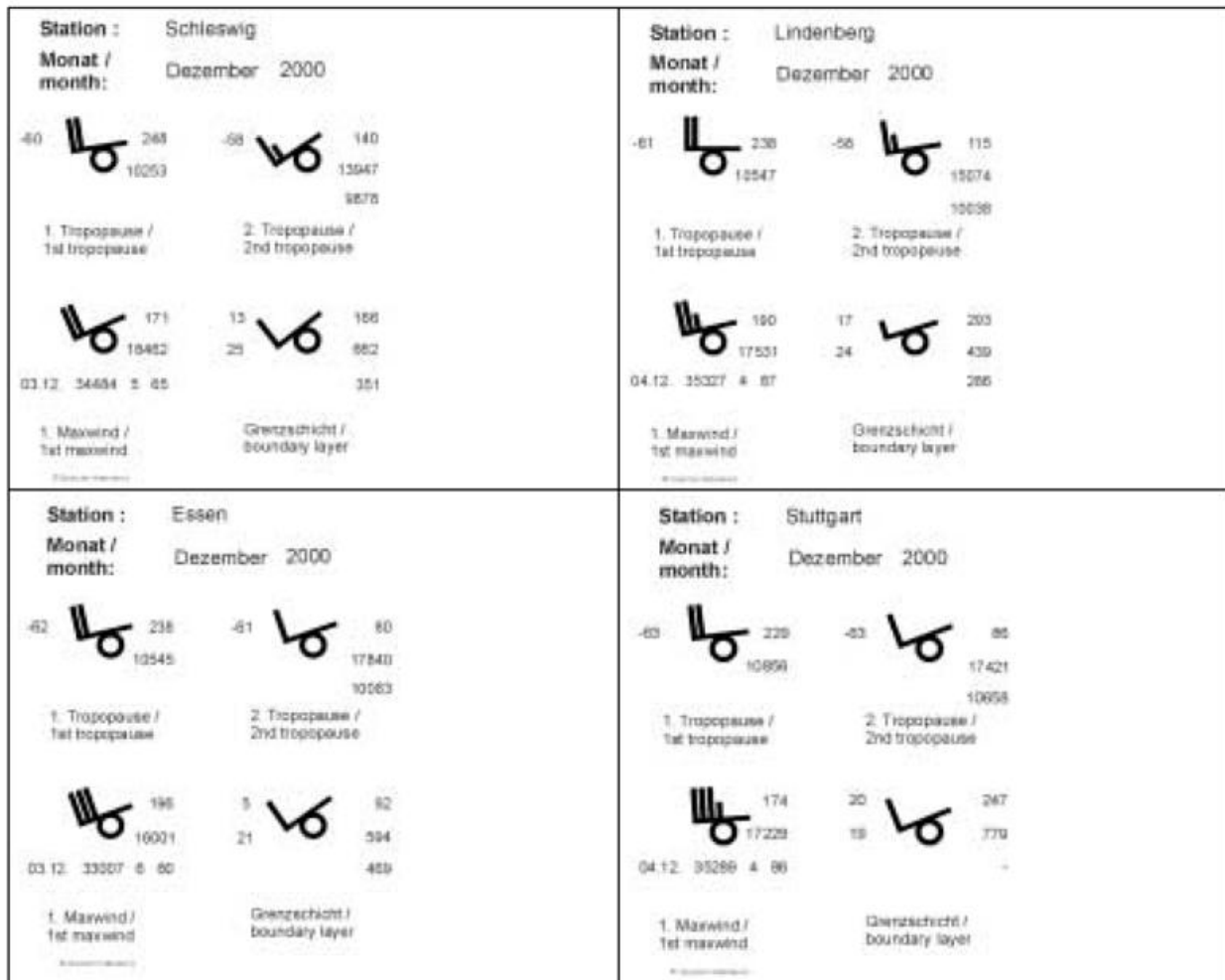


Abb. 2 Stationsmodelle für 4 Stationen.

Thermohygrogramme

Mit dem Thermohygrogramm haben wir eine Parallele in der freien Atmosphäre zum Thermopluviogramm am Boden. Ursprünglich ist ein Thermohygrogramm der Registerschrieb eines Thermohygrographen. Wir verwenden diesen Begriff hier jedoch in folgender Weise: das Thermohygrogramm zeigt die Abweichung der mittleren Schichtmitteltemperatur und des mittleren niederschlagbaren Wassers derselben Schicht im betrachteten Monat zur WMO-Referenzperiode 1961-1990. Die x-Achse gilt für die Temperaturabweichungen, die y-Achse gilt für die Abweichungen des niederschlagbaren Wassers. Jeder Wert in dieser x/y-Ebene ist mit einem vom Ursprung (0,0) ausgehenden Pfeil gekennzeichnet. Es werden 4 ausgewählte Stationen (Schleswig, Lindenberg, Essen und Stuttgart) in einem Bild gezeigt. Es gibt drei Thermohygrogramme für die folgenden Schichten der unteren, der mittleren und der oberen Troposphäre:

- Boden bis 700 hPa
- 700 bis 500 hPa
- unter 500 hPa

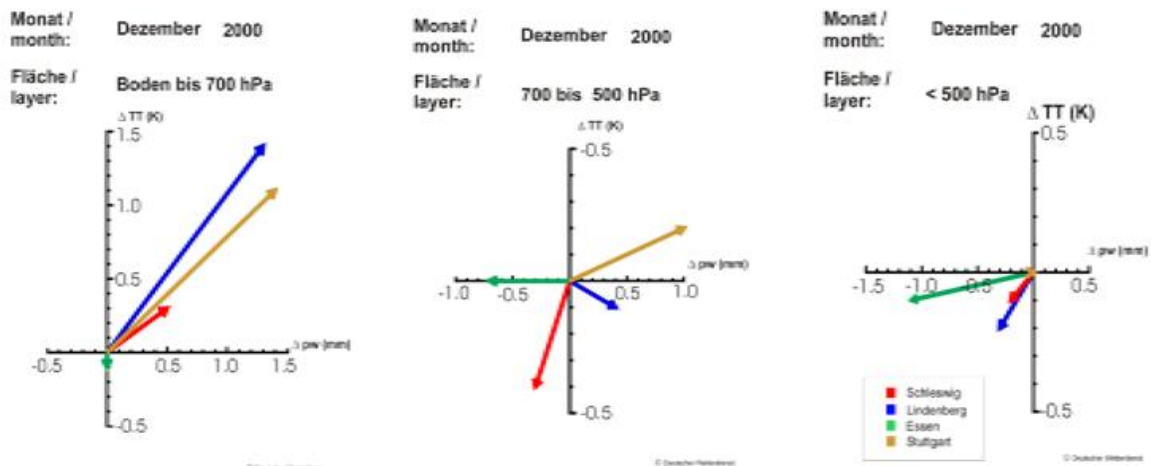


Abb. 3 Thermohygrogramme für 3 Schichten; bezogen auf WMO - Referenzperiode 1961 - 1990.

Im Dezember 2000 war es in der unteren Schicht zwischen Boden und 700 hPa überwiegend zu feucht und zu warm. In der mittleren Troposphäre war es im Norden und Westen etwas zu trocken, im Süden und Osten zu feucht und im Norden eher zu kühl, im Süden etwas zu warm. Die obere Troposphäre war insgesamt etwas zu kühl und trocken.

Der Klimastatusbericht

Der Klimastatusbericht enthält in seinem jährlich wiederkehrenden Teil einen Beitrag „Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre“. Die folgende Tabelle gibt eine Übersicht über die regelmäßigen Abschnitte und ihre Inhalte:

Abschnitt	Inhalt
Zirkulation und Höhenwind	Monatliche Windvektoren und Beständigkeit an 14 Hauptdruckstufen; zwei Stationen; Normierte Abweichungen der monatlichen Windvektoren vom 30-jährigen Mittel
Sommerliche Ostwindperioden	Eintritt und Dauer der sommerlichen stratosphärischen Ostwindzirkulation; Tabellarisch für 8 Radiosondenstationen für 20 und 50 hPa; graphisch für die jeweils letzten 25 Jahre und die Druckflächen 10, 30 und 70 hPa über Stuttgart.
Windmaxima im Winterhalbjahr	Monatliche Anzahl der Fälle mit erstem Windmaximum über 40 m/s im Winterhalbjahr, seit dem Winter 1974/1975. Wird alle zwei Jahre verlängert.
Monatsmittelwerte der Lufttemperatur	Abweichungen der mittleren Lufttemperatur (Mittelwert über 8 Radiosondenstationen) in 500 hPa und 50 hPa von 30-jährigen Mittel in den Jahreszeiten.
Temperaturminima in der Stratosphäre	Ereignisse extremer Temperaturminima (mindestens -80°C), aller Radiosondenstationen des Gemeinsamen Meßnetzes in Deutschland

Tab. 1 Übersicht über die Inhalte der regelmäßig wiederkehrenden Produkte aus Daten der freien Atmosphäre im Klimastatusbericht.

Die Ermittlung der sommerlichen Ostwindperiode erfolgt in zwei Schritten:

- zuerst wird anhand der mittleren monatlichen Windvektoren der Zeitabschnitt grob festgelegt. Dabei wird zur Bedingung gemacht, daß die Beständigkeit des Windes mindestens 50% beträgt;
- danach werden mittlere tägliche Windvektoren herangezogen, um die Periode am Anfang und am Ende zu verlängern.

Das Auswertekriterium für die sommerliche stratosphärische Ostwindzirkulation in dieser Form ist eine etwas willkürliche pragmatische Festlegung. Auch ist es nicht unempfindlich gegenüber leider immer wieder vorkommenden Datenlücken. Deshalb ist natürlich von Interesse, ob diese Auswertung in sinnvoller Beziehung zu anderen Auswertungen des Wechsels von der Winter- zur Sommerzirkulation in der Stratosphäre steht. Von der Freien Universität Berlin wird das Eintrittsdatum der sommerlichen Ostwindzirkulation seit dem Winter 1957/1958 verfolgt (Labitzke, pers. Mitt.). In Abbildung 4 sind die Zeitreihe der von der FU Berlin bestimmten Eintrittstage und die Zeitreihen der aus Daten von Schleswig bzw. Stuttgart für 30 hPa ermittelten Eintrittstage dargestellt. Das Eintrittsdatum an den deutschen aerologischen Stationen liegt gemäß ihrer geographischen Breite systematisch später als bei Daten der FU Berlin, die aus zonalen Mittelwerten in 60 Grad Nord ausgewertet werden. Mit dem Beständigkeitskriterium 50% wird eine mittlere Verspätung um 1-2 Wochen berechnet. Wenn man beispielsweise das Beständigkeitskriterium auf 70% setzt, läßt sich für einzelne Jahre eine Verbesserung der Übereinstimmung erreichen, jedoch nicht insgesamt über den ganzen Vergleichszeitraum. Die systematische Zeitverschiebung vergrößert sich um gut eine Woche. Die jährliche Variabilität stimmt bei beiden Auswertungen recht gut überein.

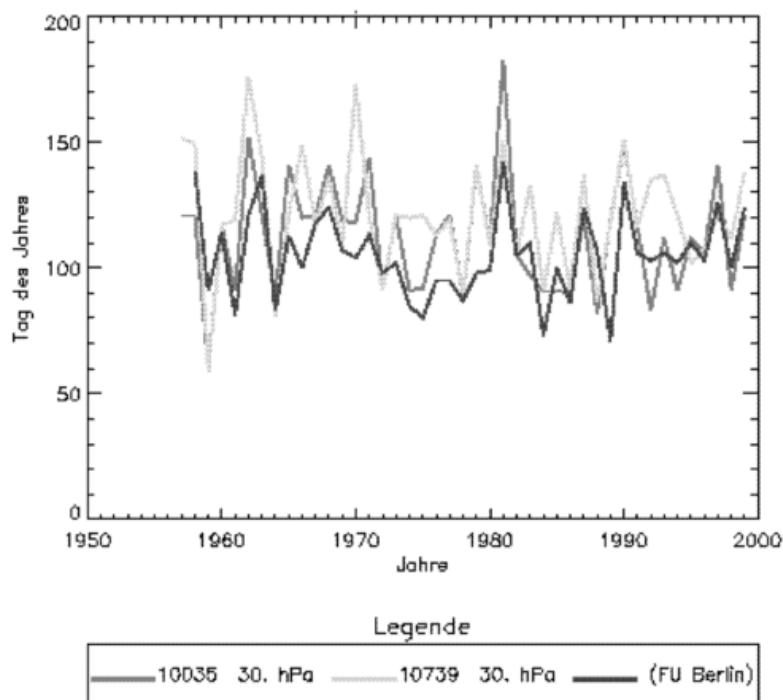


Abb. 4 Vergleich der Zeitreihen des Eintritts der stratosphärischen Ostwindzirkulation an zwei Radiosondenstationen mit der Auswertung der FU Berlin anhand von zonalen Mittelwerten in 60° Nord. (Schleswig und Stuttgart)

Tabelle	Inhalt
Monatliche Mittel- und Extremwerte für Druckstufen (00 und 12 Uhr UTC zusammen)	
Mittelwerte der geopotentiellen Höhe (des Luftdrucks am Boden) und Lufttemperatur	Boden und 15 Druckstufen bis 10 hPa, Monatsmittelwerte und Jahresmittelwert
Maximum und Minimum der Lufttemperatur	Boden und 15 Druckstufen bis 10 hPa, Monatsmittelwerte und Jahresmittelwert
Mittelwerte der relativen Feuchte; Anzahl der Fälle	Boden und 10 Druckstufen bis 100 hPa, Monatsmittelwerte und Jahresmittelwert
Mittlerer Windvektor und skalares Windmittel	Boden und 15 Druckstufen bis 10 hPa, Monatsmittelwerte und Jahresmittelwert
Anzahl der Fälle; getrennt nach Geopotential (bzw. Lufttemperatur) und Wind	Boden und 15 Druckstufen bis 10 hPa, Monatsmittelwerte und Jahresmittelwert
Monatliche Mittel- und Extremwerte für Druckstufen (06 und 18 Uhr UTC)	
Mittlerer Windvektor und skalares Windmittel 06 UTC	Boden und 7 Druckstufen bis 10 hPa, Monatsmittelwerte und Jahresmittelwert
Mittlerer Windvektor und skalares Windmittel 18 UTC	Boden und 7 Druckstufen bis 10 hPa, Monatsmittelwerte und Jahresmittelwert
Anzahl der Fälle um 06 UTC; Anzahl der Fälle um 18 UTC	Boden und 7 Druckstufen bis 10 hPa, Monatsmittelwerte und Jahresmittelwert
Monatliche Werte an ausgewählten markanten Punkten getrennt nach 00 und 12 Uhr UTC	
Absolutes Minimum der Lufttemperatur zwischen Boden und Gipfelhöhe, zugehörige geopotentielle Höhe und Datum	Pro Monat und Jahr
Mittel- und Extremwerte der Gipfelhöhe und zugehörige Lufttemperatur und Luftdruckwerte	Pro Monat und Jahr
Mittel- und Extremwerte der Lufttemperatur, des Luftdrucks und der geopotentiellen Höhe an der 1. Tropopause, Anzahl der Fälle	Pro Monat und Jahr
Mittel- und Extremwerte der Lufttemperatur, des Luftdrucks und der geopotentiellen Höhe an der 2. Tropopause, Anzahl der Fälle	Pro Monat und Jahr
Anzahl der Fälle einer 3. Tropopause	Pro Monat und Jahr
Mittleres und extremes skalares Windmaximum, zugehörige geopotentielle Höhe, Anzahl der Fälle	Pro Monat und Jahr
Mittlere Dicke der Bodeninversion, mittlere Untergrenze der ersten abgehobenen Inversion, mittlere Temperaturgradienten für 3 Schichten, Anzahl der Fälle	Pro Monat und Jahr

Tab. 2 Inhalt des Tabellenteils im Deutschen Meteorologischen Jahrbuch, Teil V .

Das Deutsche Meteorologische Jahrbuch (DMJ)

Das Deutsche Meteorologische Jahrbuch dokumentiert die Meßnetze und Messprogramme des Deutschen Wetterdienstes mit ihrer technischen Entwicklung und stellt der interessierten Öffentlichkeit grundlegendes statistisches Material aufgrund geprüfter Daten bereit.

Im Deutschen Meteorologischen Jahrbuch werden im Teil V die Ergebnisse der aerologischen Aufstiege veröffentlicht. Die Form dieser Veröffentlichung wurde mit dem Berichtsjahr 1995 neu gestaltet. Im Erläuterungsteil sind die routinemäßigen Meßprogramme und die Radiosondentypen der Stationen des Gemeinsamen Messnetzes des Deutschen Wetterdienstes und des Geophysikalischen

Beratungsdienstes der Bundeswehr angegeben, die Ausfalltermine planmäßiger Aufstiege der Stationen des Deutschen Wetterdienstes und besondere Hinweise zum Stationsnetz. Damit ist das Deutsche Meteorologische Jahrbuch eine wichtige Quelle stationshistorischer Information.

Die Neugestaltung war eine Reaktion auf verschiedene Änderungen, die im Stationsnetz, in der Messtechnik und auch in den Aufgaben des Deutschen Wetterdienstes eingetreten waren. Sie betrifft hauptsächlich den Tabellenteil. Die Tabelle 2 gibt einen Überblick über die Tabelleninhalte des DMJ. Die Anzahl der Hauptdruckflächen wurde für alle Zustandsgrößen erhöht; Geopotential, Lufttemperatur und Wind werden bis 10 hPa dargestellt, die relative Feuchte bis 100 hPa. Für die Bildung der Monatsmittelwerte wurden die beiden Pflichttermine 00 und 12 Uhr der TEMP-Meldungen zusammengenommen, während für die Mittelbildung der PILOT-Beobachtungen die Termine 06 und 18 Uhr getrennt behandelt werden; bei diesen Meldungen gibt es häufiger Änderungen im Aufstiegsprogramm. Die Auswertungen der Tropopausen konnten auf 2 Tropopausen und die Zählung der Fälle einer 3. Tropopause erweitert werden. An der Tabelle der Mittel- und Extremwerte in Gipfelhöhe ist der insgesamt erfreulich hohe technische Stand der routinemäßigen Radiosondenaufstiege zu erkennen. So konnte z.B. im Jahr 1998 ein besonders markanter Fall einer plötzlichen stratosphärischen Erwärmung (von Zahn et al., 1998) dokumentiert werden.

Inhaltlich unverändert geblieben sind die Abbildungen „Jährlicher Gang des vertikalen Gradienten der Lufttemperatur nach monatlichen Mittelwerten“ und „Jährlicher Gang des Höhenwindes nach monatlichen Mittelwerten“. Hier hat sich nur im Zusammenhang mit der Anwendung graphischer Software die Darstellungsart ein wenig geändert. Die Abbildungen werden für 4 Stationen (Schleswig im Norden, Stuttgart im Süden, Essen im Westen und Lindenberg im Osten) veröffentlicht.

Ausblick

In Zukunft werden für die Klimaüberwachung auch andere Quellen für Daten der freien Atmosphäre erschlossen werden. Im Rahmen eines Projektes wird daran gearbeitet, unterschiedliche Informationen des atmosphärischen Wasserdampfes aus Satellitenmessungen zu validieren und zu täglichen Profilen an Gitterpunkten zusammensetzen.

Literatur

Von Zahn, U; Fiedler, J; Naujokat, B; Langematz, U; Krueger, K (1998): A note on record-high temperatures at the northern polar stratosphere in winter 1997/1998 Geophysical Research Letters, 25, p 4169-4172

Geschichte der Aerologie in Deutschland

H. Nitsche, A. Jaeger

Einleitung

Die Erforschung der freien Atmosphäre hat schon eine über 100jährige Geschichte. Auch Messungen der Zustandsgrößen mit Geräten an freifliegenden Ballonen werden schon seit über 100 Jahren durchgeführt. 1987 feierte man den 85. Jahrestag der Entdeckung der Stratosphäre, wobei 1902 das Jahr ist, in dem man erkannte, dass die auch schon früher gefundene Temperaturumkehr in rund 10 km Höhe Realität und kein Messfehler ist. Das Vorhandensein langer Reihen aerologischer Daten spiegelt allerdings diese Sachverhalte nicht wider. Die längste Reihe von DV-verfügbaren Daten des Deutschen Wetterdienstes beginnt 1947. Eine 93-jährige Reihe (Monatsmittelwerte der Temperatur und des Geopotentials 1901-1993) für Deutschland wurde nur für Berlin aufbereitet (Pantzke)

Im folgenden Aufsatz sollen historische Daten unter dem Gesichtspunkt zusammengestellt werden, dass das Verständnis des verfügbaren Datenmaterials und die richtige Einschätzung seiner Bedeutung für die Klimaüberwachung erleichtert wird. Mit der Darstellung in mehreren thematischen Tabellen wurde ein Kompromiss zwischen größtmöglicher Information und notwendiger Vereinfachung versucht. Viele interessante Details konnten hier aus Platzgründen nicht berücksichtigt werden. Für Einzelheiten wird auf die entsprechende Literatur verwiesen. Die unten angegebenen Hinweise enthalten z.T. noch umfangreiche Verzeichnisse weiterer Quellen.

Wesentliche Voraussetzung für die Gewinnung einwandfreier Messungen der Temperatur und Luftfeuchte in der freien Atmosphäre war die Entwicklung des Aspirations-Psychrometers durch Assmann (1887). Ein weiterer großer Fortschritt war die Einführung von Gummiballonen 1901 ebenfalls durch Assmann.

Datum	Ereignis
1902	Entdeckung der Tropopause (Tesserenc de Bort; Assmann)
1904 bis 1909	Erforschung der Struktur der Passatschicht (Hergesell)
20er und 30er Jahre des 20.Jhdt.	Entdeckung der Ozonschicht in der Stratosphäre durch Dobson, Goetz und Regener
1952	Entdeckung der plötzlichen Stratosphärenenerwärmung (Berliner Phänomen, Scherhag)
1961	Entdeckung der Richtungswechsel stratosphärischer Winde über dem Äquator mit 26 monatiger Periode (QBO) (Reed et al., Veryard and Edbon)
1964/1965 (IQSY)	Erster Nachweis großräumig vertikaler Kopplungen von Stratosphäre und Mesosphäre
1969	Entdeckung des Zusammenhangs zwischen der Frühjahrsumstellung der stratosphärischen Zirkulation und den plötzlichen Stratosphärenenerwärmungen
1985	Entdeckung des Ozonlochs über der Antarktis (Farman)

Tab. 1 Aeroklimatologisch bedeutsame Entdeckungen.

Zeitabschnitt	Meßtechnik	Mittlere Höhe (rund)	Maximale Höhen
1905-1931	Drachen (Lindenberg)	2300 m bis 4000 m,	4260 m bis 9750 m
1936-1941	Drachen (Lindenberg)	Um 4000 m	7000 m bis 7800 m
1905-1931	Fesselballone (Lindenberg)	1700 m bis 4300 m	2560 m bis 9200 m
1936-1941	Fesselballone (Lindenberg)	3500 m bis 4000 m	5000 m bis 7000 m
1905-1916 und 1924 bis 1931	Registrierballone (Lindenberg)	10600 m bis 16200 m (19 bis 62 Aufstiege im Jahr)	17000 m bis 32000 m
1914 bis 1931 ohne 1919	Pilotballone (Lindenberg)	3000 m bis 7000 m (57 bis 568 Aufstiege im Jahr)	10200 m bis 36100 m
1921-1931	Flugzeugaufstiege Lindenberg	3100 m bis 5800 m (14 bis 246 Aufstiege im Jahr)	5150 m bis 7310 m
30er Jahre	Wetterflugzeuge	5000 m bzw. 500 hPa	
1951	Radiosonde	100 hPa	
1955	Radiosonde	50 hPa	
1962	Radiosonde	20 hPa	
1974	Radiosonde	10 hPa	

Tab. 2 Entwicklung der durchschnittlichen Aufstiegshöhen bei in-situ Sondierungen der Atmosphäre.

Datum	Programm/Anlaß	Ereignis/Wirkung
1882/1883	Internationales Polarjahr	Zahlreiche Aerologische Sondierungen
1906	Tagung der Intl. Kommission für wissenschaftliche Luftfahrt	Einführung d. Begriffs „Aerologie“ (Köppen)
1932/1933	Internationales Polarjahr	Vorläufige „Routinereife“ der ersten Radiosondenmodelle (Duckert, Moltchanoff und Bureau)
1957/1958	Internationales Geophysikalisches Jahr (IGY)	Intensivierung der Radiosondenmessungen, Vorverlegung der internationalen Aufstiegstermine um 2 Stunden
1964/1965	Internationales Jahr der ruhigen Sonne (IQSY)	Start des Projekts „Hochaufstiege“ in Berlin; Rekordhöhe 9.6.1966: 51388 m (0.78 hPa) Einführung der STRATALERT-Reports
1992	Einrichtung des weltweiten Klima-Beobachtungssystems der WMO (GCOS)	Aufbau eines weltweiten Radiosodennetzes (GUAN=GCOS Upper Air Network) aus 150 Stationen mit besonderen Anforderungen für die Klimaüberwachung
1992	Beginn des Weltklima-Forschungsprogramms	Projekt SPARC (Stratosphärische Prozesse und ihre Rolle für das Klima)

Tab. 3 Wichtige (internationale) Programme/Ereignisse.

Jahr	Instrument/Methode
20er Jahre des 20. Jhdt.	Dobson-Spektrometer (weltweites Meßnetz von rund 100 Stationen)
1940	Offizielle Einführung des Begriffs RADAR
1977	Erste Demonstration eines Windprofilers (Ecklund et al.)
1978	TOMS (Gesamt-Ozon Überwachungs-Spektrometer) auf NIMBUS
1979	TOVS (Tiros Operational Vertical Sounder)
1987-1993	COST-74-Aktion Nutzung von UHF/VHF RADAR Windprofilern zur Verbesserung der Wettervorhersage in Europa
1994-2000	COST-76-Aktion zur Entwicklung von VHF/UHF Windprofilern und Vertikalsondierern zum Gebrauch in Europäischen Beobachtungsnetzen

Tab. 4 Entwicklung von Fernerkundungsmethoden.

Datum	Ereignis
1896	Erster Versuch gleichzeitiger Registrierballonaufstiege in Berlin, München, Paris, St. Petersburg, Straßburg, Warschau auf Anregung von Assmann
1898	Einrichtung einer Drachenstation der Deutschen Seewarte bei Hamburg durch Köppen
1899	Baubeginn für das Aeronautische Observatorium in Berlin-Reinickendorf als Abteilung des Königlich Preußischen Meteorologischen Instituts
1905	Verlegung des Observatoriums nach Lindenberg Lkrs. Beeskow
1908	Einrichtung einer Drachenstation Friedrichshafen durch Hergesell
ab 1922	Wetterflüge von Berliner Flugplätzen aus
1937	Empfehlung der IMO zur Einrichtung eines globalen Radiosondennetzes von 50 Stationen
ca 1939	Beginn regelmäßiger Radiosondenaufstiege in Berlin
1945	Radiosondenstationen Flensburg, Berlin-Tempelhof
1946	Empfehlung der Direktorenkonferenz der Meteorologischen Dienste für 13 Radiosondenstationen in Deutschland
1947	Radiosondenstationen Lindenberg, Wernigerode, Dresden, Berlin, Erlangen, München (Neubiberg, später M-Riem)
1948	Radiosondenstation Greifswald
1953	Radiosondenstationen Hannover, Emden
1954	Radiosondenstation Schleswig (Flensburg aufgelöst)
1957	Radiosondenstation Stuttgart (Erlangen aufgelöst)
1960	Radiosondenstation Köln
1965	Radiosondenstation Essen (Köln aufgelöst)
1969	Radiosondenstation Meiningen (Wernigerode aufgelöst)
1973	Radiosondenstation Emden aufgelöst
1978	Radiosondenstation Oberschleißheim (München-Riem aufgelöst)
1993	Radiosonde Berlin aufgelöst
1995	Stuttgart als GUAN-Station gemeldet
1997	Radiosondenstationen Bergen/Hohne, Kümmersbrück und Idar-Oberstein im gemeinsamen Netz; Emden wieder eingerichtet, Hannover aufgelöst
1998	Beginn Ausbau von Lindenberg als Referenzstation für Validierung von Feuchtemessungen im Rahmen von GVaP (GEWEX Wasserdampf Programm)
2000	Automatische Radiosondenstation Oppin (Dresden aufgelöst); Essen und Stuttgart automatisiert.

Tab. 5 Entwicklung des routinemäßigen aerologischen Meßnetzes.

Für die Klimaüberwachung sind nicht allein Daten aus der Troposphäre bzw. der unteren Stratosphäre von Interesse; vielmehr ist die Klimatologie an Daten aus einem möglichst großen Höhenbereich interessiert. Deswegen soll in der Tabelle oben ein Überblick über die Entwicklung bei den erreichten Meßhöhen vertikaler Aufstiege gegeben werden. Erwünscht ist ein möglichst häufiges Erreichen oder Unterschreiten von 5 hPa. Dies ist auch in den letzten Jahren vielfach erreicht und im Deutschen Meteorologischen Jahrbuch dokumentiert worden.

Bei der Feuchte ist die Sondierung in sehr großen Höhen wegen des geringen Feuchteanteils und der niedrigen Temperaturen problematisch. Im Deutschen Wetterdienst wird seit Einführung der Sonde RSG (ab 1988) die Feuchte routinemäßig bis 100 hPa ausgewertet. Vorher endete die Feuchteauswertung an der ersten Tropopause bzw. bei maximal 200 hPa. Seit dem 1.12.2000 sind die von Lindenberg verbreiteten Feuchteprofile operationell geprüft (Groundcheck) und temperaturabhängig korrigiert.

Neben der in-situ-Messung mit ballongetragenen oder gefesselten Sonden sind heute Fernerkundungsmethoden aus der Aerologie nicht mehr wegzudenken. Sie

bieten den großen Vorteil einer zeitlich kontinuierlichen Messung, erfordern jedoch größeren Auswerteaufwand und sind teilweise nicht bei allen Wettersituationen (Niederschlag) einsetzbar bzw. haben eingeschränkte Reichweiten.

Schon sehr früh wurde versucht, durch Einrichtung von Bergobservatorien Erkenntnisse über den Zustand der freien Atmosphäre zu erhalten. 1781 wurden die Observatorien Hohenpeißenberg und St. Gotthard gegründet, 1851 ein Observatorium auf dem Obir, 1886 das Sonnblick-Observatorium und das Observatorium Pic du Midi, 1887 das Observatorium Säntis, 1895 das Bergobservatorium Brocken, 1900 die Bergobservatorien Zugspitze und Schneekoppe und 1913 das Observatorium Kl. Feldberg im Taunus.

Seit 1997 wird das aerologische Messnetz in Deutschland im Zuge des Projekts Messnetz 2000 umorganisiert. Dazu gehört die Aufnahme einiger Stationen des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr in das gemeinsame Netz, die Automation mehrerer Stationen durch Autolauncher sowie die zukünftige Einführung von Fernerkundungsmethoden wie Windprofiler/RASS-Systemen an einigen Standorten. Eine Karte der geplanten Netzkonfiguration ist z.B. im Internet <http://www.dwd.de/general/projects/mn2000/statkart/netzaero.html> zu finden.

Literatur

- Assmann, R. (1901) Der Aspirations-Meteorograph; Das Wetter, Nr. 18, S. 241-246
- Assmann, R.; Berson, A. (1899-1900): Wissenschaftliche Luftfahrten; 3 Bände, Vieweg Verlag Braunschweig 1899, 1900, 1900
- Bell, B. (1990): Beiträge zur Geschichte der Aerologie: (Aus Anlaß des 85. Jahrestages der Entdeckung der Stratosphäre) Zeitschrift für Meteorologie, 40, (1990), 2, S. 74-79
- Das Observatorium Hohenpeißenberg 1781-1955; Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 36 (1957)
- Deutsches Meteorologisches Jahrbuch, seit 1935, Abschnitt V: Übersicht der aerologischen Aufstiege
- Dubois, P. (1993): Das Observatorium Lindenberg in seinen ersten 50 Jahren 1905-1955
- Fink, C. (1989): Änderungen der Geopotentiale und der Temperaturen im Luftdruckbereich von 850 bis 10 hPa bei der Station München in der Zeit von 1951 bis 1988 Deutscher Wetterdienst, Aerologische Forschungs- und Erprobungsstelle München
- Geschichte der Meteorologie in Deutschland, Band 1, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes
- Hesse, W. (1961) Handbuch der Aerologie Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig, Leipzig
- Lauter, E.A. (1979): 30 Jahre Physik der mittleren Atmosphäre in der DDR Zeitschrift für Meteorologie, Band 29, Heft 4, S. 197-211 http://region.hagen.de/OZON/ozon_3.htm
- Pantzke, E. (1994): Vorläufige monatliche Mittel- und Extremwerte der Temperatur für Standarddruckflächen über Berlin 1901-1993, interner Bericht
- Pantzke, E. (1994): Vorläufige monatliche Mittel- und Extremwerte des Geopotentials für Standarddruckflächen über Berlin 1901-1993, interner Bericht
- Pelz, J (1998): Zur Geschichte der Berliner Aerologie (Teil I, von den Anfängen bis 1945), Beilage zur Berliner Wetterkarte, 6.11.1998
- Pelz, J (1999): Zur Geschichte der Berliner Aerologie (Teil II, von 1945 bis 1993), Beiträge des Instituts für Meteorologie der Freien Universität Berlin zur Berliner Wetterkarte vom 16.6.1999

Trenduntersuchungen der Temperatur in 500 und 50 hPa für verschiedene Zeiträume ab 1961

H. Nitsche

Zusammenfassung

Im jährlich wiederkehrenden Teil des Klimastatusberichtes werden die jährlichen Abweichungen der Temperatur in 500 hPa und in 50 hPa vom 30-jährigen Mittelwert 1961-1990 dargestellt. Um diese Darstellungen besser bewerten zu können, werden im Folgenden Trenduntersuchungen der Temperatur dieser beiden Druckflächen für mehrere deutsche Radiosondenstationen behandelt. Die Ergebnisse stimmen gut mit denen anderer Autoren überein. Jedoch müssen sie als vorläufig angesehen werden, weil trotz einer Nachbearbeitung und Ergänzung der archivierten Zeitreihen noch nicht alle Lücken gefüllt und nicht alle Mängel beseitigt werden konnten. Die Abkühlung in der Stratosphäre um ca -0.8 K in 10 Jahren zeigt sich deutlich und signifikant. Die Erwärmung in der Troposphäre ist ebenfalls nachweisbar, aber auf dieser individuellen Druckfläche mit $+0.1$ K bis $+0.3$ K in 10 Jahren (je nach Auswertzeitraum) schwächer ausgeprägt und nicht an allen Stationen und in allen Zeitabschnitten signifikant. Während die stratosphärische Temperaturabnahme nicht nur im Jahresmittel sondern auch in allen Jahreszeiten vorhanden ist, verhält sich in der Troposphäre der Herbst gerade gegenläufig zum Erwärmungstrend. Zur Ergänzung und Veranschaulichung der troposphärischen Erwärmung wurde auch die Veränderung der Höhe der Tropopause betrachtet. Mit der troposphärischen Erwärmung geht grundsätzlich eine Erhöhung der mittleren Tropopausenhöhe um einige Dekameter bis zu Hektometern in 10 Jahren einher. Im Herbst nimmt dagegen die Tropopausenhöhe entsprechend dem gegenläufigen Temperatortrend ab. Jedoch sind die Werte der Tropopausenhöhen offenbar nicht allein von der Temperatur sondern auch von messtechnischen Effekten beeinflusst.

Das Datenmaterial

Für die Auswertungen wurden die Daten der routinemäßigen Radiosondenaufstiege von 00 und 12 Uhr UTC deutscher Radiosondenstationen herangezogen. Diese sind in Zeitreihen stationsweise im Klima-Archiv des Deutschen Wetterdienstes verfügbar. Eine wichtige Frage dabei ist zunächst diejenige nach der Homogenität des Datenmaterials. Zeitreihen meteorologischer Daten können aus den verschiedensten Gründen inhomogen sein: durch Stationsverlegung, durch instrumententechnische Änderungen, durch Änderungen der Auswertvorschrift oder durch unterschiedliche Quellen einzelner Abschnitte der Zeitreihen. Vor 1978 wurden nämlich die aerologischen Daten nicht mit dem Ziel einer Zeitreihenuntersuchung in das Klima-Archiv eingebracht, sondern es wurden zunächst für verschiedene anwendungsbezogene Fragestellungen Datensätze erfaßt. Diese waren infolgedessen nach Themen getrennt (Druckstufen, Höhenstufen, markante

Punkte,..) und wurden erst später zu Zeitreihen zusammengesetzt und teilweise durch Nacherfassungen ergänzt.

Für diese Untersuchungen wurden die Zeitreihen der verwendeten Stationen nach den folgenden Prinzipien noch einmal neu zusammengestellt und überarbeitet:

- Im Zeitraum 1967-1975 wurden die im Meteorologischen Rechenzentrum des DWD (DMRZ) gespeicherten gemeldeten Werte an Hauptdruckflächen (TEMP A und TEMP C) sowie die in der Meldung enthaltenen (ersten) Tropopausen verwendet.
- Ergänzend wurden vorhandene nacherfaßte Daten (vornehmlich in den Jahren 1972 und 1973) an markanten Punkten und nachberechnete Tropopausen hinzugenommen.
- Vor 1967 und ab 1976 wurden die im Zeitreihenarchiv vorhandenen Daten verwendet.

Eine Homogenisierung des Datenmaterials konnte jedoch noch nicht durchgeführt werden.

Ausgewertet wurden soweit vorhanden die Aufstiege von 00 und 12 Uhr UTC. Die verwendeten Monatsmittelwerte sind Mittelwerte aus beiden Terminen. Die Frage, ob eine Beschränkung auf den Aufstiegstermin 00 Uhr UTC (um einen Strahlungsfehler auszuschalten) zu anderen Ergebnissen führen würde, wurde anhand der Station Stuttgart untersucht. Die Ergebnisse waren jedoch gleich.

Leider konnten trotz der Nachbearbeitung noch nicht alle Mängel in den verwendeten Zeitreihen beseitigt werden. So sind insbesondere bei einigen Stationen noch Datenlücken in den 60er Jahren vorhanden. Davon ist am stärksten München betroffen, wo selbst nach 1967 bis 1973 noch Daten fehlen. Wo die Datenlücken die Trendberechnung offensichtlich verfälschten, wurde kein Wert angegeben.

Stationsspezifische Angaben

Die Station München wurde 1976 von München-Riem (10866) nach Oberschleißheim (10868) verlegt. Die Station Hannover (10338) wurde 1997 aufgelöst. Für die Folgejahre wurden die Werte der Station Bergen (10238) verwendet. An der Station Dresden (10486) wurde zeitweise anstelle von 00 Uhr ein Aufstieg um 06 Uhr durchgeführt.

Ergebnisse von Trenduntersuchungen

Für 7 deutsche Radiosondenstationen wurden Trenduntersuchungen der Zeitreihen von jährlichen und jahreszeitlichen Mittelwerten der Temperatur der 500 hPa Fläche und der 50 hPa Fläche sowie der Höhe der ersten Tropopause durchgeführt. Die zeitlichen Verläufe dieser Daten an allen Stationen sind in den Abbildungen 2-6 dargestellt. Für die Trendanalyse wurde der Mann/Kendall-Test auf Vorhandensein und Signifikanz eines Trends durchgeführt und der Trend nach linearer Regression für drei Auswertezwischenräume berechnet. Die Ergebnisse sind in den Tabellen 1 bis 3 zusammengestellt und in Abb. 1 zusammengefaßt. Die linearen Trends sind im Mittel

über die vorhandenen Stationen als Zu- oder Abnahme in 10 Jahren angegeben. Zusätzlich ist die Spanne der ermittelten Trendwerte eingetragen. Die letzte Spalte enthält jeweils die Anzahl der Stationen mit einem signifikanten Trend nach dem Mann/Kendall-Test. Die Schwelle der gezählten signifikanten Fälle ist mindestens 90 % bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 10 %, in den meisten Fällen wurde 95 % bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% erreicht. Am signifikantesten ist die Temperaturabnahme in der Stratosphäre; hier werden vielfach 99 % bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von höchstens 5 % erreicht.

Jahreszeit	Auswertezentrum	Trend (K/10 a) im Mittel über 4 bis 7 Stationen	Trend (K/10 a) Spanne	Anzahl der Stationen mit signifikantem Trend
Jahr	1961-1999	+0.1	-0.1 bis +0.3	3 von 6
	1967-1999	+0.2	+0.1 bis +0.3	1 von 6
	1978-1999	+0.3	+0.3 bis +0.4	0 von 7
Frühjahr	1961-1999	+0.2	0.0 bis +0.4	1 von 6
	1967-1999	+0.4	+0.3 bis +0.5	4 von 7
	1978-1999	+0.5	+0.3 bis +0.9	3 von 7
Sommer	1961-1999	+0.1	-0.1 bis +0.3	1 von 6
	1967-1999	+0.1	0.0 bis +0.4	1 von 6
	1978-1999	+0.4	+0.2 bis +0.6	0 von 7
Herbst	1961-1999	-0.2	0.0 bis -0.4	2 von 6
	1967-1999	-0.1	0.0 bis -0.2	0 von 7
	1978-1999	-0.5	-0.2 bis -0.7	1 von 7
Winter	1961-1999	+0.4	+0.2 bis +0.6	1 von 6
	1967-1999	+0.5	+0.3 bis +0.8	2 von 7
	1978-1999	+0.8	+0.7 bis +1.1	0 von 7

Tab. 1 Trend der Lufttemperatur in 500 hPa im Jahresmittel und in den Jahreszeiten.

Jahreszeit	Auswertezentrum	Trend (K/10 a) im Mittel über 4 bis 7 Stationen	Trend (K/10 a) Spanne	Anzahl der Stationen mit signifikantem Trend
Jahr	1961-1999	-0.8	-0.7 bis -1.1	6 von 6
	1967-1999	-0.8	-0.5 bis -1.2	6 von 6
	1978-1999	-0.8	-0.7 bis -1.0	5 von 7
Frühjahr	1961-1999	-0.6	-0.4 bis -1.0	4 von 4
	1967-1999	-0.6	-0.4 bis -0.8	4 von 5
	1978-1999	-0.7	-0.7 bis -1.0	4 von 7
Sommer	1961-1999	-0.7	-0.6 bis -0.9	4 von 4
	1967-1999	-0.7	-0.4 bis -1.1	6 von 6
	1978-1999	-0.7	-0.6 bis -1.0	7 von 7
Herbst	1961-1999	-0.6	-0.3 bis -1.0	4 von 4
	1967-1999	-0.4	-0.2 bis -0.7	3 von 5
	1978-1999	-0.5	-0.4 bis -0.7	4 von 7
Winter	1961-1999	-0.9	-0.7 bis -1.0	4 von 4
	1967-1999	-1.1	-0.9 bis -1.5	4 von 5
	1978-1999	-1.1	-0.9 bis -1.4	1 von 7

Tab. 2 Trend der Lufttemperatur in 50 hPa im Jahresmittel und in den Jahreszeiten.

Jahreszeit	Auswerteperioden	Trend (gpm/10 a) im Mittel über 4 bis 7 Stationen	Trend (gpm/10 a) Spanne	Anzahl der Stationen mit signifikantem Trend
Jahr	1961-1999	+18	-21 bis +72	1 von 6
	1967-1999	-1	-107 bis +55	1 von 6
	1978-1999	111	83 bis 155	4 von 7
Frühjahr	1961-1999	+47	+27 bis +89	1 von 6
	1967-1999	+53	-31 bis +105	3 von 6
	1978-1999	+190	+123 bis +251	7 von 7
Sommer	1961-1999	+7	-34 bis +68	1 von 6
	1967-1999	-33	-164 bis +67	0 von 7
	1978-1999	+140	103 bis 172	2 von 7
Herbst	1961-1999	-62	-102 bis +7	1 von 6
	1967-1999	-99	-207 bis -43	2 von 6
	1978-1999	-128	-210 bis -61	0 von 7
Winter	1961-1999	+82	+15 bis +133	1 von 6
	1967-1999	+75	-50 bis 126	0 von 7
	1978-1999	+247	+168 bis +335	4 von 7

Tab. 3 Geopotentielle Höhe der ersten Tropopause im Jahresmittel und in den Jahreszeiten.

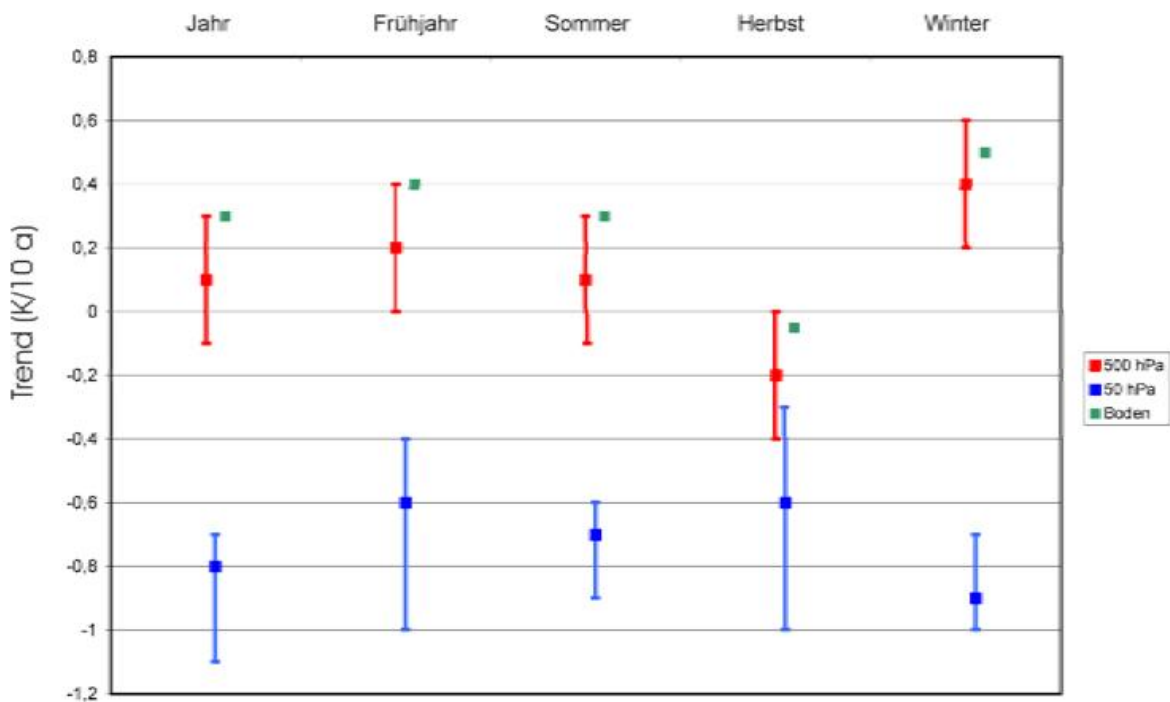


Abb. 1 Trend der Lufttemperatur in K pro Dekade für den Auswerteperioden 1961-1999 für die Jahreszeiten und das gesamte Jahr in drei Höhen (Boden (Gebietsmittelwerte aus Rasterdaten), 500hPa, 50 hPa).

Für die geopotentielle Höhe der Tropopause erwartet man, daß mit der Erwärmung der Troposphäre eine Erhöhung der Tropopause einhergeht. Das ist auch grundsätzlich der Fall; insbesondere wird für den Herbst entsprechend dem Abkühlungstrend auch eine Erniedrigung der Tropopausenhöhe gefunden. Dass das

Bild trotzdem etwas unübersichtlicher ist als erwartet und insbesondere bei den Auswerteziträumen 1961-1999 und 1967 bis 1999 nicht immer der Erwartung entspricht, dürfte auch auf Fehlerquellen in der Höhenbestimmung zurückzuführen sein. Wo die Höhe aus dem gemessenen Druck und der Temperatur und Feuchte nach der barometrischen Höhenformel bestimmt wurde, setzt sich der Fehler aus diesen drei Meßgrößen zusammen. Wo jedoch die Höhe z.B. aus einer Radarmessung bestimmt wurde, sind Brechungsfehler zu berücksichtigen.

Ergebnisse anderer Autoren

Zum Vergleich liegen sowohl Untersuchungen einzelner Radiosondenstationen (Hohenpeißenberg, München) als auch Untersuchungen ausgewählter Radiosondenkollektive der Nordhemisphäre sowie Ergebnisse satellitengestützter Fernerkundungsverfahren (Mikrowellensondierer) vor. Die verwendeten Auswerteziträume wurden schon mit Blick auf diese in der Literatur vorhandenen Untersuchungen gewählt, sodass die Ergebnisse trotz geringfügiger Abweichungen der Zeiträume miteinander verglichen werden können. Die folgende Tabelle gibt einen Überblick:

Autor	Station/ Region	Daten- material	Auswertezit- raum	Höhe(n) - bereich	Größe (Einheit)	Trend (in 10 Jahren)
Fink	München	RS, 00 Uhr	1961-1988	500/300 hPa	T (K)	+0.15
				50/30 hPa	T (K)	-0.5
Steinbrecht	Hohenpeißenber- g	RS	1967-1998 (?)	5 km	T (K)	+0.7
				Untere Stratosph.	T (K)	-0.5
				Tropopause	H (gpm)	+150
Angell	Nordhemisphäre	RS	1959-1998	850-300 hPa	T (K)	+0.11
	Nordhemisphäre	RS	1979-1998	850-300 hPa	T (K)	+0.09
	Nordhemisphäre	MSU	1979-1998	850-300 hPa	T (K)	+0.11

Tab. 4 Ergebnisse anderer Autoren

Die Ergebnisse stimmen mit den hier vorgestellten Ergebnissen recht gut überein, insbesondere wenn man berücksichtigt, daß die hier angegebenen Trends Mittelwerte aus 4 bis 7 über Deutschland verteilten Radiosondenstationen sind, während es sich bei den beiden Veröffentlichungen von Fink bzw. Steinbrecht um die süddeutschen Stationen München und Hohenpeißenberg handelt. Es wurde darauf verzichtet, die Einzelergebnisse der Radiosondenstationen zu tabellieren bzw. räumlich zu interpretieren, weil nur maximal 7 Stationen untersucht wurden und auch das Datenmaterial noch nicht abschließend überarbeitet werden konnte. Letzteres ist auch die Ursache für die unterschiedlichen Ergebnisse in „Aerologischer Schichtaufbau in der Atmosphäre und Trends“ von Leiterer et al. in diesem Heft. Jedoch sind Unterschiede zwischen den Stationen zu erkennen, die sich in die z.B. von Rapp vorgestellten regionalen Verteilungen der Trends und ihrer Signifikanzen einfügen. Die Trendbeträge sowie die Signifikanzen nehmen nach Südsüdwest hin zu.

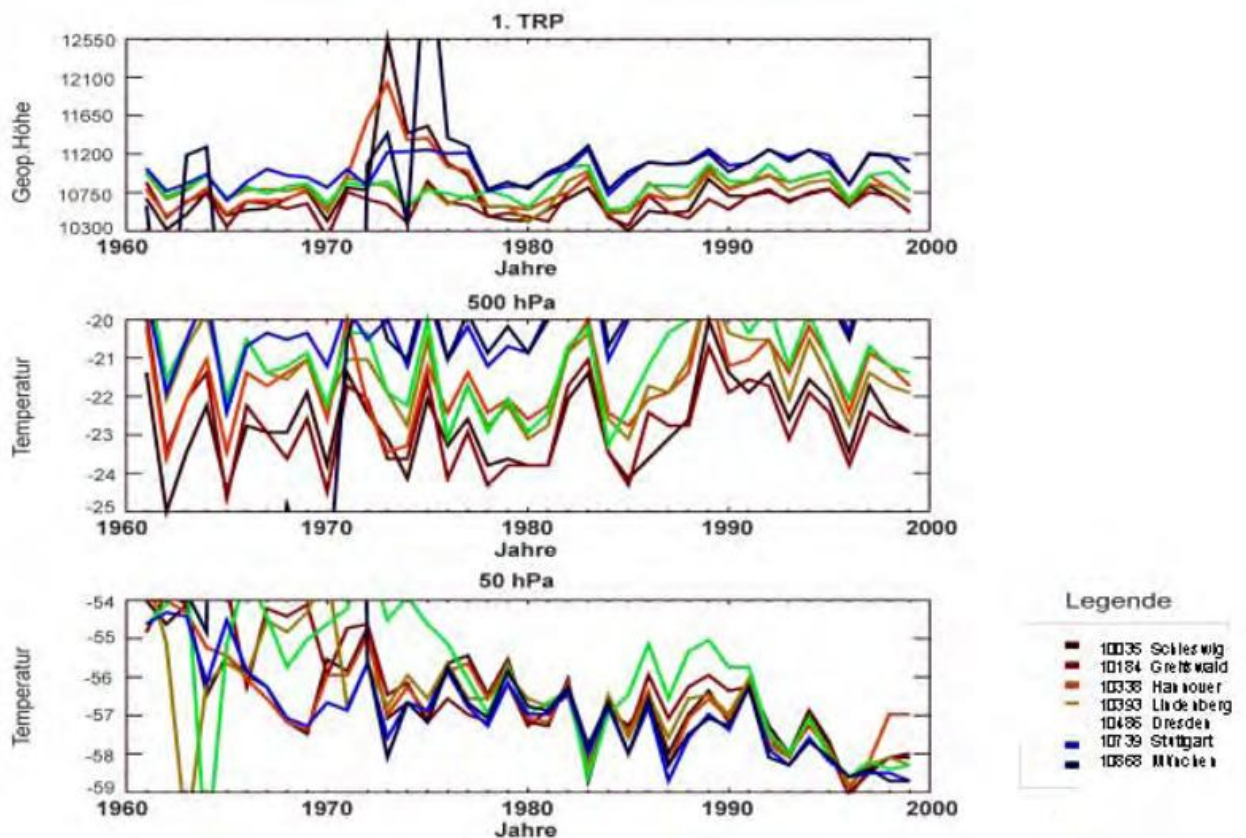
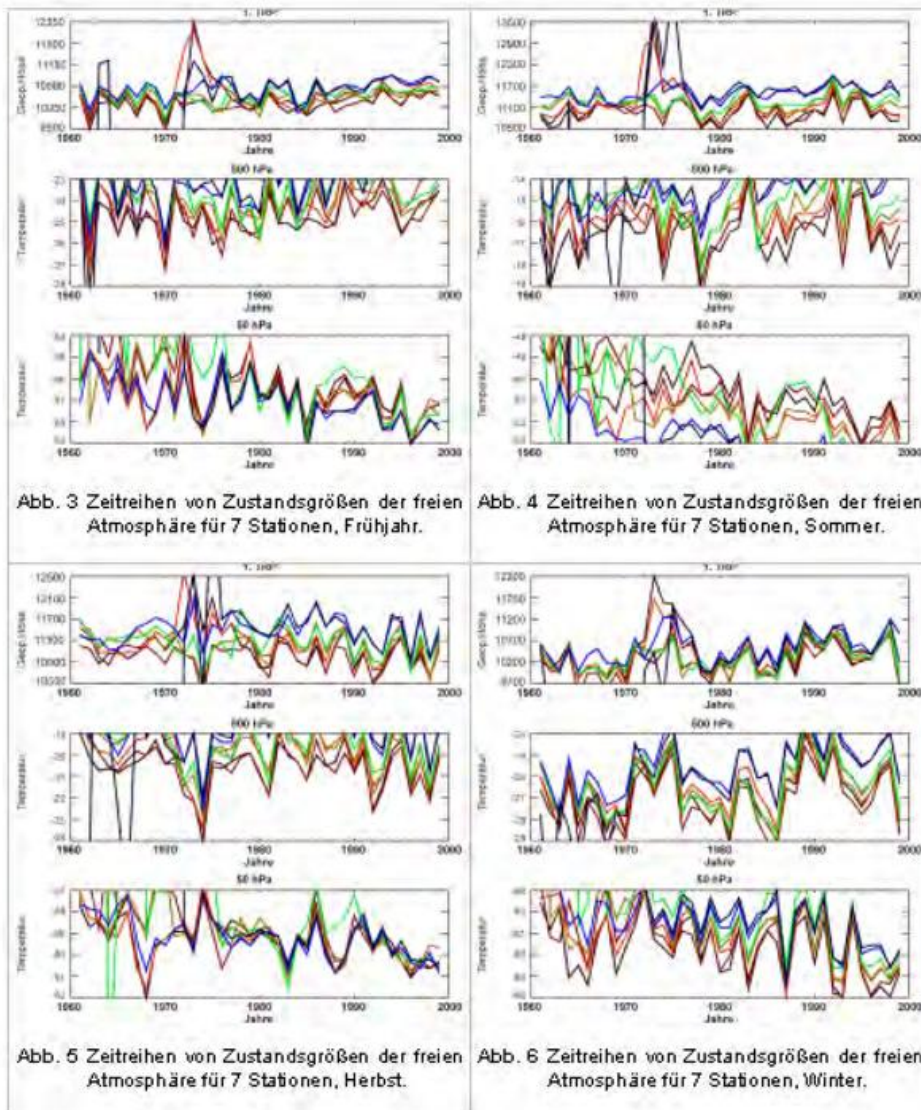


Abb. 2 Zeitreihen von Zustandsgrößen der freien Atmosphäre für 7 Stationen, Jahr.



Literatur

- Angell, J.K. (2000): Difference in radiosonde temperature trend for the period 1979-1998 of MSU data and the period 1959-1998 twice as long Geophysical Research Letters, Vol 27, No 15, PP 2177-2180
- Fink, C. (1991): Trendwerte der Temperatur in der Stratosphäre und der Troposphäre für den Zeitraum 1961 bis 1988, nach Messungen der aerologischen Station München, Meteorologische Rundschau, Bd. 44, S. 184-188
- Rapp, J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 212, Selbstverlag
- Sneyers, R. (1992): On the use of statistical analysis for the objective determination of climate change Meteorologische Zeitschrift, N.F., 1992, S. 247-256
- Steinbrecht, W.; Winkler, P. (2000): Untersuchung der Zusammenhänge zwischen Ozon und Temperatur in der Stratosphäre Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 210, Selbstverlag

Beobachtungen dynamischer und thermodynamischer Variablen in der Atmosphäre auf Basis von Radiosondenaufstiegen

A. Hense, R. Hagenbrock, M. Göber, F. Ament

Einleitung

Die klassische Form der Auswertung von Radiosondenaufstiegen („Temps“) ist die Ableitung gewisser thermodynamischer Variablen zur Abschätzung der atmosphärischen Stabilität und die Analyse der vertikalen Windscherung, um so eine Aussage zum Massen- und Temperaturfeldgradienten orthogonal zur Windrichtung zu gewinnen. Langzeitanalysen von Radiosondenmessungen sind in der Literatur nur vergleichsweise rar zu finden (Fraedrich et al., 1979; Fink, 1991). Will man heute die Struktur atmosphärischer Variabilität in Raum und Zeit beschreiben, stehen mit den Reanalysedaten (z.B. die NCEP Reanalysen Kalnay et al. (1996) oder die EZMW ERA-15 Reanalysen) Datensätze vierdimensionaler Natur zur Verfügung, deren Umfang und Detailreichtum zum Teil verblüffend sind. Allerdings zeigt es sich auch, dass die gegenwärtigen Reanalysedaten nicht das non-plus-ultra sind, da viele Variablen (wie z.B. die des hydrologischen Zyklus) sehr stark von den Parametrisierungen des die Daten assimilierenden Modells dominiert werden. Damit stellt sich die Frage, ob Zeitreihen von Radiosondenaufstiegen auch noch im Zeitalter der Reanalysen einen sinnvollen Beitrag zur Klimatologie der freien Atmosphäre leisten können. Ziel der folgenden Präsentation ist es, anhand von Material, das vorwiegend aus Arbeiten am Meteorologischen Institut der Universität Bonn entnommen ist, dies zumindestens teilweise zu bejahen.

Zeitreihenanalyse einzelner Radiosondenstationen

Bereits die konzentrierte Analyse einzelner Radiosondenstationen kann Einblicke in die kohärenten Variationen atmosphärischer Variablen als Funktion der Höhe und der Zeit liefern. Exemplarisch wird dies an den Messungen der Station Lindenberg von 1971 bis 1990 für gewisse kinematische Eigenschaften des Windfeldes $\vec{v} = (u, v)$ vorgeführt. Details dieser Arbeit sind in Göber und Hense (1995) zu finden. Lindenberg ist als Station besonders geeignet, weil hier 4 Aufstiege pro Tag (alle 6 Stunden) durchgeführt werden, so dass man die langzeitliche Analyse auf verschiedenen Zeitskalen konzentrieren kann:

- die monatliche/jahreszeitliche Skala ausgedrückt durch die 30/90 Tage Mittelwerte der betrachteten Variablen zonale \bar{u} und meridionale Windgeschwindigkeit \bar{v} , Temperatur \bar{T} , Geopotential $\bar{\Phi}$ und spezifische Feuchte q .
- die innermonatliche/innerjahreszeitliche Skala zwischen 2 und 30/90 Tagen, wobei hauptsächlich der synoptische Bereich zwischen 2 und 8 Tagen bedeutsam ist, ausgedrückt als Abweichungen u' , v' , T' , Φ' , q' .

- der hochfrequente Anteil mit einer Skala zwischen 12 Stunden und 2 Tagen mit der Bezeichnung u'' , v'' , T'' , Φ'' , q''

Damit kann jede der Variablen zerlegt werden in $x = \bar{x} + x' + x''$ mit den Nebenbedingungen $\overline{x'} = \overline{x''} = 0$ und $\overline{x'x''} = 0$ wobei der Querstrich auch wiederum die zeitliche Mittelung über 30/90 Tage andeutet. Da eine bloße Betrachtung der Mittelwerte der Messgrößen nahezu keinen physikalischen Einblick in die Dynamik der unterschiedlichen Zeitskalen liefert, ist es sinnvoll auch die so genannten zweiten Momente (Varianzen und Kovarianzen der innermonatlichen bzw. hochfrequenten Anteile) im Mittel über einen Monat oder eine Jahreszeit zu untersuchen, die auch direkte physikalische Interpretationen haben. So ist die (halbe) Summe der Varianz des zonalen u'^2 und meridionalen Windfeldes v'^2 die kinetische Energie der synoptischen Störungen der betrachteten Aufstiege und somit ein direktes Mass für die synoptische Aktivität an der Station in verschiedenen Höhen. Die Kovarianzen $\overline{u'v'}$ und $\overline{v'T'}$ werden als Impuls bzw. Wärme-Transporte durch die synoptischen Störungen bezeichnet, da sie kohärente und damit gerichtete Fluktuationen der Einzelvariablen zusammenfassen. In Tabelle (1) findet sich ein Überblick über die verschiedenen zweiten Momente und ihre physikalische Interpretation. Da man diese Werte für jeden Monat bzw. jede Jahreszeit bestimmen kann, ergibt sich bei einer Langzeitbetrachtung eine Schätzung des mittleren Zustands und seiner typischen Änderungen im Laufe der Beobachtungszeit.

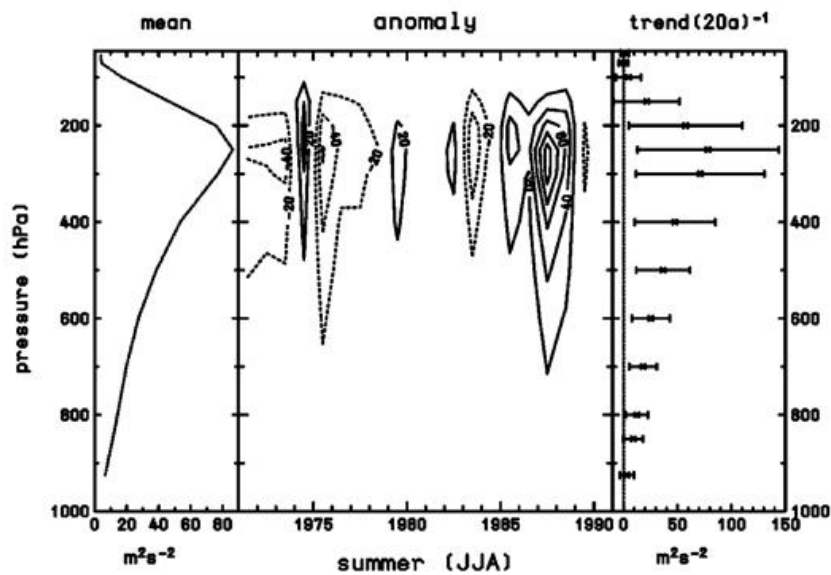
Zweites Moment	Interpretation
$\frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2})$	kinetische Energie
$\overline{u'v'}$	Meridionale Transport von zonalem Impuls
$c_p \overline{v'T'}$	Meridionaler Transport von Wärme
$\overline{v'(c_p T' + \Phi' + lq')}$	Meridionaler Transport von feuchtstatischer Energie

Tab. 1 Die bestimmbareren zweiten Momente der Radiosondenmessungen und ihre physikalische Interpretation.

In Abb.(1) findet man eine Zusammenstellung des mittleren Zustands (linke Teilabbildung) und der typischen langfristigen Änderungen (mittlere Teilabbildung) und des Trends (rechte Teilabbildung) in dem betrachteten Zeitraum (1971-90) für die kinetische Energie der mittleren Strömung (Abb.(1(a))) und der kinetischen Energie der synoptischen Störungen (Abb.1(b)) in den Sommermonaten Juni, Juli, August. Man erkennt die höchsten Niveaus beider Größen in Tropopausenhöhe, wo sich auch die größten Anomalien und auch die stärksten Trendwerte finden. Dicke Balken in den Teilabbildungen zum Trend geben die Druckhöhen an, in denen die Nullhypothese „Kein Trend vorhanden“ zu einem 5% Irrtumsniveau abgelehnt wird. Demnach ist sowohl die mittlere Strömung als auch die synoptische Aktivität über

Lindenberg in den Jahren 1971-90 signifikant stärker geworden. Dies ist auch durch Untersuchungen anderer Variabler bestätigt worden (Fink, 1991; Flohn et al., 1992). Bei den Anomalien der kinetischen Energie der mittleren Strömung dominiert ferner der zonale Windanteil, der entsprechend auch einen Trend zu stärkeren Westwinden aufweist. Dementsprechend findet man z.B. auch deutliche Zunahmen der Energie- und Wassertransporte durch die mittlere Strömung. Dies Beispiel demonstriert, dass nicht alle (langfristigen) Änderung im Klimasubsystem Atmosphäre unabhängig voneinander stattfinden, sondern durch die Abhängigkeiten infolge der verschiedenen Bilanzgleichungen bestimmt werden. Eine Analyse von Klimaänderungssignalen erfordert deshalb nicht die univariate Betrachtung einzelner Größen sondern eine Zu-

(a)



(b)

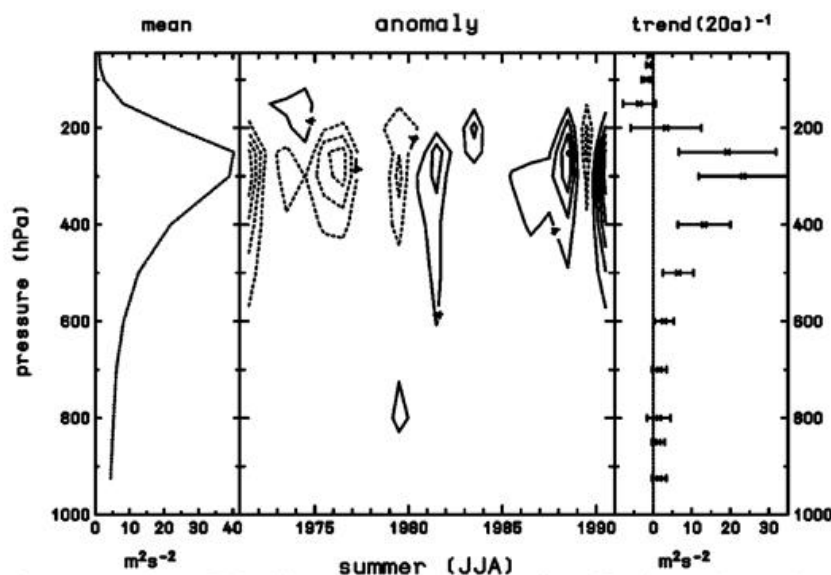


Abb.1 Zusammenfassung der Zeitreihenanalysen für die Radiosondenstation Lindenberg Sommermonate Juni, Juli, August 1971-1990 für die variable kinetische Energie der mittleren Strömung (a) bzw. kinetische Energie der synoptischen Störungen (b), linke Teilabbildung mittlerer Zustand, zentrale Teilabbildung: Zeitreihe der Anomalien individueller Sommermonate, rechte Teilabbildung: geschätzte Trendwerte und Konfidenzintervalle, bei den dicken schwarzen Balken wird die Nullhypothese mit einem Irrtumsniveau von 5% abgelehnt.

sammenschau bzw. multivariate Untersuchung z.B. mit Hilfe der Bilanzgleichungen für Energie (Tandetzki, 1997) und Wasser.

Interessante Ergebnisse bezüglich der Datenqualität ergeben sich noch aus den Untersuchungen der hochfrequenten Anteile. Zunächst sind alle Kovarianzen vom Type $u''v''$ nahezu Null, d.h. diese Fluktuationen finden unabhängig voneinander statt, deren Stärke durch die Varianzen gemessen wird. Da das Geopotential durch die Vertikalintegration der hydrostatischen Grundgleichung aus den Temperatur und Druckmessungen gewonnen wird, kann man aufgrund der Fehlerfortpflanzung eine Zunahme des Geopotentialfehlers mit der Höhe, wegen der Verbesserung der Messtechnik jedoch eine Abnahme mit der Zeit erwarten. Abb.(2) zeigt den Mittelwert und den Trend der hochfrequenten Geopotentialvarianz mit exakt diesem antizipierten Verhalten. Auch die Analysen der anderen Variablen legen es nahe, dass die Fluktuationen in diesem Zeitskalenbereich durch die Messfehler dominiert werden. Konsequenterweise sollte man deshalb alle Radiosondendaten, die zu weiteren Untersuchungen z.B. zur Beschreibung der Variabilität durch geeignete Tiefpassfilterung um diesen hochfrequenten Anteil reduzieren.

Thermodynamische Untersuchungen an Radiosondenaufstiegen z.B. zur Beschreibung der konvektiven Stabilität wurden in jüngster Zeit von Yano et al. (2000) für das TOGA-COARE Gebiet im westlichen Zentralpazifik durchgeführt. Als Stabilitätsmaß wurde die sogenannte *convectively available potential energy* CAPE bestimmt, die ein Vertikalintegral der Differenz zwischen der gemessenen Temperatur und einem feuchtadiabatischen Aufstieg eines Luftvolumens aus der tropischen Grenzschicht ist. Die Spektren dieser Zeitreihen zeigen charakteristische Merkmale, die ein starkes Indiz dafür sind, dass Konvektion in den Tropen und die großskalige atmosphärische Zirkulation ein nicht-lineares gekoppeltes System bilden und nicht - wie bislang oft angenommen - Konvektion im Quasigleichgewicht mit der großskaligen Atmosphäre ist.

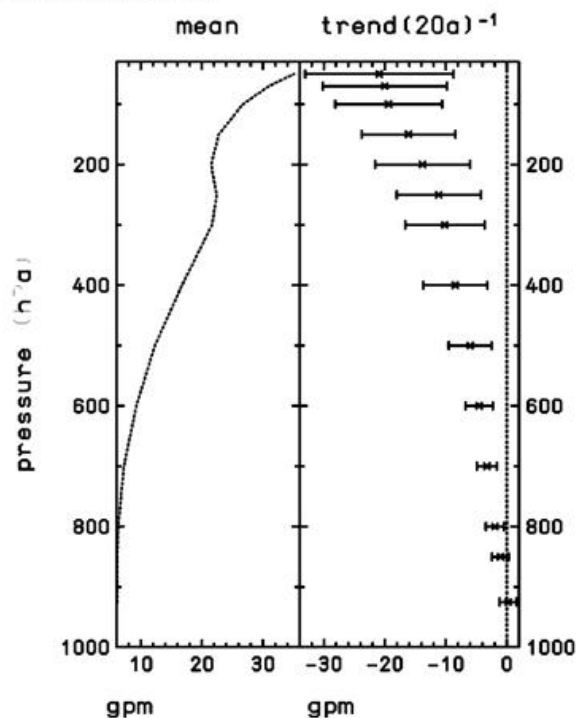


Abb. 2 Varianz des hochfrequenten Anteils des Geopotentials, links mittlerer Zustand 1971-90, rechts Trend an der Radiosondenstation Lindenberg.

Zeitreihenanalysen in einem Netz von Radiosondenmessungen

Wir haben im ersten Abschnitt gesehen, dass sich aus den Radiosondenmessungen die Massen-, Energie- und Feuchteflüsse bestimmen lassen, u.U. getrennt für verschiedene Zeitskalenbereiche. Wir haben aber auch gesehen, dass langzeitliche Variationen dieser Größen nicht unabhängig voneinander untersucht werden können, sondern immer mit dem Bezug zur jeweiligen Bilanzgleichung. Dies wäre die Kontinuitätsgleichung für die Massenflüsse, der Erste Hauptsatz der Thermodynamik bei den Energieflüssen und die Kontinuitätsgleichung für die atmosphärische Wassermasse im Fall der Feuchteflüsse. Dabei sind nicht so sehr die absoluten Werte der Transporte entscheidend, sondern deren Divergenzen in horizontaler und vertikaler Richtung. Diese sind aber anhand einer einzelnen Radiosonde nicht bestimmbar genausowenig wie eventuell interessante Transporte von Vorticity oder Divergenz. Der übliche Weg ist es, die an den Radiosondenstationen verfügbaren Daten auf ein regelmäßiges Gitter zu interpolieren und dann auf diesem Gitter die Transporte und deren Divergenzen zu bestimmen. Eine zweite Möglichkeit wird von Peixoto und Oort (1992) beschrieben. Die Flüsse werden dazu an den Stationen bestimmt (in völliger Analogie zu Abschnitt 1) und dann auf ein regelmässiges Gitter interpoliert, das die Berechnung der Divergenzen erlaubt. In den letzten 5 Jahren ist am Meteorologischen Institut ein neues Verfahren zur Auswertung von Radiosondenmessungen entwickelt worden, bei dem die Daten zu keiner Zeit auf ein regelmäßiges Gitter interpoliert werden und das dennoch eine fehlerkontrollierte Berechnung von Massen-, Energie- und Wasserflüssen erlaubt. Seit langem in der meteorologischen Literatur beschrieben ist das Problem, aus einem Netz von fehlerbehafteten Windbeobachtungen bzw. horizontalen Massenflüssen die vertikale Komponente durch vertikale Integration der horizontalen Massenflussdivergenzen zu bestimmen. Die typischen Fehler in den horizontalen Windbeobachtungen sind so groß, dass aufgrund des Fehlerfortpflanzungsgesetzes der Fehler der horizontalen Winddivergenz genauso groß (oder sogar größer) ist wie die eigentliche Divergenz. Dieser Fehler kann sich auch noch weiter fortpflanzen, setzt man die fehlerbehafteten Windbeobachtungen zur Berechnung der Divergenzen der Energie- und Wassertransporte ein. Schafft man es jedoch, die Fehler in den Windbeobachtungen so geschickt umzuverteilen, dass das resultierende Windfeld exakt die Kontinuitätsgleichung erfüllt, heben sich die Fehler bei der horizontalen Divergenzberechnung gegenseitig auf und die sich ergebenden horizontalen und vertikalen Windfelder sind zwar nicht um die Fehler reduziert (gefiltert) aber zumindestens auf mit der Kontinuitätsgleichung konsistente Fehler abgeändert worden. Man spricht dann von balancierten Windfeldern. Mathematisch wird diese Methode durch ein variationelles Verfahren erzielt, das die Windbeobachtungen im Sinne der kleinsten Fehlerquadrate abändert unter der Nebenbedingung einer exakten Erfüllung der Kontinuitätsgleichung. Formal kann das Verfahren auf jeder Art von Gitter durchgeführt werden z.B. auch auf dem unregelmässigen, das durch die Radiosondenmessungen definiert wird. In diesem Fall muss die Diskretisierung des kontinuierlichen Variationsverfahrens mit Hilfe von finiten Elementen oder finiten Volumen erfolgen, die durch ein dreidimensionales Tetraeder - Gitter festgelegt werden. Der einfachste Fall von drei Radiosonden mit Messungen in zwei Höhen definiert zunächst ein vertikal stehendes Prisma, das nochmals in drei Tetraeder zerfällt (Abb.(3)).

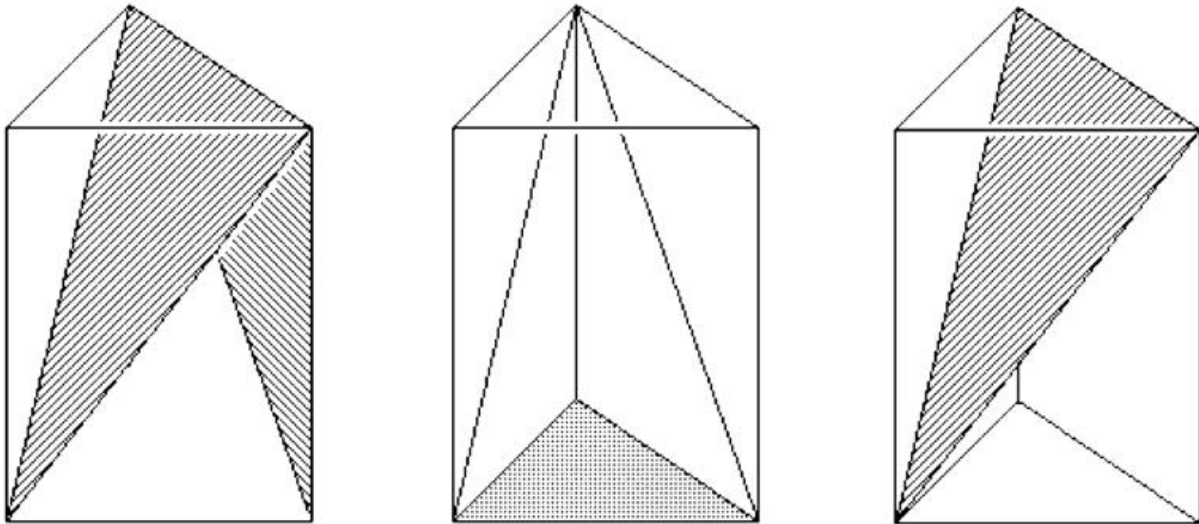


Abb. 3 Triangulierung eines atmosphärischen Volumens, das durch drei Radiosondenaufstiege mit Messungen in zwei Höhen begrenzt ist.

Es ist unmittelbar klar, dass die Messungen nicht notwendigerweise auf gemeinsamen Höhen (z.B. Standarddruckflächen) liegen müssen. Auch müssen die horizontalen Positionen der Radiosonden in der Vertikalen nicht übereinstimmen, so dass im Prinzip auch die Verdriftung der Radiosonden in Betracht gezogen werden kann. Ebenso sollte die Berücksichtigung anderer punktwiser Datenquellen wie Raketenmessungen in der oberen Stratosphäre oder Mesosphäre (Siehe Beiträge von Labitzke und Bremer im gleichen Bericht) prinzipiell möglich sein.

Die vollständige Triangulierung eines Gesamtnetzes ist aber dennoch nicht-trivial und auch nicht eindeutig. Allerdings gibt es aus der Angewandten Mathematik verfügbare Verfahren, die auf die meteorologischen Bedingungen angepasst werden können. Das Variationsverfahren zur Bestimmung balancierter Windfelder führt auf ein lineares Gleichungssystem, das die abgeänderten Werte der Massenflüsse aus den beobachteten Werten herleitet. Da diese neuen Größen an den gleichen Punkten bestimmt werden, an denen auch die Beobachtungen von Temperatur, Geopotential und Feuchte vorliegen, kann man dann in einem zweiten Schritt die Transporte nach den im ersten Abschnitt beschriebenen Verfahren herleiten. Die Finite Elemente bzw. Volumenmethode liefert dann auch sofort die Vorschrift, wie aus den Transporten die Divergenzen berechnet werden können, so dass schliesslich die Elemente der Bilanzgleichungen an den Messorten der Radiosonden bestimmt werden können.

Angewandt wurde das Verfahren auf das Radiosondenmessnetz der Nordhemisphäre nördlich von 45°N zur Berechnung des Wasserhaushaltes der arktischen Atmosphäre $70^{\circ}\text{N} - 90^{\circ}\text{N}$ im Zeitraum 1979-1993 aus 12-stündig verfügbaren Aufstiegen. Die Arbeit wurde durch das BMBF im Rahmen des ACSYS (Arctic Climate System Study) Programms der WMO / WCRP gefördert. In Abb.(4) ist die Triangulierung für einen bestimmten Tag zu sehen mit einer vergleichsweise feinen Auflösung in Europa aber einer groben Abtastung in der zentralen Arktis. Unser Verfahren ist ideal geeignet, die russischen Radiosondenaufstiege zu nutzen, die von driftenden Eisstationen in der inneren Arktis durchgeführt wurden.

Abb.(5) zeigt schliesslich als ein Beispiel der möglichen Ergebnisse die atmosphärische Wasserbilanz als Funktion des Jahresgangs (unterer Teil der

Abbildung) berechnet aus den Radiosondendaten. Ein positiver Wert zeigt einen Transport von Wassermasse über den 70.ten Breitengrad in die Arktis hinein an, der nur durch einen Niederschlagsüberschuss relativ zur Verdunstung ausgeglichen werden kann, wenn man die Speicherung von Wassermasse in der Atmosphäre als gering annimmt. Die Variationen der Wasserbilanz im Jahresmittel finden sich in oberen Teil der Abb.(5). Im Flächenmittel verliert die arktische Atmosphäre 0.44 mm Wassersäule pro Tag und Einheitsfläche in Form von Niederschlag.

Um die Qualität der Rechnungen abschätzen zu können, wurden aus den NCEP Reanalysedaten für den gleichen Zeitraum zum einen die Wasserbilanz der arktischen Atmosphäre direkt bestimmt (vergl. auch Cullather et al., 2000, Abb.(6), die NCEP und die EZMW Reanalysen liefern nahezu identische Wasserbilanzen für die Arktis) und zum anderen aus den EZMW Reanalysen an den Positionen der Radiosondenmessungen die Werte der Messungen abgegriffen (simulierte Radiosondenaufstiege) und der Originalprozedur wie oben beschrieben unterzogen. Die Ergebnisse zur Wasserbilanz für diesen Fall finden sich in Abb.(7).

Der Vergleich zeigt, dass sowohl die Originalradiosondendaten als auch die aus den Reanalysefeldern simulierten Radiosondenmessungen vergleichbare Ergebnisse zur Wasserbilanz liefern (Jahresmittel ~ 0.44 mm/Tag), was die Amplitude und die Phase des Jahresganges und auch die Variabilität von Jahr zu Jahr angeht. Markante Unterschiede bestehen jedoch zu den Wasserbilanzen, die aus den vollständigen Reanalysefeldern bestimmt werden. So ist der jährlich gemittelte Wasserverlust 0.58 mm Wassersäule pro Tag und Einheitsfläche, etwa 20% mehr als die beiden anderen Abschätzungen liefern. Dies lässt den Schluss zu, dass diese Differenzen durch die Eigenschaften des Reanalyse Datenassimilationsmodells oder durch die Beobachtungen unterhalb der Radiosondenskala (z.B. Satelliten) oder durch die Berücksichtigung der zeitlichen Komponente bei der Assimilation der Beobachtungen

in das EZMW Reanalyse-Modell erzeugt werden. Welche der in den Abb.(5) bis (7) präsentierten Wasserbilanzen also die korrekte ist, ist deshalb z.Z. noch nicht abschliessend geklärt. Die Hinzunahme der Niederschlagsmessungen in der Arktis aus dem Arctic Precipitation Data Archive APDA des Weltniederschlagszentrum beim DWD kann eventuell diese Diskrepanzen auflösen.

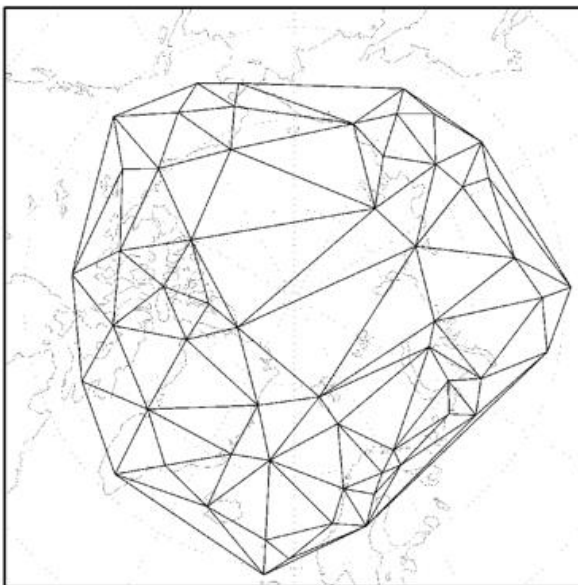


Abb. 4 Triangulierung der Atmosphäre durch die verfügbaren Radiosondenmessungen auf dem Standarddruckniveau 850 hPa am 1.1.1990, in der Vertikalen erfolgt die Triangulierung gemäss Abb.(3)

Radiosonde-based Moisture Flux

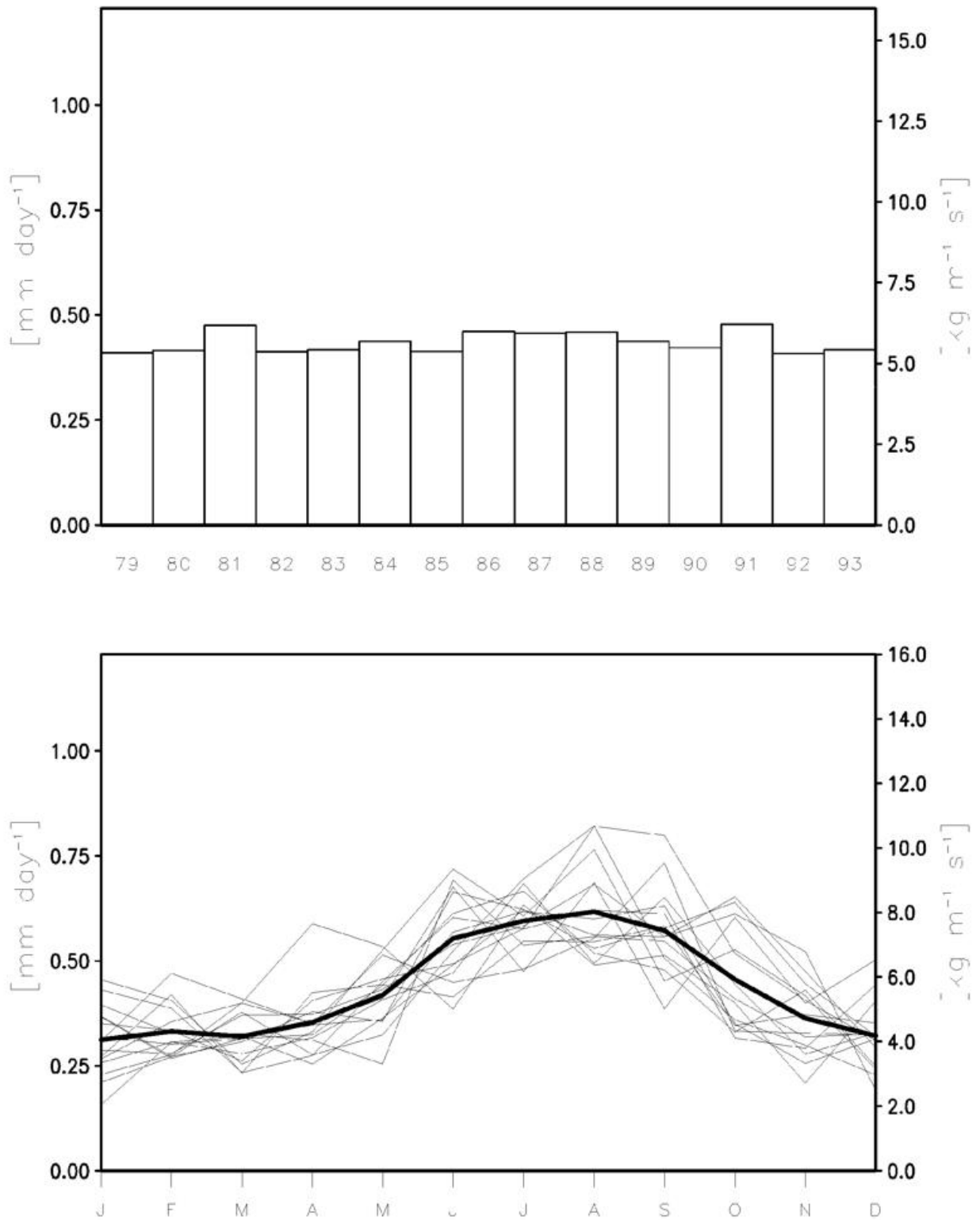


Abb. 5 Wasserbilanzen in mm/Tag der Arktischen Atmosphäre zwischen Januar und Dezember, jeweils Monatsmittel der Jahre 1979-1994, Daten Radiosondenmessungen (unten); Zeitreihe der jährlich gemittelten Wasserbilanz (in mm/Tag) für den gesamten Beobachtungszeitraum

(oben).

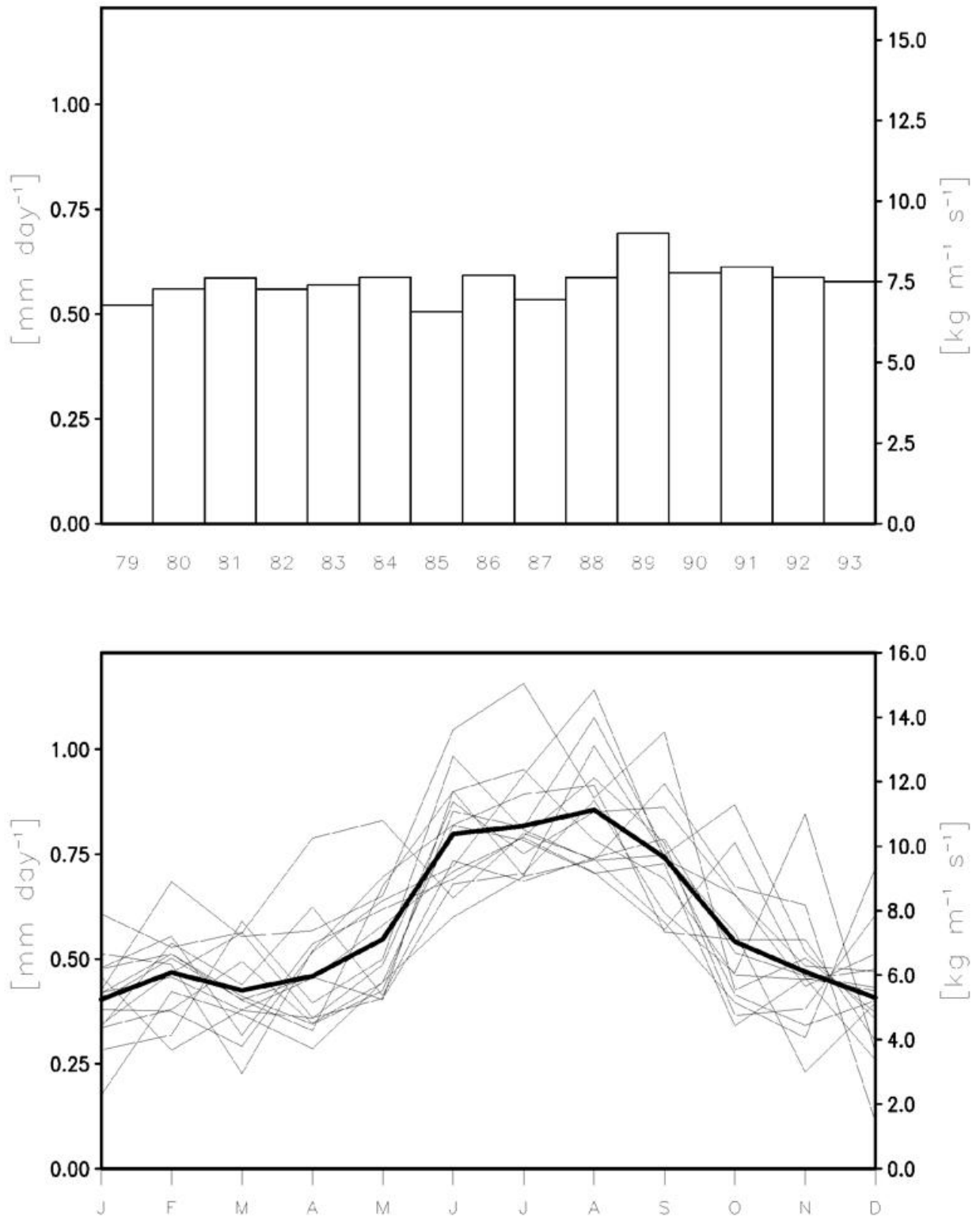


Abb. 6 wie Abb.(5), jedoch bestimmt aus den NCEP Reanalysen.

Radiosonde-based Moisture Flux

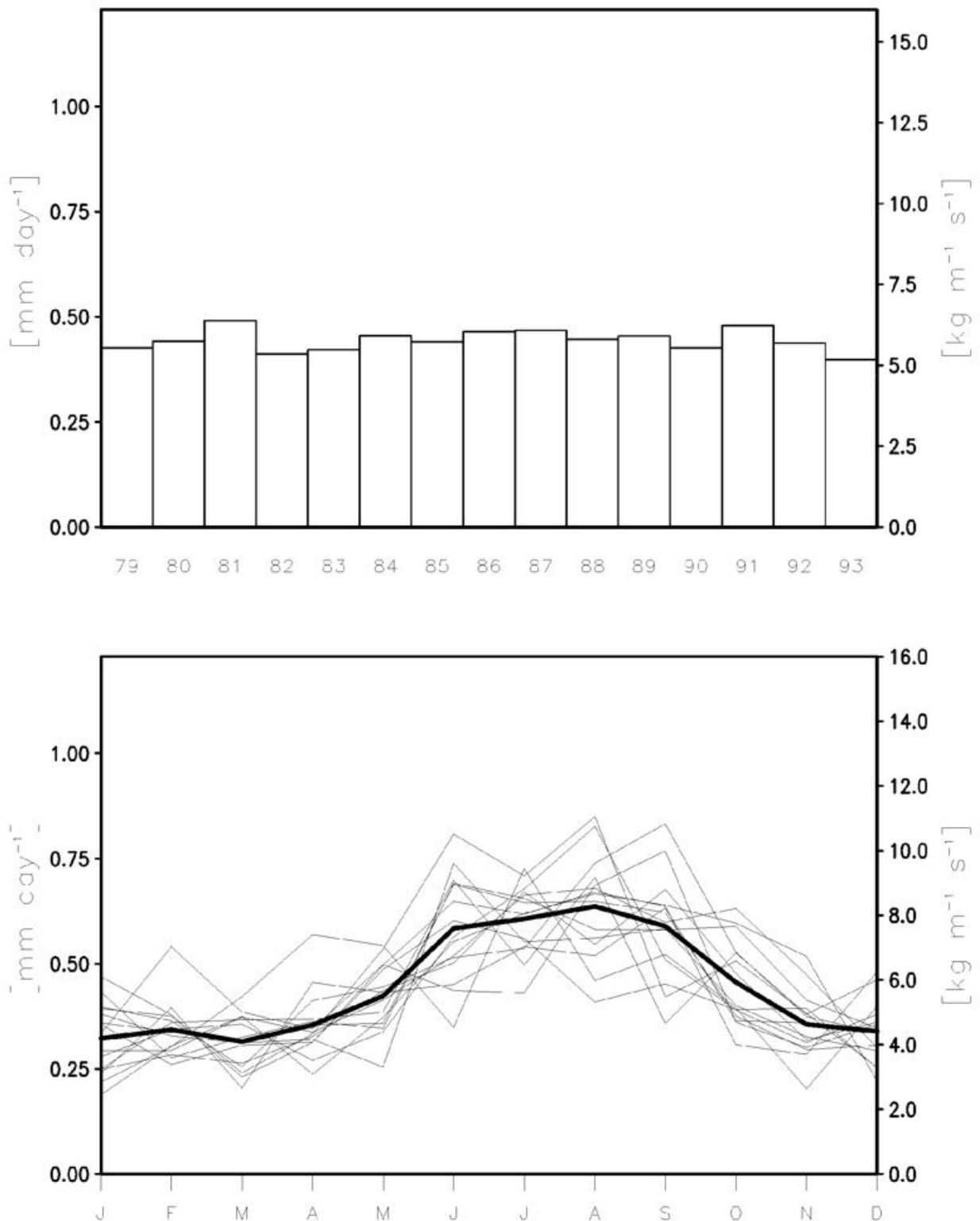


Abb. 7 wie Abb.(5), jedoch bestimmt aus den EZMW Reanalysen abgegriffen an den Radiosondenmesspunkten.

Zusammenfassung

Dieser Beitrag zum Klimastatusbericht 2000 des DWD sollte einen Überblick geben, welche Aussagen auch in der Ära der Reanalyse aus langen Radiosondenmessungen gefunden werden können bezüglich der raum-zeitlichen Struktur von großräumigen atmosphärischen Zirkulationsschwankungen. Dabei sollte die Auswertung von Zeitreihen einzelner Radiosondenmessungen zurückgestellt werden zugunsten der Auswertung eines gesamten Netzes unter Berücksichtigung der physikalischen Beziehungen wie Massenerhaltung und Energieerhaltung. Dies entspricht natürlich einem Reanalysemodell intermediärer Komplexität, da es über die univariate Betrachtung deutlich hinausgeht aber an die Komplexität der vollen Reanalysemodelle auf keinen Fall herankommt. Aber genauso wie in der Klimaforschung die Erdmodelle intermediärer Komplexität signifikante Beiträge liefern können, können nach unserer Ansicht auch Datenanalysemodelle des hier vorgestellten Typs einen Beitrag zur Klimadiagnose leisten.

Literatur

- Cullather R.I., Bromwich D.H. und Serreze M.C. (2000): The atmospheric hydrological cycle over the Arctic basin from reanalyses, Part I: Comparison with observations and previous studies, *J. Clim.*, 13, 923-937
- Fink A., (1991): Trendwerte der Temperatur der Stratosphäre und der Troposphäre für den Zeitraum 1961-1988, nach Messungen der aerologischen Station München, *Meteorol. Rdsch.*, 44, 184-188
- Flohn H., Kapala A., Knoche R., Mächel H. (1992): Water vapour as an amplifier of the greenhouse effect : new aspects, *Meteorol. Zeitschrift*, NF, 1, 122-138
- Fraedrich K., Böttger H., Dümmel, T. (1979): Evidence of short, long and ultra-long period fluctuations and their related transports in Berlin Rawinsonde data, *Beitr. Phys. Atmosph.*, 52, 348-361
- Göber M. und Hense A., (1995): Longterm variations of atmospheric synoptic variability: a study based on radiosonde data from Lindenberg (Germany), *Meteorol. Zeitschrift*, NF, 4, 51-61
- Kalnay et al. (1996): The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis project, *Bull. Americ. Meteorol. Soc.*, Vol.77, 437-471
- Peixoto J.P. und Oort, A.H. (1992): *Physics of Climate*, American Institute of Physics, New York, 520pp
- Tandetzki J. (1997): Statistisch-dynamische Untersuchungen von täglichen Analyse- und Modelldaten unter besonderer Berücksichtigung des quasigeostrophischen Lorenz-Energiezyklus, Dissertation Mathematisch-Naturwiss. Fakultät der Universität Bonn, 147pp
- Yano, J.-I., Fraedrich K. und Blender R. (2000): Tropical convective variability as $1/f$ noise, preprint, 16pp

Austausch von Luftmassen durch die Tropopause

A. Ebel, J. Kowol-Santen

Einleitung

Die Kenntnis des Austauschs von Luftmassen zwischen Troposphäre und Stratosphäre und der ihn steuernden Prozesse ist von besonderer Bedeutung für die Bewertung des gegenwärtigen Klimazustandes und seiner künftigen Entwicklung. Der stratosphärisch-troposphärische Austausch (kurz: ST-Austausch) wird in seiner großskaligen Wirkung durch die allgemeine Meridionalzirkulation der Atmosphäre geprägt. Er hat signifikanten Einfluss auf die globale Verteilung von Spurengasen – in besonderer Weise von Ozon – und infolgedessen auch auf deren Wirkung auf den Strahlungshaushalt. Beim Ozon ist es im kurzwelligen Bereich die Abschirmung von schädlicher UV-Strahlung und im infraroten Bereich sein Beitrag zum Treibhauseffekt. Der ST-Austausch führt zum Eintrag von natürlich und durch menschliche Aktivität erzeugten Luftbeimengungen aufwärts in die Stratosphäre sowie in umgekehrter Richtung von stratosphärischen Spurengasen, vor allem Ozon und Stickstoffoxiden (NO_x), in die Troposphäre.

In mittleren Breiten verläuft der größte Teil der Fernflugrouten in der Tropopausenregion, die damit durch Emission von Verbrennungsprodukten der Flugzeuge belastet wird. Hierbei sind es besonders NO_x , Wasserdampf und Aerosole, die mit unerwünschten Wirkungen in den Spurenstoff- und Strahlungshaushalt einzugreifen vermögen. Mesoskalige Dynamik in der Tropopausenregion, die Luftmassenaustausch und damit eine „Reinigung“ dieser Region begünstigt, kann erheblich zur Entlastung der Flugkorridore von chemischen Folgewirkungen der Emissionen beitragen.

Stratosphärisch-troposphärischer Austausch von Luftmassen und Brewer-Dobson-Meridionalzirkulation

Der mittlere meridionale Luftmassentransport in der Stratosphäre wird durch die Brewer-Dobson-Meridionalzirkulation beschrieben (WMO, 1985). Sie besteht aus einem aufsteigenden Ast in niederen Breiten, gespeist durch hochreichende tropische Konvektion, und aus einem absteigenden Ast in mittleren und hohen Breiten, getrieben durch Strahlungsabkühlung der aus niederen Breiten herangeführten wärmeren Luftmassen in der mittleren und oberen Stratosphäre (Abb. 1). Haynes et al. (1991) und Holton et al. (1995) sehen in diesem Abkühlungsvorgang den eigentlichen Motor der Brewer-Dobson-Zirkulation und damit des ST-Austauschs, der in diesen Breiten die Rückführung stratosphärischer Luft in die Troposphäre bewirkt. Dieser Prozess beeinflusst die Höhe der Tropopause sowie die globale Ozonverteilung (stratosphärisches Maximum vom äquatorialen Bildungsbereich polwärts und abwärts verschoben).

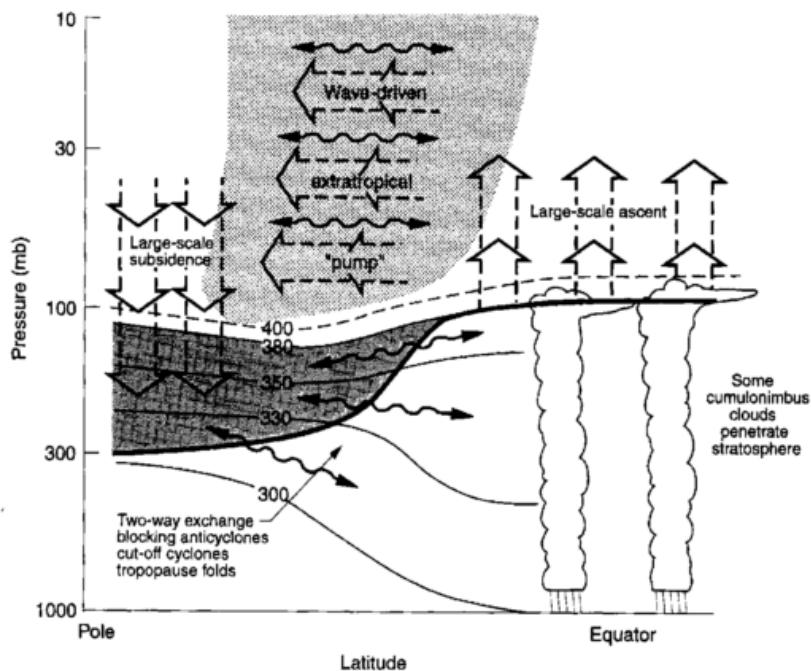


Abb. 1 Schematische Darstellung der Tropopause (dicke Linie) und des ST-Austauschs. Die dünnen Linien stellen isentrope Flächen dar, mit Angabe der potentiellen Temperatur in Kelvin. Der dunkelgraue Bereich repräsentiert die unterste Stratosphäre, aus der die isentropen Flächen in die Troposphäre niedriger Breiten hineinreichen. Die globale Meridionalzirkulation mit aufsteigender Luft in niederen Breiten und absinkender Luft in hohen Breiten ist durch breite Pfeile markiert. Im hellgrauen Bereich tragen Wellen zum Antrieb der Zirkulation bei (hier als extratropische Pumpe apostrofiert). Die gewellten Pfeile unterhalb der Tropopause kennzeichnen mesoskalige ST-Austauschvorgänge (Tropausenfalten u. a.). Aus Holton et al. (1995)

Bei der Betrachtung des ST-Austausches aus globaler Sicht kann man auf mesoskalige Details der Luftmassenzuführung in die Stratosphäre und des Rückflusses in die Troposphäre verzichten (Holton et al. 1995). Diese Details sind in Abb. 1 durch gewellte Pfeile angedeutet. Ihre Kenntnis, d. h. das Wissen um die entsprechenden mesoskaligen Phänomene und die sie steuernden Prozesse, ist jedoch unabdingbar, wenn man die dynamischen und luftchemischen Wirkungen auf die Übergangsregion zwischen Tropo- und Stratosphäre verstehen und bewerten will. In diesem Aufsatz beschränken wir uns bei der Betrachtung dieser Fragen auf die mittleren Breiten mit ihren interessanten besonderen Phänomenen der Tropausendynamik.

In Abb. 1 ist erkennbar, dass die Tropopause zu den Polen hin deutlich absinkt, und zwar von ca. 16 km in den Tropen auf ca. 8 km in hohen Breiten. Dabei durchschneidet sie eine Reihe von isentropen Flächen (potentielle Temperatur zwischen etwa 300 und 380 K). Bei der Neigung der Atmosphäre zu isentropem Transport folgt, dass die Schnittstellen gute Voraussetzungen für den Übergang stratosphärischer Luft aus höheren Breiten in die Troposphäre niedriger Breiten bieten. Da üblicherweise die Vorstellung herrscht, dass in mittleren Breiten ST-Austausch nur in Richtung von der Stratosphäre in die Troposphäre erfolgt, sei hier betont, dass der Luftmassenaustausch auch in umgekehrter Richtung recht effektiv

sein kann. Der Teil der Stratosphäre, aus dem Isentropenflächen in die Troposphäre hineinreichen, wird als „unterste Stratosphäre“ bezeichnet.

Um zu troposphärischer Luft zu werden, muss intrudierende stratosphärische Luft ihre Eigenschaften ändern. Bei der Beurteilung der Änderung kommt es darauf an, wie die entsprechenden Luftmassen charakterisiert werden. Eine gewisse Unschärfe der Begriffe und Ansätze mag den Leser der gegenwärtigen wissenschaftlichen Literatur zu diesem Thema gelegentlich verwirren, besonders wenn die Zusammensetzung der Luft (Mischungsverhältnis von Ozon, Stickstoffkomponenten, Wasserdampf u. a.) als Kriterium herangezogen wird. Wir beschränken uns hier der Einfachheit halber auf die dynamische Größe der Ertelschen potentiellen Vorticity (PV) als charakteristischen Parameter zur Unterscheidung troposphärischer (niedrige PV) und stratosphärischer Luft (hohe PV) und benutzen dabei die Einheit PVU (engl.: potential vorticity unit, $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$). Die PV bietet eine vorteilhafte Möglichkeit, die Tropopause in mittleren und höheren Breiten dynamisch zu definieren. Nach WMO-Empfehlung (WMO 1985) ist dies die 1,6-PVU-Fläche. Im Vergleich mit der thermischen Tropopause ergibt sich nach neueren Untersuchungen (z. B. Grewe und Dameris 1996) ein etwas höherer Wert (2 – 3,5 PVU). Die Wahl einer Fläche mit konstanter PV (z. B. 2 PVU) ist zugleich eine Festlegung der Transformationsbedingung für die Luft, die von einer Region in die andere eindringt und in dieser irreversibel verbleibt. So muss die hohe PV stratosphärischer Luft auf eine Stärke unterhalb des Tropopausenwertes reduziert werden, bevor sie der troposphärischen Luft zugerechnet werden kann. Diese Transformation ist der eigentliche Vorgang der Intrusion. Prozesse, die dies leisten, sind diabatische Temperaturänderungen und Mischung mit Luft niedrigerer PV-Werte.

Intrusionen

Intrusionen ereignen sich in Verbindung mit Höhenkaltlufttrögen und –fronten, wobei sich tiefreichende, oft die 500-hPa-Fläche durchdringende Tropopausenfalten bilden können. Ferner sorgen Höhenkaltlufttropfen (englisch: cut-off low, kurz: CoL) für intensiven Austausch durch die Tropopause. Auch blockierende Antizyklonen können den ST-Austausch verstärken. Schmalbandige Strukturen intrudierender Luft werden als Streamer und Filamente bezeichnet (Appenzeller und Davies, 1992). Abb. 2 zeigt die hohe räumliche Variabilität der Tropopause (als 2-PVU-Fläche) während einer kräftigen Tropopausenfaltung, die u. a. zu starkem Ozonfluss aus der Stratosphäre in die Troposphäre führte. Die hohe räumliche Variabilität wird von entsprechenden zeitlichen Änderungen begleitet. Ein Zeithöhenschnitt durch die Faltung ist zusammen mit einer Lidar-Ozonmessung in Abb. 3 wiedergegeben. Die Ähnlichkeit der PV- und Ozonprofile belegt die enge Korrelation zwischen PV und Ozonmischungsverhältnis in der untersten Stratosphäre, die vorteilhaft zur Abschätzung des Ozonflusses in die Troposphäre im Verlauf von Intrusionsereignissen benutzt werden kann. Die Tropopause wird im dargestellten Fall bis etwa 6 km Höhe heruntergedrückt. Aus der Stratosphäre stammende Luftmassen können, wie andere Fälle zeigen, bis in die untere Troposphäre, gelegentlich bis in Bodennähe, vordringen. Beobachtungen von

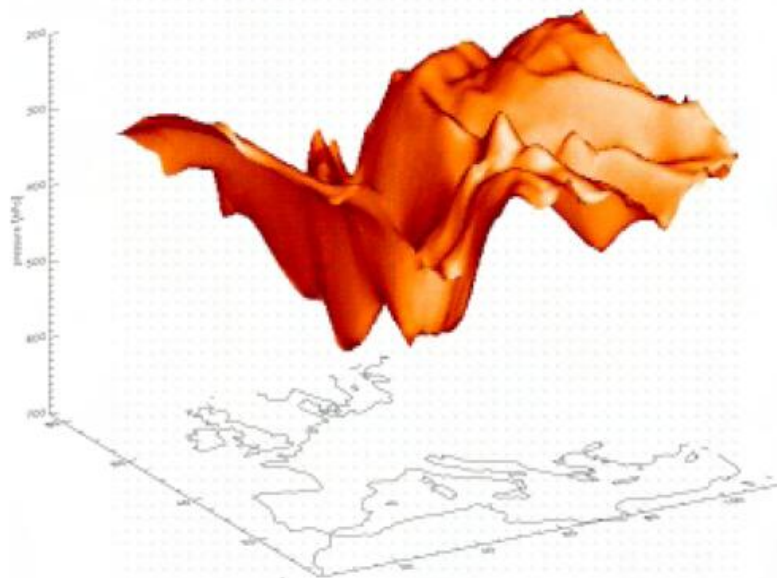


Abb. 2 Tropopausenfaltung am 5. März 1995, 00 UTC, über Westeuropa. Simulation mit dem mesoskaligen meteorologischen Modell MM5. Darstellung der 2 PVU- Fläche (Kowol-Santen 1998).

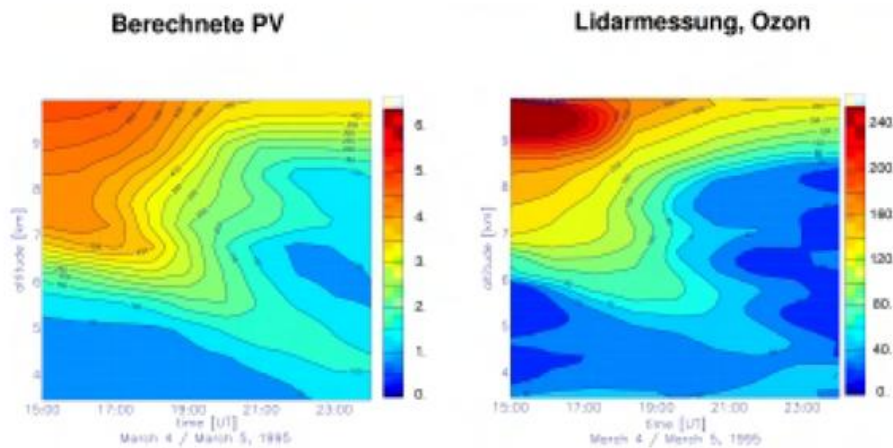


Abb. 3 Zeit-Höhen-Schnitte des Ozons und der potentiellen Vorticity für das Observatoire de Haute Provence (OHP; 43,9 °N, 5,7 °E) am 4. März 1995 beim Durchgang einer Tropopausenfalte (Abb. 2). Rechts: Lidarmessung des Ozonmischungsverhältnisses in ppbv (Ravetta et al. 1999) Links: Mit dem meteorologischen Modell MM5 berechnete potentielle Vorticity (PVU). Nach Kowol-Santen 1998.

Ozon, Beryllium (^7Be) und Wasserdampf mit für die Stratosphäre charakteristischen Werten belegen, dass solche tiefreichenden Ereignisse ein häufiges Phänomen sind. Intrusionen verändern nicht nur die räumliche Verteilung der PV, sondern auch diejenige von Spurengasen. In Vertikalprofilen des Ozons, die mit in-situ-Messungen durch Ozonsonden oder mit Fernerkundungsverfahren gewonnen werden, sind sie durch stark erhöhte Mischungsverhältnisse, oft als relative Maxima auftretend, erkennbar (z.B. Beekmann et al. 1997, Stohl und Trickl 1999). Feinere Strukturen, d.h. Streamer und Filamente, werden u. a. in Satellitenbildern als Zonen mit niedrigen Mischungsverhältnissen des Wasserdampfes sichtbar. Ihre dynamische Entwicklung kann gut durch numerische Simulation unter Anwendung der Methode

der Konturadvektion (Kowol-Santen 1998) nachvollzogen werden. Mit Hilfe mesoskaliger Modelle konnte gezeigt werden, dass durch Falten und CoLs nicht nur abwärts gerichteter Luftmassenfluss erzeugt wird, sondern dass auch kräftiger Transport in umgekehrte Richtung, von der Troposphäre in die Stratosphäre, erfolgt (Ebel et al. 1996, Meyer 1997). Im Mittel ist der Aufwärtstransport in mittleren und hohen Breiten etwas schwächer, so dass sich dort als Nettoeffekt ein Luftmassengewinn für Troposphäre ergibt. Wegen seiner hohen Konzentration in der Stratosphäre ist der Gewinn von Ozon noch ausgeprägter. Die Modellrechnungen zeigen ferner, dass die Flüsse um so schwächer werden, je weiter man sich in der untersten Stratosphäre aufwärts bewegt. Die Wirkung der mesoskaligen Austauschprozesse klingt also nach oben hin ab.

Statistische Betrachtungen

Es wurden zahlreiche Untersuchungen über die lokale, regionale und globale Häufigkeit von Intrusionseignissen durchgeführt. Die Ergebnisse streuen erheblich. Das liegt einerseits an der starken Variabilität der Atmosphäre in der Tropopausenregion, andererseits an den mitunter beträchtlichen Unterschieden der Kriterien, die verschiedene Autoren bei der Identifikation von Falten und CoLs angewandt haben. Den Versuch einer Studie mit vergleichenden und homogenisierten Ansätzen haben Beekmann et al. (1997) unternommen. Diese Arbeit sei hier besonders empfohlen.

Analysen von Spurengasmessungen (^7Be , Ozon, Wasserdampf) auf der Zugspitze (Reiter et al. 1971, Elbern et al. 1997) deuten auf einen Jahrgang von eindeutig identifizierbaren tiefreichenden Intrusionseignissen mit einem Maximum im Herbst/Winter von im Mittel rund drei Ereignissen je Monat und einem Minimum im Sommer von etwa einem Ereignis hin. Diese Ergebnisse können als exemplarisch für mittlere nördliche Breiten gelten.

Hendricks (1993) und Elbern et al. (1998) haben mit Hilfe von PV-Verteilung und Q-Vektor-Divergenz (Hoskins et al. 1978) in der oberen Troposphäre, abgeleitet aus den ECMWF-Analysen, Tropopausenfalten und CoLs identifiziert und dafür eine globale Statistik für den Zeitraum Dezember 1983 bis November 1993 erstellt. Diese zeigt in Übereinstimmung mit Ergebnissen anderer Verfahren und Autoren, dass die Breitenverteilung der Häufigkeit von Tropopausenfalten ihr Maximum zwischen 50 und 70 Grad nördlicher und südlicher Breite hat. Zwischen rund 20° N und 20° S wurden keine Falten gefunden. Abb. 4 (oben, dunkle Balken) illustriert dies für die Monate Dezember bis Februar. Als besonderes Ergebnis fällt auf, dass die Südhemisphäre in Bezug auf Faltenbildung – und damit Tropopausendynamik – weitaus weniger aktiv ist als die Nordhemisphäre. Die Höhenkaltlufttropfen, die deutlich seltener auftreten als die Falten (etwa 5% der Faltenzahl), zeigen eine identische Breiten- und Höhenabhängigkeit. Für beide Intrusionsarten findet man reduziertes Auftreten im Sommer, was in Abb. 4 (unten, dunkle Balken) besonders gut in den Ergebnissen für die Nordhalbkugel erkennbar ist. Ähnliche statistische Analysen sind uns für Streamer nicht bekannt.

Die unterschiedliche Stärke von Intrusionsereignissen, d. h. von Faltungen und CoLs, lässt sich mit der Q-Vektor-Divergenz bewerten. Diese Bewertung ist wichtig für quantitative Abschätzungen der Austauschwirkung, die im folgenden Abschnitt behandelt wird. Die hellen Balken in Abb. 4 geben das Resultat für die mit der Divergenz gewichteten Faltungsereignisse wieder. Das Verhältnis von gewichteten zu ungewichteten Häufigkeiten variiert mässig mit Jahreszeit und Breite und bewegt sich um 2:1.

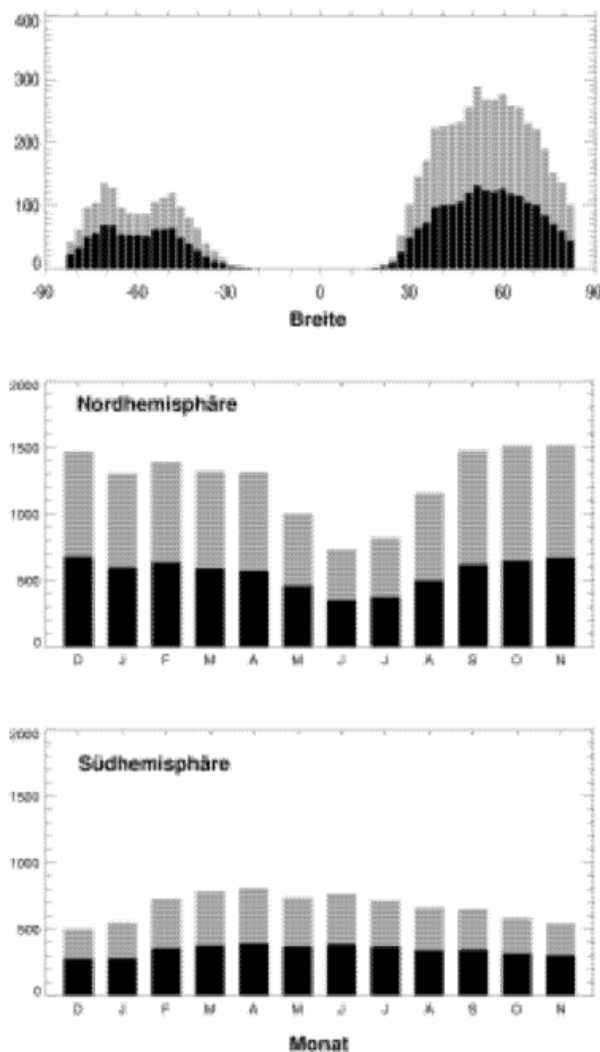


Abb. 4 Oberes Bild: Breitenverteilung der Häufigkeit von Faltungsereignissen (dunkle Balken) und daraus abgeleitete Faltungsaktivität (helle Balken, siehe Text) in den Monaten Dezember bis Februar während des Zeitraums Dezember 1983 bis November 1993. Intervallbreite 2,8 Grad. Untere Bilder: Jahreszeitliche Verteilung von Faltungsereignissen (dunkel) und Faltungsaktivität (hell) während desselben Zeitraums für die Nord- und Südhemisphäre. Nach Elbern et

Weltkarten der Verteilung von Falten und CoLs zeigen eine deutliche polwärtige Bewegung der Zone, in der solche Ereignisse nicht beobachtet werden, vom Winter (30 Grad Breite) zum Sommer (30 Grad Breite, am klarsten ausgeprägt auf der Nordhalbkugel). Erhöhte Intrusionsaktivität findet man in nördlichen Breiten über Ostkanada, dem nordwestlichen Atlantik, dem Nordpazifik, über Nord- und Osteuropa sowie über Japan. In mittleren und nördlichen Breiten findet man rund 5 Ereignisse je Monat auf einer Fläche von $8 \cdot 10^5 \text{ km}^2$. Unter der Annahme, daß zwei davon in der Höhe der Zugspitze bemerkt werden können, findet man für diese Station als durchaus plausiblen Wert einen Wahrnehmungsradius für Intrusionen von etwa 500 km.

Luftmassen- und Ozonflüsse durch die Tropopause

Eines der häufig diskutierten und bis heute noch nicht völlig geklärten Probleme ist die Grösse der Luftmassen- und Ozonflüsse durch die Tropopause. In der Literatur findet man zahlreiche Studien, die sich sowohl auf der globalen Skala (siehe Zitate bei Grewe und Dameris 1996) als auch auf der Mesoskala (siehe Zitate bei Beekmann et al. 1997) mit der Quantifizierung des stratosphärisch-troposphärischen

Austauschs befassen. Vergleicht man die Ergebnisse der einzelnen Arbeiten miteinander, so zeigen die Werte jedoch wie bei der Statistik der Intrusionen eine breite Streuung. Die Berechnung der Flüsse durch die Tropopause erfolgt dabei beispielsweise direkt mit Hilfe meteorologischer Analysen oder unter Anwendung dynamischer Prinzipien (z.B. mit dem "downward control principle", Haynes et al. 1991), aus Beobachtungen von Ozon, NO_x und anderen Spurenstoffen (z. B. Danielsen 1968) oder der Simulation mit meteorologischen und Chemie-Transport-Modellen (z. B. global: van Velthoven und Kelder 1996; mesoskalig: Kowol-Santen et al. 2000). Die mit hemisphärischen und globalen Ansätzen ermittelten Luftmassenflüsse auf der Nordhalbkugel variieren zwischen $0,7 \times 10^{17}$ und $10,7 \times 10^{17}$ kg/Jahr. Die Schätzungen der Ozonflüsse weisen Werte zwischen 3×10^{10} und 10×10^{10} Moleküle je cm² und Sekunde auf.

Wie bereits in Abschnitt 2 erwähnt, ist für die Bewertung des Spurenstoffhaushaltes der Tropopausenregion der mittleren Breiten die Kenntnis der mesoskaligen Austauschraten unabdingbar. Die Menge der Luft, die pro Tag und pro 10^6 km² aus der Stratosphäre in die Troposphäre transportiert wird, kann in Tropopausenfalten und Streamern einen Wert von rund 30×10^{13} kg erreichen. Der mittlere Wert für Tropopausenfalten liegt bei ca. 10×10^{13} kg/Tag/ 10^6 km². Die Stärke der aufwärts gerichteten Flüsse steht zu derjenigen der abwärts gerichteten Flüsse typischerweise in einem Verhältnis von 2 : 3. Die für Kaltlufttropfen ermittelten Abwärtsflüsse weisen im allgemeinen um bis zu 50% niedrigere Werte auf.

In zahlreichen mesoskaligen Studien wurde der Fluss von Ozon in Falten und CoLs direkt bestimmt (z.B. Ancellet et al., 1991, 1994). Andere Autoren nutzten die enge Korrelation zwischen Ozon und potentieller Vorticity in der unteren Stratosphäre, um anhand der mit den Luftmassen transportierten PV den Ozonfluss abzuschätzen. Die Ergebnisse dieser Studien weisen ebenfalls eine breite Streuung auf (zwischen 12×10^{10} molec/cm²/s und 130×10^{10} molec/cm²/s).

Für einen Vergleich der Ergebnisse mesoskaliger Studien mit globalen bzw. hemisphärischen Analysen kann die bereits diskutierte Häufigkeitsverteilung von Intrusionsereignissen herangezogen werden. Multipliziert man die Häufigkeiten mit den für die verschiedenen Formen bestimmten mittleren Luftmassenflüssen und summiert die Ergebnisse, so erhält man für die Nordhemisphäre einen Betrag, der den großskaligen Abschätzungen entspricht und mit Werten zwischen 1×10^{17} und 15×10^{17} kg/Jahr angegeben wird. Dieses Intervall umschließt die mit globalen Ansätzen bestimmten Flusswerte für die Nordhemisphäre.

Der Vergleich der für die globale Skala bestimmten Ozonflüsse mit denen mesoskaliger Fallstudien zeigt, dass die Tropopausenfaltungen, CoL und Streamer deutlich höhere Werte aufweisen. An dieser Stelle muss jedoch bedacht werden, dass im Rahmen der mesoskaligen Studien vor allem austauschintensive Ereignisse analysiert wurden. In globale Abschätzungen des Ozonflusses gehen dagegen auch die Beiträge dynamisch ruhigerer Episoden und Gebiete, besonders von Antizyklonen, zum ST-Austausch ein.

Die breite Streuung der Ergebnisse zeigt, dass das Problem der Quantifizierung des Transportes durch die Tropopause bis heute noch nicht abschliessend geklärt ist. Einen wichtigen Schritt zur Verbesserung des Verständnisses des stratosphärisch-troposphärischen Austauschs und der ihm zugrunde liegenden Prozesse stellen systematische Vergleiche der unterschiedlichen Verfahren zur Abschätzung der Luftmassen- und Spurenstoffflüsse dar. Ebenso bedarf es weiterer Fallstudien unter Verwendung einheitlicher Methoden, um statistisch gesicherte Aussagen über den Luftmassen- und Ozonaustausch sowohl auf der globalen als auch auf der Mesoskala treffen zu können.

Literatur

- Ancellet G., Pelon J., Beekmann M., Papayannis A., Megie G. (1991): Ground-based lidar studies of ozone exchanges between the stratosphere and the troposphere. *J. Geophys. Res.*, 96, 22401-22421.
- Ancellet G., Beekmann M., Papayannis A. (1994): Impact of a cutoff low development on downward transport of ozone in the troposphere. *J. Geophys. Res.*, 96, 22401-22421.
- Appenzeller C., Davies H. C. (1992): Structure of stratospheric intrusions into the troposphere. *Nature* 358, 570 - 57.
- Beekmann M., Ancellet G., Blonsky S., De Muer D., Ebel A., Elbern H., Hendricks J., Kowol J., Mancier C., Sladkovic R., Smit H. G. J., Speth P., Trickl T., van Haver Ph. (1997): Regional and global tropopause fold occurrence and related ozone flux cross the tropopause. *J. Atmos. Chem.* 28, 29 - 44.
- Danielsen, E. F. (1968): Stratospheric-tropospheric exchange based on radioactivity and potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, 25, 502-518.
- Ebel A., Elbern H., Hendricks J., Meyer R. (1996): Stratosphere-troposphere exchange and its impact on the structure of the lower stratosphere. *J. Geomag. Geoelectr.* 48, 135-144.
- Elbern, H., Kowol J., Sládkovic R., Ebel A. (1997): Deep stratospheric intrusions: A statistical assessment with model guided analyzes. *Atmos. Environment* 31, 3207-3226.
- Grewe V., Dameris M. (1996): Calculating the global mass exchange between troposphere and stratosphere. *Ann. Geophysicae* 14, 431-442.
- Haynes, P. H., Marks C.J., McIntyre M.E., Shepherd T.G., Shine K.P. (1991): On the "downward control" of extratropical diabatic circulation by eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.*, 48, 651-678.
- Hendricks, J. (1993): Die Bestimmung der Häufigkeit von Tropopausenfaltungen mittels objektiver Identifikationsverfahren. Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, 97 S.
- Holton J. R., Haynes P. H., McIntyre M. E., Douglass A. R., Rood R. B., Pfister L. (1995): Stratosphere-troposphere exchange. *Rev. Geophys.* 33, 403-439.
- Kowol-Santen, J. (1998): Numerische Analysen von Transport- und Austauschprozessen in der Tropopausenregion der mittleren Breiten. Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Nr. 123.
- Kowol-Santen, J., Elbern H., Ebel A. (2000): Estimation of cross-tropopause air mass fluxes at middle latitudes: comparison of different numerical methods and meteorological situations. *Monthly Weather Review*, 128, 4045-4057.
- Meyer, R. (1997): Quantitative Analysen von Luftmassenflüssen durch die Tropopause in mittleren Breiten mit einem mesoskaligen meteorologischen Modell. Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Nr. 121.
- Ravetta, F., Ancellet, G., Kowol-Santen, J., Wilson, R., Nedeljkovic, D: Ozone, temperature and wind field measurements in a tropopause fold: comparison with a mesoscale model simulation. *Monthly Weather Review*, 127, 2641-2653, 1999.
- Reiter, R. Sládkovic R., Pötzl K, Carnuth W. Kanter H.-J. (1971) Studies on the influx of stratospheric air into the lower troposphere using cosmic-ray produced radionuclids and fallout. *Arch. Met. Geophys. Biokl. Ser. A.*, 20, 211-246.
- von Velthoven, P. F., Kelder J.H. (1996): Estimates of stratosphere-troposphere exchange: Sensitivity to model formulation and horizontal resolution. *J. Geophys. Res.*, 101, 1429-1434.
- World Meteorological Organization WMO (1985): Atmospheric ozone 1985. Global ozone research and monitoring report, Report No. 16, WMO, Geneva.

Die Rolle der Stratosphäre für das Klimasystem

K. Labitzke

Einführung

Im Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin werden seit dem IGY (International Geophysical Year), d.h. seit Juli 1957, tägliche Karten der Höhen und der Temperatur für die Nordhemisphäre analysiert, in verschiedenen Druckniveaus zwischen 100 und 10 hPa. Die Analysen wurden immer im Rahmen von Forschungsprojekten durchgeführt, es blieb Zeit für später eintreffende Daten und es wurde großer Wert auf eine Kontinuität in Raum und Zeit gelegt, so dass bei speziellen Wetterlagen Analysen auch nachträglich überarbeitet werden konnten. Die Analysen basieren im wesentlichen auf Radiosondendaten und einigen wenigen Raketenmessungen, und seit den 70er Jahren wurden die Karten über den Meeren mit den sogenannten SATEMS ergänzt, d.h. mit aus Satellitenstrahldichten abgeleiteten Werten von ausgewählten Schichtdicken. Es liegt uns damit heute ein einzigartiges, homogenes Material vor, mit dem wir die natürliche Variabilität und Änderungen in der Stratosphäre untersuchen können.

Variabilität der Stratosphäre im Winter

Über der Nordhemisphäre wird die Zirkulation in den mittleren und hohen Breiten der Stratosphäre im Winter im wesentlichen von einem großen kalten Polarwirbel und einem quasistationären Hoch über den Aläuten bestimmt. Planetarische Wellen aus der Troposphäre dringen in die Stratosphäre ein, verstärken sich gelegentlich und führen zu großen Stratosphärenenerwärmungen (s.u.), die unter Umständen einen Zusammenbruch des Polarwirbels und den Aufbau eines Hochs über der Arktis bewirken. Die einzelnen Winter sind sehr verschieden, daher ist die Variabilität der Stratosphäre in der winterlichen Arktis besonders groß, wie die Abb.1 deutlich zeigt: Die für Januar und Februar gemittelten 30-hPa-Temperaturen am Nordpol schwanken zwischen Werten unter -80°C und solchen von -54°C , d.h., wir haben es mit einem unregelmäßigen Wechsel von warmen und kalten Wintern zu tun.

Im Gegensatz dazu dringen die planetarischen Wellen im Mittwinter nicht in die antarktische Stratosphäre ein, es gibt keine großen Stratosphärenenerwärmungen und damit ist die Variabilität am Südpol viel geringer, Abb.1 unten. Die Temperatur schwankt hier um -90°C , d.h. sie sind etwa 20°C niedriger als über der Arktis.

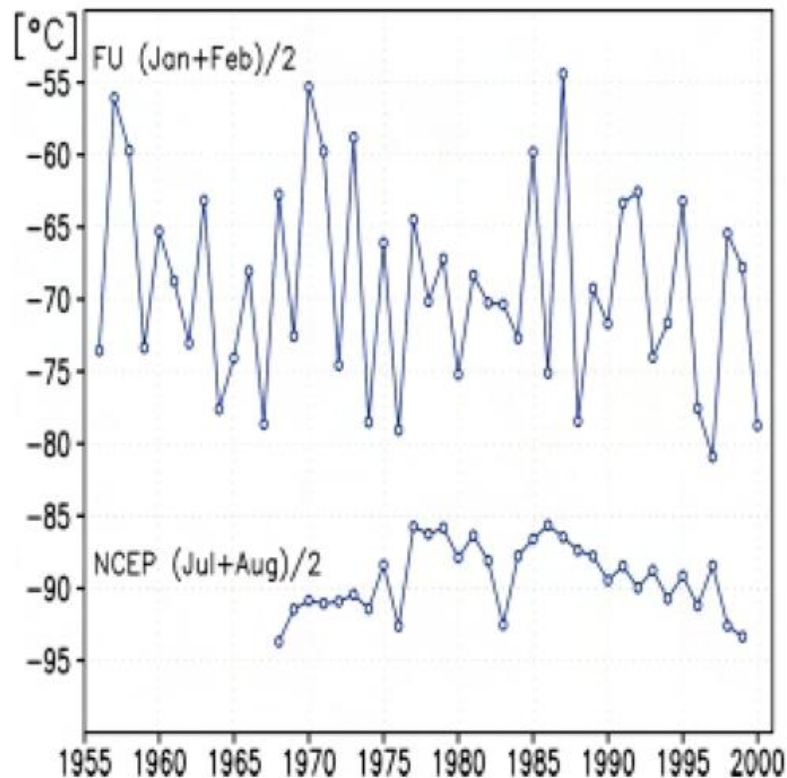


Abb. 1 oben) Zeitreihe der 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen (°C) im Januar und Februar am Nordpol, 1956-2000. (Daten: Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin); unten) entsprechend für den Südpol Werte für Juli und August, 1968-1999. (Daten: NCEP/NCAR re-analyses)

Stratosphärenenerwärmungen

Scherhag entdeckte 1952 die Stratosphärenenerwärmungen mit Radiosondenmessungen über Berlin. Er berichtete über das „erste Berliner Phänomen“ vom 27. Januar 1952:

...Während am 26. Januar alle gemessenen Stratosphärentemperaturen noch zwischen -56 und -69°C lagen, wurde 2 Tage später im Druckniveau von 13 mb nur noch -37°C gemessen. Am 27. Januar begann also eine plötzliche Erwärmung von 30 Grad. Am 30. Januar stieg die Temperatur im Niveau der 10-mb-Fläche sogar auf -23°C an, woran sich dann wieder eine rasche Abkühlung anschloß. ...

War schon dieses erste Berliner Phänomen eine auffallende Erscheinung, so wurde es bereits 26 Tage später durch das zweite Berliner Phänomen noch weit übertroffen. Am 23. Februar wurde über Berlin im 10-mb-Niveau eine Temperatur von -12°C gemessen.

... Daß diese ungewöhnliche Erwärmung wirklich reell war, wurde am nächsten Tag durch den fast gleichen Temperaturwert bewiesen, und ein noch einen Tag später oberhalb von 20 mb festgestellter SE-Wind bestätigte, daß hier Vorgänge im Spiel sein müßten, die die gesamte Druck- und Strömungsverteilung in der Stratosphäre in Unordnung gebracht hatten. ... (Scherhag, 1952).

Mit dieser Entdeckung begann die intensive Erforschung der Stratosphäre in Scherhags Institut an der Freien Universität Berlin, und heute wissen wir, daß derart gestörte Winter mit verhältnismäßig ruhigen, kalten Wintern wechseln. Einen guten

Eindruck von der Variabilität von Tag zu Tag im 10-hPa-Niveau über dem Nordpol gibt Abb.2, in der der Temperaturverlauf von 11 Wintern dargestellt ist.

Die großen Erwärmungen werden durch eine Verstärkung der langen planetarischen Wellen verursacht, die gleichzeitig Ozon aus den Subtropen in das Polargebiet transportieren. Es handelt sich bei den Erwärmungen um großräumiges Absinken über der Arktis, was ebenfalls zu einem Anstieg des Ozons führt. Daher sind die großen Stratosphärenerwärmungen immer mit reichlich Ozon über der Arktis verbunden und eine Zerstörung des Ozons wird bei den hohen Temperaturen verhindert. Im Gegensatz dazu findet während der kalten, ungestörten Stratosphärenwinter im Polarwirbel Ozonzerstörung statt.

Abbildung 3 zeigt in der Form von Hovmöller-Diagrammen den zonal gemittelten zonalen Wind und die zonal gemittelten Temperaturen im 30-hPa-Niveau für die beiden

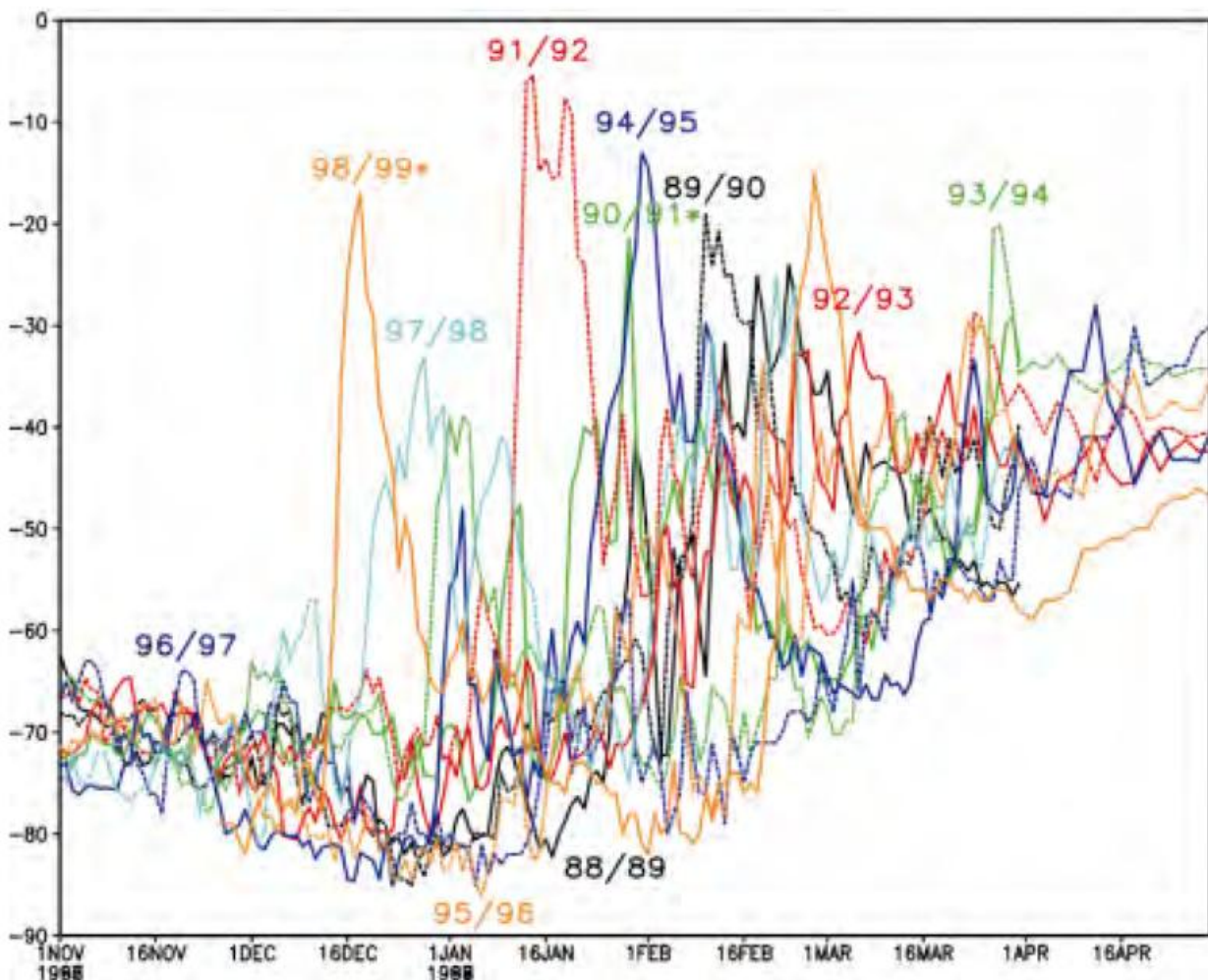


Abb. 2 Zeitreihen von täglichen 10-hPa-Temperaturen (°C) am Nordpol von November bis April, für die 11 Winter von 1988/89 bis 1998/99. (Daten: Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin)

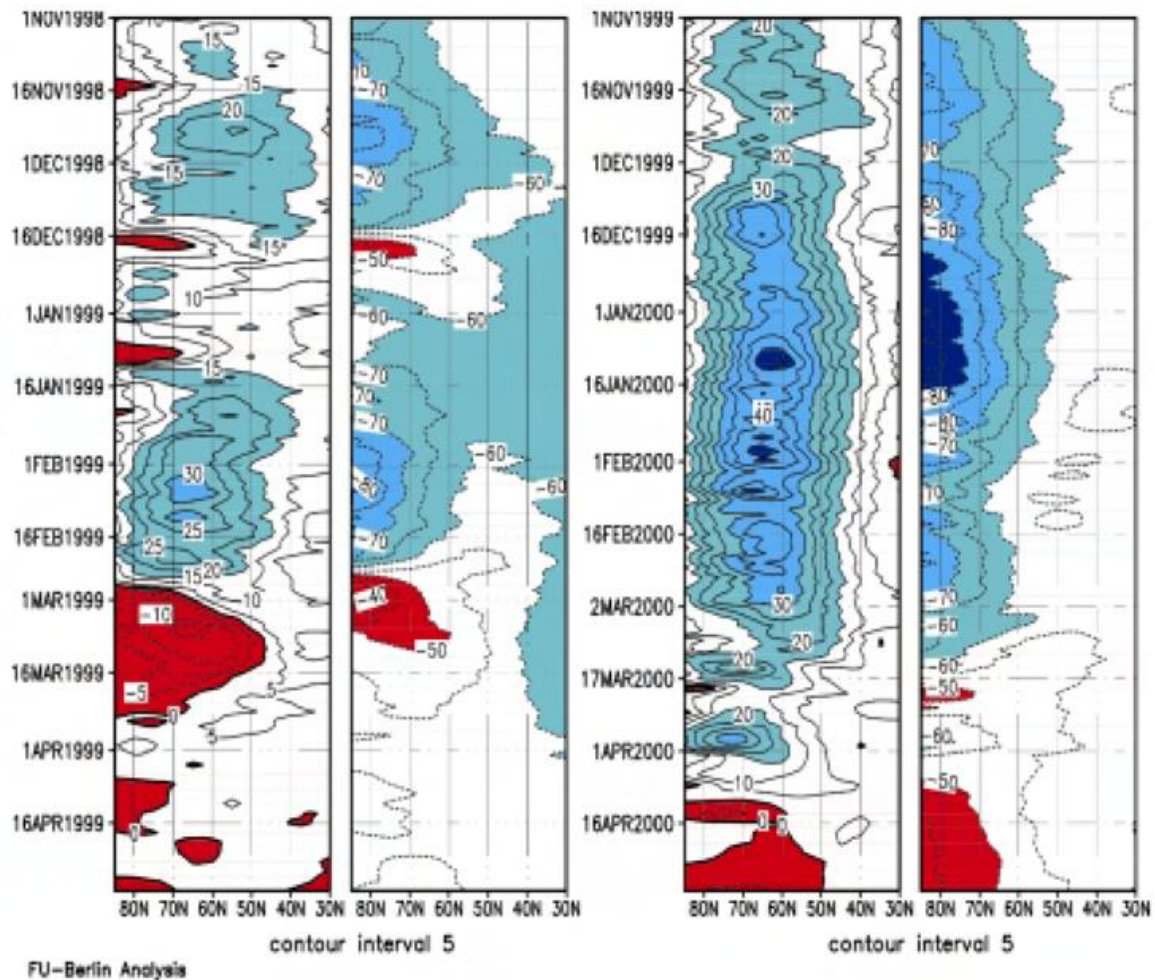


Abb. 3 Meridionale Zeitschnitte der Breitenkreismittel des zonalen Windes (m/s) und der zonalen Temperatur (°C) im 30-hPa-Niveau für die Winter 1998/99 (links) und 1999/2000 (rechts). (Daten: Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin, Naujokat et al., 2000)

Winter 1998/99 und 1999/2000. Unterschiedlicher können die stratosphärischen Winter kaum sein: während im Winter 1998/99 gleich 2 „Major Stratospheric Warmings“ im Dezember und März auftraten (Temperaturen wärmer als -50°C sind rot angelegt), war der Winter 1999/2000 sehr kalt und insbesondere der Januar der kälteste in unserer Datenreihe, d.h. seit 1958, und die Temperaturen lagen in der Arktis von November 1999 bis Anfang März 2000 unter -70°C , lange Perioden sogar unter -85°C (dunkelblau), s. Abb.3.

Entsprechend zeigt die Verteilung des zonalen Windes im Winter 1999/2000 einen sehr starken, kaum gestörten stratosphärischen Strahlstrom mit Werten bis zu 45m/s , während es im gestörten Winter 1998/99 im Dezember und Januar zu einer Umkehr des normalen Westwindes kam; (Ostwinde sind rot angelegt). Auch insgesamt war der polare stratosphärische Strahlstrom in diesem Fall während des gesamten Winters nur sehr schwach ausgeprägt. Die Umkehr zur sommerlichen Ostwindzirkulation fand schon Anfang März statt, während dies im Frühjahr 2000 erst Mitte April der Fall war.

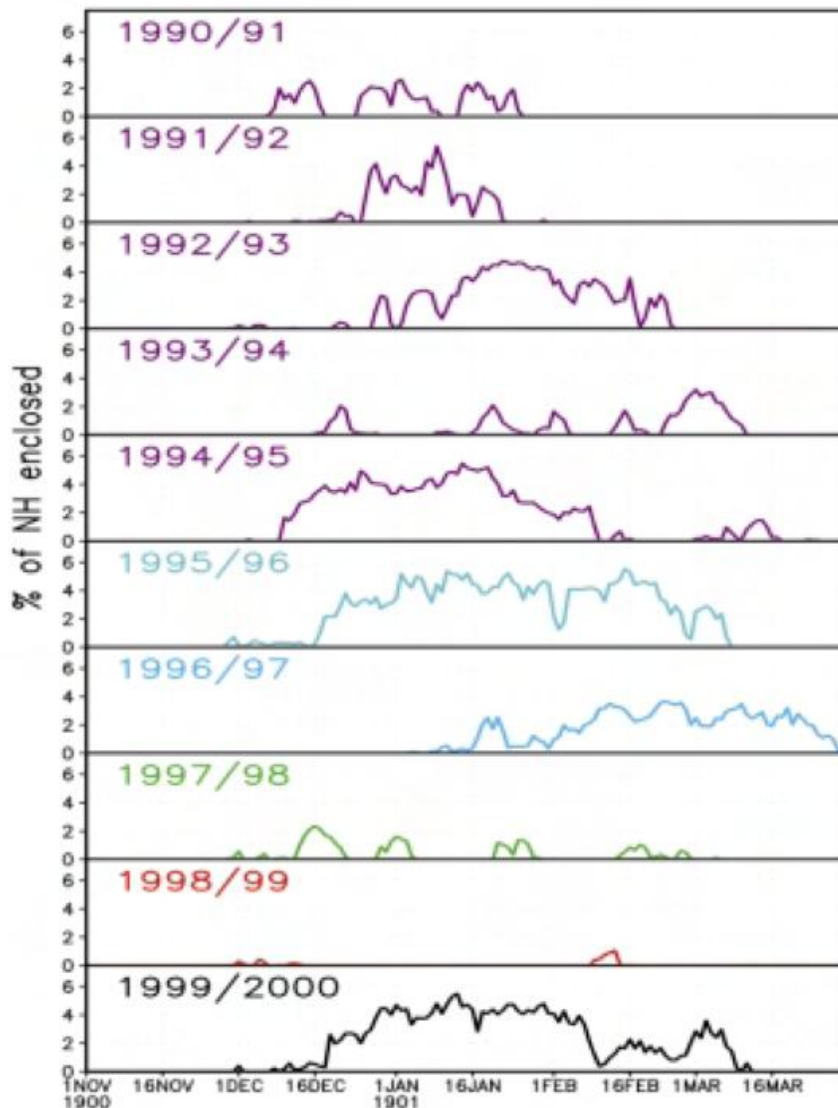


Abb. 4 Zeitreihen der täglichen Werte der Fläche (in % der Nordhemisphäre), in der die 50-hPa-Temperatur niedriger war als 195 K (-78°C), einem Schwellenwert, unter dem die Bildung der PSCs möglich ist. Für die 10 Winter von 1990/91 bis 1999/2000.

(Daten: Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin; nach Pawson et al., 1995)

Auch in einer ganz anderen Darstellung wird der Unterschied zwischen den beiden Wintern deutlich. In Abb.4 werden für die letzten 10 Winter die täglichen Werte der Fläche (in % der Nordhemisphäre) angegeben, in der die 50-hPa-Temperaturen unter 195 K lagen und in der damit die Bildung von „Polar Stratospheric Clouds (PSCs)“ möglich war. Diese Wolken, früher „Perlmutterwolken“ genannt, spielen eine wesentliche Rolle im Prozeß der Ozonzerstörung im polaren Winter in dem Sinne, daß die Ozonzerstörung umso größer ist, je länger diese polaren Wolken im Polarwirbel auftreten. Wieder wird die Variabilität der Winter deutlich und ganz besonders der Kontrast zwischen dem Winter 1998/99, in dem praktisch keine Wolken auftraten, und dem Winter 1999/2000, in dem die Wolken durchgehend von Dezember bis Mitte März vorhanden waren.

Das STRATALERT Programm

Anfang der 60er Jahre galt die Erforschung der Stratosphärenerwärmungen international als ein spannendes interessantes Problem. Man wollte gerne mehr Daten während einer solchen Erwärmung erhalten und versuchte, gezielt Beobachtungen zu machen, und ganz besonders wollte man meteorologische Raketen möglichst dann starten, wenn eine solche Erwärmung nahe an der Station war. Dafür war ein Benachrichtigungssystem wünschenswert, wie man es im internationalen geophysikalischen Bereich schon für andere Phänomene eingerichtet hatte, das sogenannte GEOALERT. Die in der Analyse der Stratosphärenerwärmungen erfahrene Berliner Gruppe setzte sich mit ihren amerikanischen Kollegen zusammen und entwickelte im Auftrag der WMO ein „Warnsystem“, das den Namen STRATALERT erhielt. Es wurde 1964 eingeführt, da in diesem Jahr das IQSY (International Quiet Sun Year) begann, quasi eine Wiederholung des IGYs, jetzt aber im Sonnenfleckenminimum.

Die Berliner übernahmen zunächst für den europäischen Raum, später dann für die ganze Nordhemisphäre die Verantwortung und gaben von nun an im Winter täglich einen STRATALERT-Bericht und wenn notwendig ein GEOALERT heraus. Die Alerts wurden in den internationalen Netzen der Wetterdienste und des Solar Forecast Centers, Boulder/Colorado verbreitet und erreichten so alle Interessierten, auch die Wissenschaftler in der Dritten Welt. Diese STRATALERT-Reports waren für viele wissenschaftliche Arbeitsgruppen eine wesentliche Information über das „Wetter“ in der Stratosphäre, über das man sonst kaum Nachrichten erhielt. Dadurch konnten viele Experimente gezielt gestartet werden und die Beobachtungen konnten viel besser interpretiert werden, wenn man wußte, was sich über einem abspielte. Da sich dieses Informationssystem sehr bewährte, wird es bis heute weiter geführt. Dabei hat sich inzwischen der Schwerpunkt des Interesses von den Erwärmungen zu den extrem kalten Gebieten verlagert, da man dort in den polaren stratosphärischen Wolken wichtige Informationen zum Ozonproblem erhalten möchte.

Wechselwirkung Troposphäre-Stratosphäre

Was regt aber nun die arktische Stratosphäre an und ist für das Auftreten der warmen oder kalten Winter verantwortlich? Das ist eine Frage, die auch heute erst in Ansätzen zu beantworten ist, denn die Wechselwirkungen zwischen verschiedenen Schwingungen in der Atmosphäre sind noch nicht geklärt, und man kennt auch nicht den Anteil der eigenen, rein zufälligen Variabilität der Atmosphäre. Es besteht große Übereinstimmung darin, daß sich im Winter unter bestimmten Bedingungen planetarische Wellen aus der Troposphäre in die Stratosphäre ausbreiten und daß die Ursache für eine Verstärkung dieser Wellen in der Troposphäre zu suchen ist. Es ist auch klar, daß es jedenfalls auf der Nordhemisphäre einen Zusammenhang zwischen den Unterschieden der winterlichen Zirkulation der Stratosphäre von Jahr zu Jahr und verschiedenen Schwingungen gibt, nämlich mit

- der „Southern Oscillation“ (SO), einer unregelmäßigen, etwa 3-4jährigen Schwingung des Luftdrucks in den Tropen und der Wassertemperaturen im äquatorialen Pazifik; und mit
- der „Quasi-Biennial Oscillation“ (QBO), einer fast zweijährigen Schwingung in der Atmosphäre; und der
- „North Atlantic Oscillation“ (NAO), in der ähnlich wie in der Troposphäre Zeiten eines verstärkten Polarwirbels mit Zeiten einer Abschwächung unregelmäßig wechseln.

Aber auch externe Anregungen, wie der

- 11jährige Sonnenfleckenzyklus und
- starke Vulkaneruptionen

beeinflussen die Zirkulation in der Stratosphäre.

Die Vorhersage eines Winters, ob er in der Arktis warm oder kalt sein wird und ob der Polarwirbel stark oder schwach sein wird, ist ähnlich wie in der Troposphäre noch nicht möglich, da die relativen Anteile der jeweiligen Anregungen noch nicht verstanden werden; ganz abgesehen davon, daß die Atmosphäre auch eine eigene Variabilität besitzt, wodurch sie auch ganz zufällig, anscheinend ohne jede Anregung von außen, von einem Zustand in den anderen wechseln kann. Diese komplizierten Zusammenhänge können auch noch nicht zufriedenstellend modelliert werden.

Das Verständnis der großen Variabilität ist aber gerade heute besonders wichtig, weil man damit z.B. erklären kann, warum sich in der Arktis bisher kein der Antarktis vergleichbares Ozondefizit ausbilden konnte, und eine Vorhersage der Entwicklung eines Winters wäre schon sehr wünschenswert, auch im Hinblick darauf, dass man damit eventuell Zusammenhänge zwischen Strato- und Troposphäre besser verstehen könnte.

Temperaturtrends in der Stratosphäre

Frühling

Wenn die Variabilität über der winterlichen Arktis von Jahr zu Jahr so groß ist, wie oben beschrieben, ist es fast unmöglich, aus den bisher vorhandenen Daten von etwa 40 Jahren einen Trend zu bestimmen: Das Beispiel der 30-hPa-Monatsmitteltemperatur im März am Nordpol, Abb.5, soll hier als Warnung dienen. Die Abbildung zeigt die Monatsmittel für März ab 1956, und wenn man alle Werte für die Berechnung des linearen Trends berücksichtigt, dann erhält man praktisch keinen Trend! Nimmt man die ersten 25 Jahre, dann erhält man einen signifikanten positiven Trend, und beginnt man mit der „Trend-Analyse“ erst im Jahr 1981, dann erhält man bis 1997 einen „signifikanten“ negativen Trend von $-8,16^{\circ}\text{C}$ Dekade. In Wirklichkeit kann man nicht sagen, daß die Märze kälter geworden sind. Abgesehen von dem Extrem des März 1997, das man meteorologisch erklären kann, ist wirklich kein Trend zu erkennen; entsprechendes gilt für den ganzen Winter von Dezember bis

April (Labitzke and Naujokat, 2000). Und diese Aussage ist sehr wichtig für die Diskussion um eine mögliche Ausbildung eines Ozonlochs über der Arktis, s.o. .

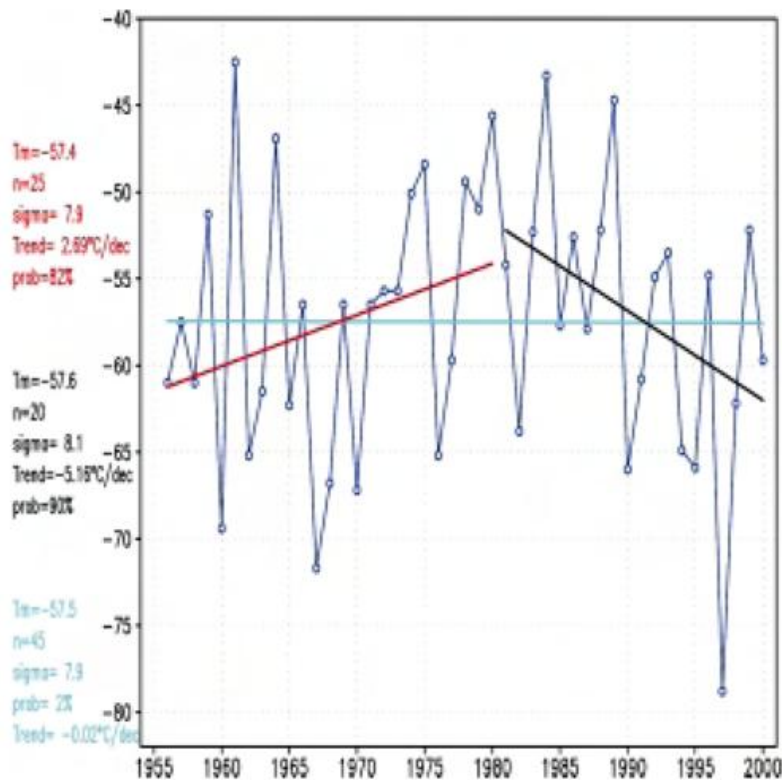


Abb. 5 Zeitreihe der 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen (°C) im März am Nordpol, 1956-2000. Der lineare Trend ist für 3 verschiedene Perioden eingezeichnet. (Daten: Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin, nach Labitzke 1999)

Sommer

Im Sommer ist die untere und mittlere Stratosphäre verhältnismäßig ungestört. Die Zirkulation wird von einem warmen Hochdruckgebiet bestimmt und bei vorherrschendem Ostwind können die planetarischen Wellen der Troposphäre nicht nach oben in die Stratosphäre vordringen. Gezeiten spielen noch keine große Rolle. Unter diesen Bedingungen ist auch die Variabilität von Jahr zu Jahr gering und damit eignet sich der Sommer besonders gut, um eventuelle „Trends“ zu untersuchen. In der Stratosphäre „erwartet“ man eine Abkühlung sowohl wegen der zunehmenden Treibhausgase als auch wegen der Abnahme des Ozons.

Tatsächlich ist festzustellen, daß die Temperatur in der Stratosphäre im Sommer und Herbst deutlich abgenommen hat. Dies zeigen z.B. die 30-hPa-Temperaturen am Nordpol vom Juli, Abb.6. In diesem Fall liegen uns Daten ab 1955 vor. Statistisch signifikante Trends sind eingezeichnet und man hat den Eindruck, daß diese negativen Trends in den letzten 20 Jahren stärker geworden sind.

Eine horizontale Verteilung des linearen negativen Temperaturtrends im 50-hPa-Niveau ab 1964 zeigt Abb.7 für Juni/Juli. (Für die hemisphärische Darstellung stehen verlässliche Temperaturanalysen erst ab 1964 zur Verfügung. Vorher wurden die Radiosondendaten nicht von überall her international ausgetauscht.) In dieser Karte, in der Linien gleichen linearen Trends dargestellt sind, erkennt man überall negative

Trends bis zu -1.0 K /Dekade. In der gesamten Karte sind die Trends mindestens 99% signifikant.

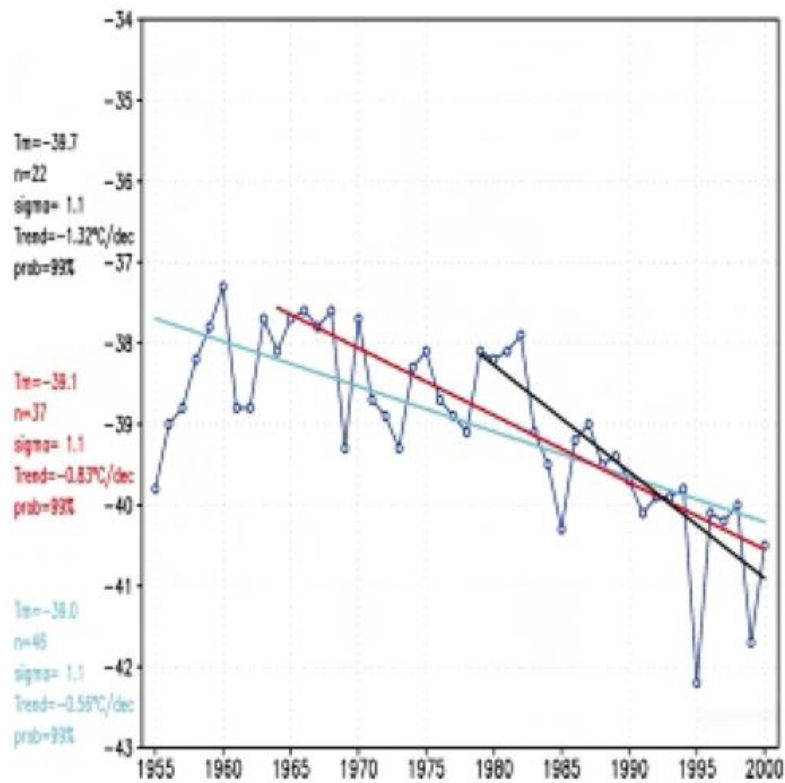


Abb. 6 Wie Abb.5, aber für den Juli.

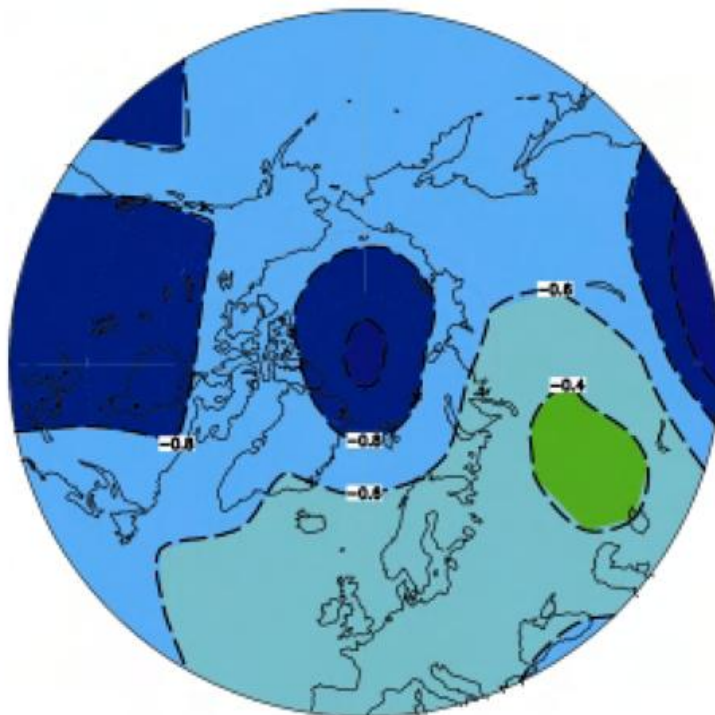


Abb. 7 Linearer Trend der 50-hPa-Monatsmitteltemperatur im Juni/Juli ($^{\circ}\text{C}/\text{Dekade}$) über der Nordhemisphäre (polwärts von 40°N), für den Zeitraum von 1964 bis 2000. (Daten: Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin)

Wie oben erwähnt, erwartet man in der Stratosphäre im Zusammenhang mit dem Treibhauseffekt und der Erwärmung der Troposphäre eine Abkühlung. Da sich die Troposphäre bis jetzt über der Arktis noch gar nicht erwärmt hat, man dort z.B. über Grönland sogar ebenfalls einen negativen Temperaturtrend festgestellt hat, steht eine vollkommene Erklärung der Prozesse noch aus. Eine Überwachung der Stratosphäre muß daher unbedingt weiterhin durchgeführt werden, da verschiedene Fakten, wie z.B. die Ozonabnahme über der Antarktis, darauf hinweisen, daß die Stratosphäre eine außerordentlich sensible Region in unserer Atmosphäre ist, in der man globale Veränderungen vermutlich zuerst feststellen kann.

Diesen Fragen widmet sich im internationalen Rahmen das Projekt *SPARC* (Stratospheric Processes and their Role in Climate). *SPARC* ist Teil des *WCRP* (World Climate Research Program), das von der *WMO* (World Meteorological Organisation) und dem *ICSU* (International Council of Scientific Unions) gemeinsam organisiert wird, und in dem alle Aspekte des Klimas und seiner möglichen Veränderungen untersucht werden.

Einteilung der Stratosphärenwärmungen

Major Midwinter Warmings sind solche Erwärmungen im Januar/Februar, die zusätzlich zu einer Erwärmung des Polargebiets mit Umkehr des winterlichen Temperaturgradienten auch zu einem Zusammenbruch des Polarwirbels führen; d.h., es kommt nicht nur auf die „Wärme“ an, sondern darauf, inwieweit die Zirkulation geändert wird. Ein Zusammenbruch des Polarwirbels ist gegeben, wenn man im 10-hPa-Niveau in der Polarkalotte anstelle des üblichen Westwindes Ostwinde antrifft, d.h., wenn das Zentrum des Wirbels südlich des 65. bis 60. Breitenkreises liegt. Dabei kann der Wirbel nur verschoben oder aber auch geteilt sein.

Minor Warmings sind Erwärmungen, die zwar sehr intensiv sein können und den winterlichen Temperaturgradienten umkehren, die aber doch nicht zu einer Umstellung der Zirkulation im 10-hPa-Niveau oder darunter führen. Solche Erwärmungen treten auch über der Antarktis auf.

Canadian Warmings sind Erwärmungen, die oft im frühen Winter auftreten. Sie entstehen durch eine Verstärkung und polwärts Verschiebung des Aläutenhochs, können den Temperaturgradienten und kurzfristig auch den Wind umkehren, erreichen dennoch nicht den Status eines Zusammenbruchs des Polarwirbels.

Final Warmings nennt man heute die Erwärmungen, die im Frühjahr zu einer Umstellung aus der Wintersituation in den Sommer führen. Sie treten mit sehr unterschiedlicher Intensität auf, so daß man auch zwischen „major“ und „minor“ unterscheidet. Besonders ist aber der Zeitpunkt der erfolgten Umstellung sehr unterschiedlich, so daß man von „late“ und „early“ Final Warmings spricht. Diese Erwärmungen treten natürlich auch über der Antarktis auf und beenden dann die Zeit der Ozonerstörung.

SPARC (STRATOSPHERIC PROCESSES AND THEIR ROLE IN CLIMATE)

SPARC wurde 1992 als ein Teilprojekt des *WCRP (World Climate Research Programm)* initiiert. Es behandelt die Rolle der dynamischen, chemischen und strahlungsbedingten Prozesse in der Stratosphäre in bezug auf das globale Klimasystem. Die wichtigsten Problemkreise, in denen Forschung dringend nötig war, wurden von der SPARC Scientific Steering Group benannt:

- Der Einfluss der Stratosphäre auf das Klima
- Physikalische und chemische Prozesse, die für den Abbau des stratosphärischen Ozons verantwortlich sind
- Die Variabilität der Stratosphäre und ihre Überwachung

In den letzten Jahren wurden mehrere Untersuchungen zu den aufgeführten Fragen durchgeführt, u.a. eine gründliche Behandlung der Themen „Temperaturtrend in der Stratosphäre“ und „Ozontrend“ .

In verschiedenen Workshops wurden Themen, wie z.B. „Die Rolle der QBO für das Klimasystem“ diskutiert.

GRIPS (GCM Reality Intercomparison Project for SPARC) ist ein internationales Projekt, das sich mit dem Vergleich verschiedener GCMs hinsichtlich der Stratosphäre befaßt, ähnlich wie das *WCRP Projekt AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project)*.

Außerdem sind die Themen „Austausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre“ sowie „Die Rolle der Schwerewellen im Klimasystem und die Möglichkeit ihrer Parametrisierung für die GCMs“ Schwerpunkte der internationalen Forschung im Rahmen von SPARC.

Man weiß heute, dass alle Prozesse, die in der Stratosphäre ablaufen, in verschiedener Weise das Klima beeinflussen, und dass eine genaue Beobachtung der Stratosphäre und ihrer Veränderungen eine Voraussetzung zum Verständnis des gesamten Klimasystems ist.

Literatur

- Labitzke, K., 1999: Die Stratosphäre: Phänomene, Geschichte, Relevanz. 177 S., Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Labitzke, K. and B. Naujokat, 2000: The lower arctic stratosphere in winter since 1952. In SPARC Newsletter No.15, July 2000.
- Naujokat, B., M. Kunze and S. Pawson, 2000: Meteorology of the stratosphere during the THESEO 2000 / SOLVE winter-evolution and evaluation. SOLVE/THESEO Science Meeting, Palermo, Italy, September 2000.
- Pawson, S., B. Naujokat and K.Labitzke, 1995: On the polar stratospheric cloud formation potential of the northern hemisphere. J. Geophys. Res., 100, 23,215-23,225.
- Scherhag, R., 1952: Die explosionsartigen Stratosphärenenerwärmungen des Spätwinters 1951/52. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, 6, Nr.38, 51-63

Trends in der Meso- und Thermosphäre

J. Bremer

Einführung

Das Institut für Atmosphärenphysik (IAP) in Kühlungsborn wurde 1992 auf Empfehlung der Wissenschaftsrates als Institut der Blauen Liste gegründet, trat 1997 der „Wissenschaftsgemeinschaft Gottfried Wilhelm Leibniz“ (WGL) bei und trägt deshalb seit 1999 den offiziellen Namen „Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e. V. an der Universität Rostock“. Schwerpunkte der wissenschaftlichen Arbeiten am Institut sind die Untersuchung der Mesosphäre im Höhenbereich zwischen etwa 50 und 100 km sowie ihre Kopplung mit darunter und darüber liegenden atmosphärischen Schichten. Unter anderem soll festgestellt werden, ob und in welchem Maße Erscheinungen in der Mesosphäre Informationen über mögliche Klimaänderungen geben können.

Die Untersuchung langfristiger Trends in der Atmosphäre erfordern lange und homogene Datenreihen. Solche Messreihen liegen am IAP für den Bereich der Mesosphäre mit sogenannten Phasenhöhenmessungen im Langwellenbereich seit 1959 und für die Thermosphäre mit Ionosondenmessungen seit 1957 vor. Die Trend-Untersuchungen in der Thermosphäre können dabei durch weltweit durchgeführte Ionosondenbeobachtungen wesentlich unterstützt werden.

Trends in der Mesosphäre

Phasenhöhenmessungen sind einfache Feldstärkemessungen im Langwellenbereich (Senderfrequenz: 162 kHz; Senderentfernung: 1020 km) bei denen aus dem Interferenzfeld von Bodenwelle und ionosphärisch reflektierter Raumwelle die ionosphärische Reflexionshöhe der Funkwelle abgeleitet werden kann (Entzian, 1972). Zur Eliminierung des Einflusses der tageszeitlichen Variation der solaren Strahlung werden Reflexionshöhen bei konstantem solaren Zenitwinkel ($\cos \chi = 0,2$) untersucht. In Abb. 1 sind Jahresmittel dieser Reflexionshöhen für das Zeitintervall von 1959 bis 1999 aufgetragen. Dabei ist zu erkennen, dass die ionosphärische Reflexionshöhe einen langfristigen negativen Trend aufweist, gekennzeichnet durch die gestrichelte Gerade. Jahr-zu-Jahr Variationen um diesen Trend sind zum Teil auf den Einfluss des solaren 11-jährlichen Zyklus zurückzuführen und werden bei den exakten Trendanalysen durch Regressionsrechnungen eliminiert. Aus Modelluntersuchungen kann gezeigt werden, dass die Reflexionshöhe in erster Näherung einem Niveau konstanten atmosphärischen Drucks entspricht (dabei wird vorausgesetzt, dass keine langfristigen Änderungen der Dichte des Stickoxids, NO, und des effektiven Rekombinationskoeffizienten im Höhenbereich um 82 km existieren).

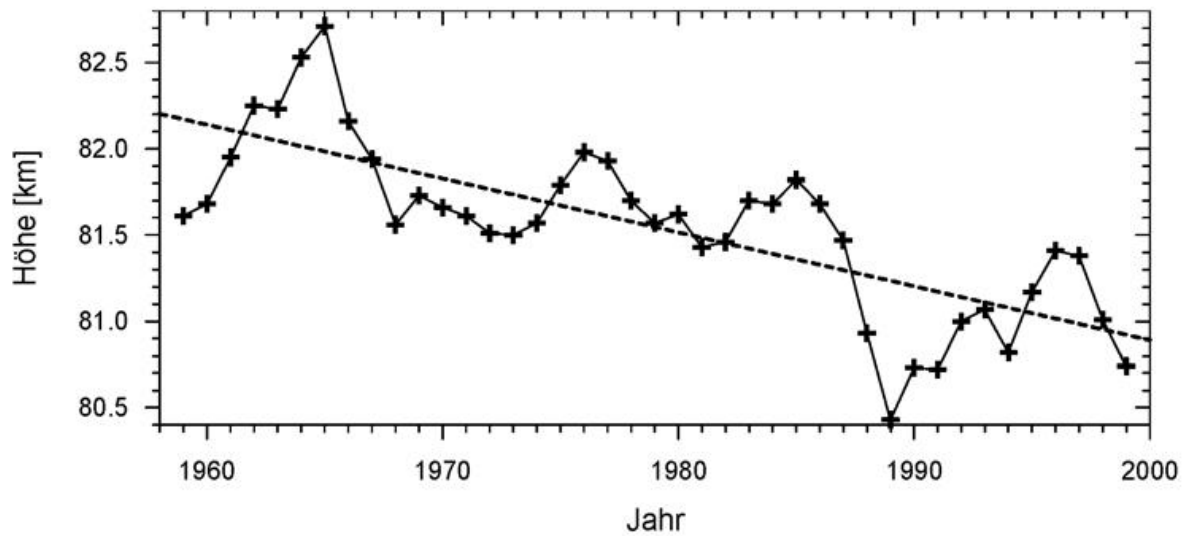


Abb. 1 Variation der Reflexionshöhe (Jahresmittelwerte) bei konstantem solaren Zenitwinkel aus Phasenhöhenmessungen in Kühlungsborn auf der Frequenz von 162 kHz. Die gestrichelte Gerade ist der berechnete lineare Trend.

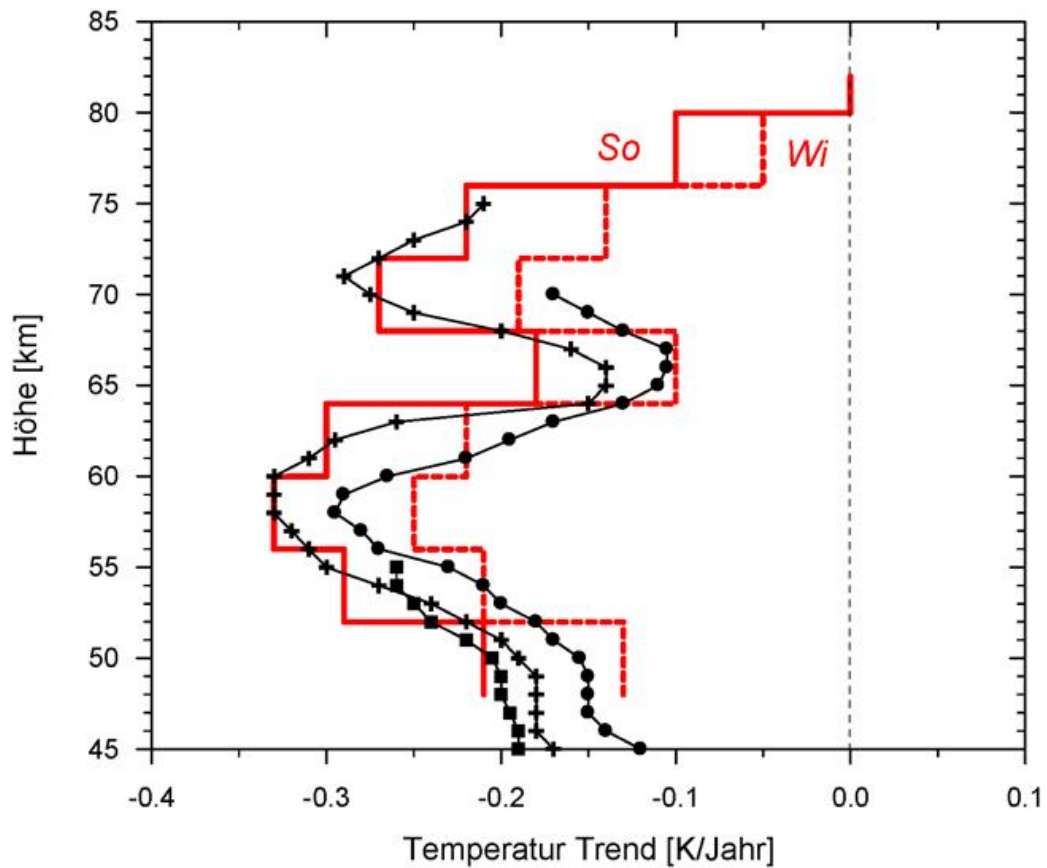


Abb. 2 Vergleich der aus Phasenhöhenmessungen abgeleiteten Temperaturtrends für Sommer und Winter (rote Treppenkurven) mit Trends aus Raketen Sondierungen (Quadrate: Keckhut und Kodera, 1999; Kreuze: Keckhut et al., 1999) und Lidarmessungen (Punkte: Keckhut, 2000).

Die aus den Phasenhöhenmessungen erschlossene Abnahme des atmosphärischen Drucks nahe 82 km Höhe kann auf eine Temperaturabnahme unterhalb dieser Höhe zurückgeführt werden. Bei zusätzlicher Benutzung von Trends, die aus Satellitenmessungen für das 1 hPa Druckniveau (48 km Höhe) abgeleitet wurden (Taubenheim et al., 1994), können mit Hilfe der barometrischen Höhenformel für das Gebiet zwischen 48 und 82 km mittlere Temperaturtrends abgeleitet werden. Normalerweise lassen sich nur Mittelwerte für den genannten Höhenbereich berechnen. Bei Annahme einer Profilform von Temperaturtrends, wie sie mit anderen Beobachtungen (Raketen- und Lidarmessungen, Keckhut et al., 1999; Keckhut, 2000) erhalten wurde, kann man aus den Phasenhöhenmessungen auch Profile des mesosphärischen Temperaturtrends bestimmen. In Abb. 2 sind solche Trendprofile für Sommer (Monate Mai-August) und Winter (November-Februar) aufgetragen und mit Ergebnissen von Raketensondierungen und Lidarbeobachtungen verglichen, die jeweils Daten aus dem gesamten Jahr benutzten. Die Übereinstimmung der nach unterschiedlichen Methoden abgeleiteten Temperaturtrends ist überraschend gut.

Zur Untersuchung der möglichen Ursachen der beobachteten mesosphärischen Temperaturtrends wurden Modellrechnungen mit dem am IAP weiterentwickelten globalen Zirkulationsmodell COMMA-IAP (COMMA: Cologne Model of the Middle Atmosphere) durchgeführt (Berger, 2000). Im ersten Szenario wurden die Rechnungen begrenzt auf die Auswirkungen des derzeit beobachteten positiven Trends im atmosphärischen Treibhausgas CO_2 von 15 ppmv/Dekade. In einem zweiten Szenario wurden zusätzlich die in der Stratosphäre beobachteten Abnahmen des Ozons in die Modellrechnungen einbezogen. In Fig. 3 sind die aus den Phasenhöhenmessungen abgeleiteten Trends mit den beiden genannten Modellierungsergebnissen getrennt für Sommer und Winter dargestellt. Danach ist die Übereinstimmung zwischen theoretischen und experimentellen Trendprofilen befriedigend, insbesondere für den Fall, wenn in den Modellberechnungen neben dem CO_2 Trend auch der Einfluss des Ozontrends berücksichtigt wird.

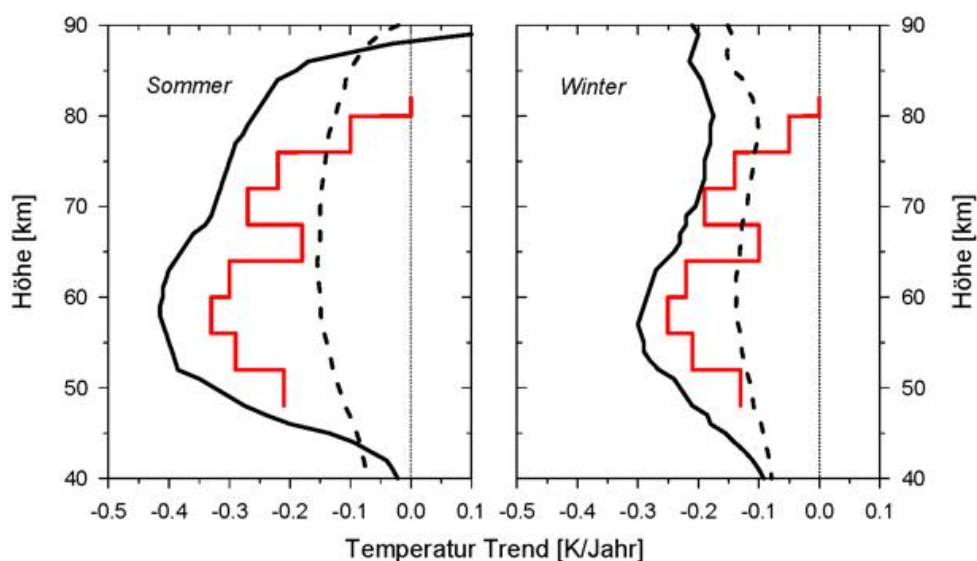


Abb. 3 Vergleich der aus Phasenhöhenmessungen abgeleiteten mesosphärischen Temperaturtrends für Sommer und Winter (rote Treppenkurven) mit Modellierungsergebnissen, die nur den CO_2 Trend (gestrichelte schwarze Kurven) bzw. den CO_2 und Ozon Trend (ausgezogene schwarze Kurven) berücksichtigen.

Trends in der Thermosphäre

In der Thermosphäre bieten sich Ionosondenmessungen zur Untersuchung von Langzeittrends an. Als Standardparameter stehen dabei Grenzfrequenzen (foE , $foF1$, $foF2$) als Maß der maximalen Elektronendichte der unterschiedlichen ionosphärischen Schichten (E, F1, F2) und charakteristische Höhenwerte dieser Schichten ($h'E$, $h'F$, $hmF2$) zur Verfügung. Die entsprechenden Höhenbereiche der genannten Parameter liegen für die E Region um 120 km, für die F1 Region (nur im Sommer vorhanden) um 170 km und für die F2 Region zwischen 300-400 km. In Fig. 4 sind als Beispiele Zeitreihen von $foF2$ und $hmF2$ für jeweils zwei unterschiedliche Zeiten (0 und 12 MEZ) im Monat Dezember aus Beobachtungen in Juliusruh (Außenstelle des IAP auf der Insel Rügen) aufgetragen. Dabei fällt eine sehr starke 11-jährige Periodizität auf insbesondere als Folge der Variation der solaren Aktivität (gekennzeichnet durch die Sonnenfleckenzahl R im unteren Teil des Bildes) und zu einem geringeren Anteil verursacht durch die geomagnetische Aktivität Ap (charakteristisch für den Einfall hochenergetischer Teilchen in die Erdatmosphäre). Dieser extrem starke Einfluss der solaren und geomagnetischen Aktivität auf die ionosphärischen Parameter ist durch eine geeignete Regressionsanalyse zu eliminieren, um Trends von erheblich geringerer Amplitude ableiten zu können (für Einzelheiten siehe Bremer, 1998).

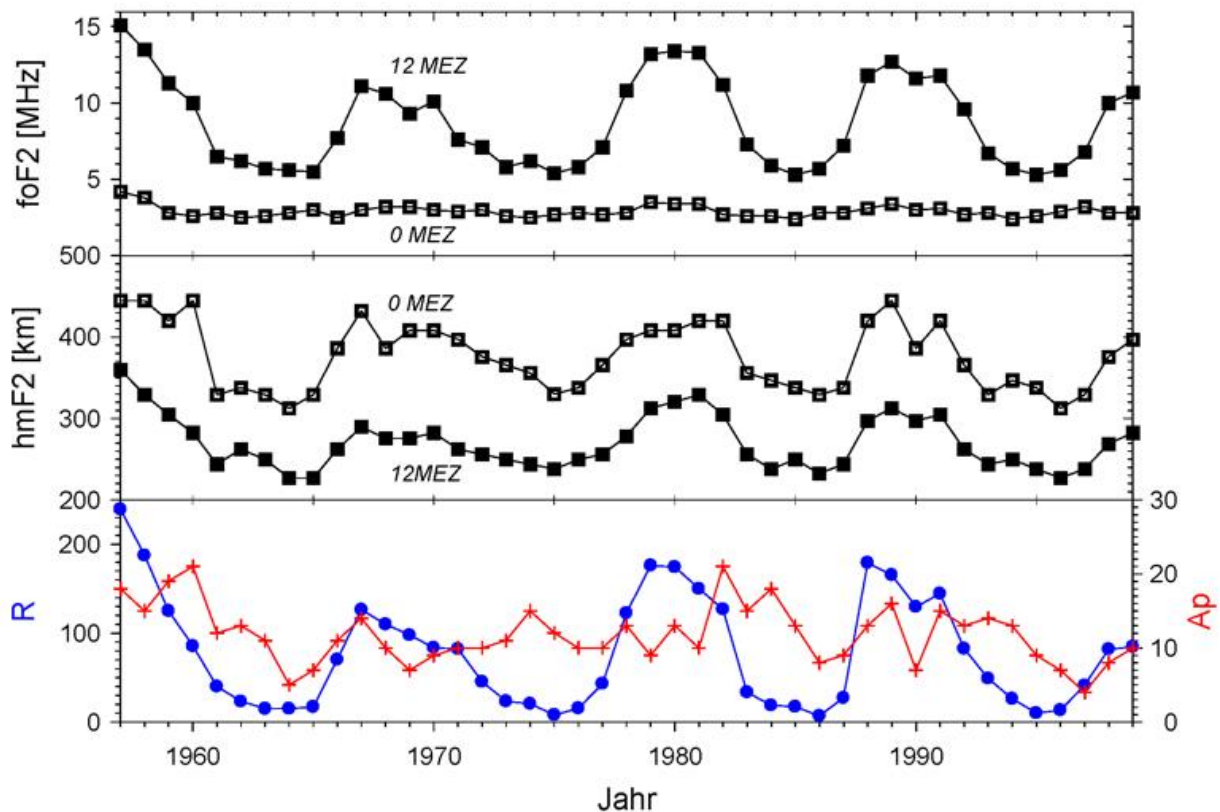


Abb. 4 Langzeitige Variation charakteristischer Parameter ($foF2$ und $hmF2$) von Ionosondenmessungen in Juliusruh für zwei Zeiten (0 und 12 MEZ) im Dezember im Vergleich mit Variationen der Sonnenfleckenzahl R und der geomagnetischen Aktivität Ap .

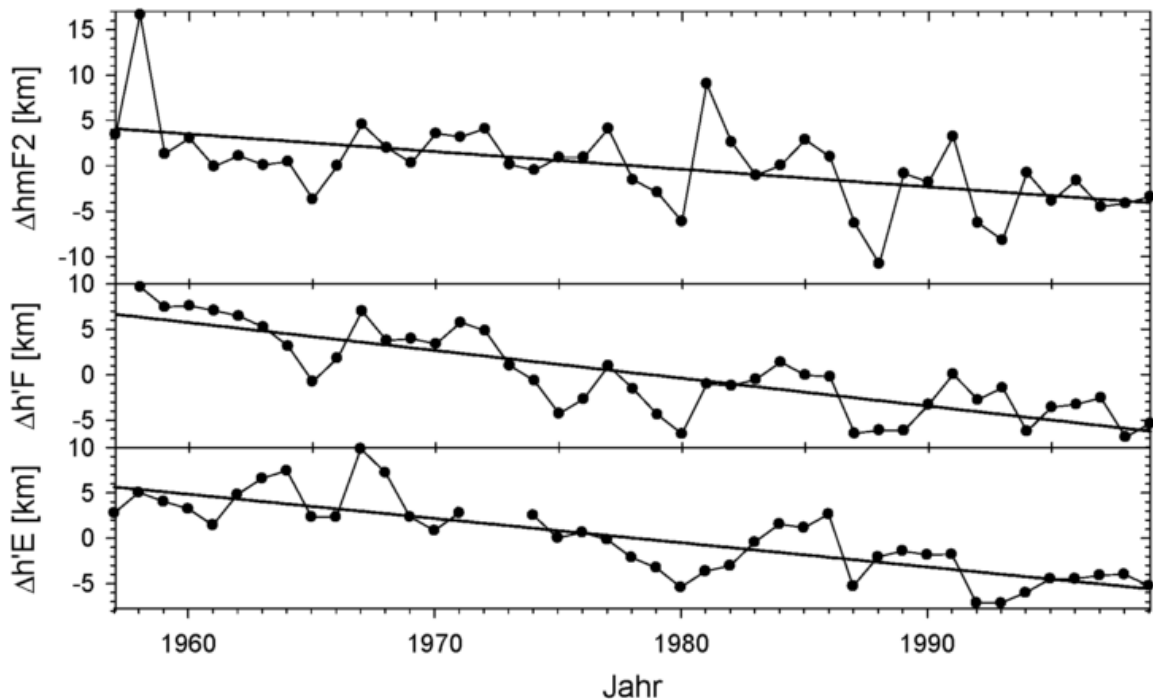


Abb. 5 Beispiele von Trends unterschiedlicher Parameter aus Ionosondenmessungen in Juliusruh, nachdem der solar und geomagnetisch bedingte Anteil durch eine Regressionsanalyse eliminiert worden ist.

Abb. 5 zeigt Beispiele für Trends in unterschiedlichen Höhenparametern ($h'E$, $h'F$ und $hmF2$) aus Messungen an der Station Juliusruh nachdem der solar und geomagnetisch bedingte Anteil durch eine Regressionsanalyse beseitigt wurde. Dabei wurden alle Daten im Jahr berücksichtigt (12 Monate mit jeweils 24 stündlichen Werten). In allen dargestellten Parametern werden negative Trends beobachtet, deren Amplituden wie erwartet sehr viel geringer sind als der solar und geomagnetisch induzierte Beitrag (siehe Abb. 4).

Trenduntersuchungen mit Daten anderer Ionosondenstationen ergaben deutliche Unterschiede in den abgeleiteten Trendwerten. In Abb. 6 sind Häufigkeitsverteilungen der individuellen Trends für die untersuchten Parameter aufgetragen. Negative Trends sind dabei blau, positive rot gekennzeichnet, während die entsprechenden Medianwerte der Verteilungen durch Pfeile markiert sind. Insbesondere in der F2 Region sind die Verteilungen der Trends ($foF2$ und $hmF2$) sehr breit und die entsprechenden Mittel- oder Medianwerte nicht signifikant verschieden von Null. Deutlich sichere Aussagen konnten für die E und F1 Schichten erhalten werden, so sind insbesondere die Mittelwerte der foE und $fof1$ Trends signifikant unterschiedlich von Null.

Um Aussagen bzgl. möglicher Ursachen thermosphärischer Trends erhalten zu können, sind die experimentell abgeleiteten mittleren Trends der unterschiedlichen Ionosondenparameter mit entsprechenden Modellwerten, die den Treibhauseffekt in der Atmosphäre simulieren (Rishbeth, 1990; Rishbeth and Roble, 1992), in der Tab. 1 zusammengestellt.

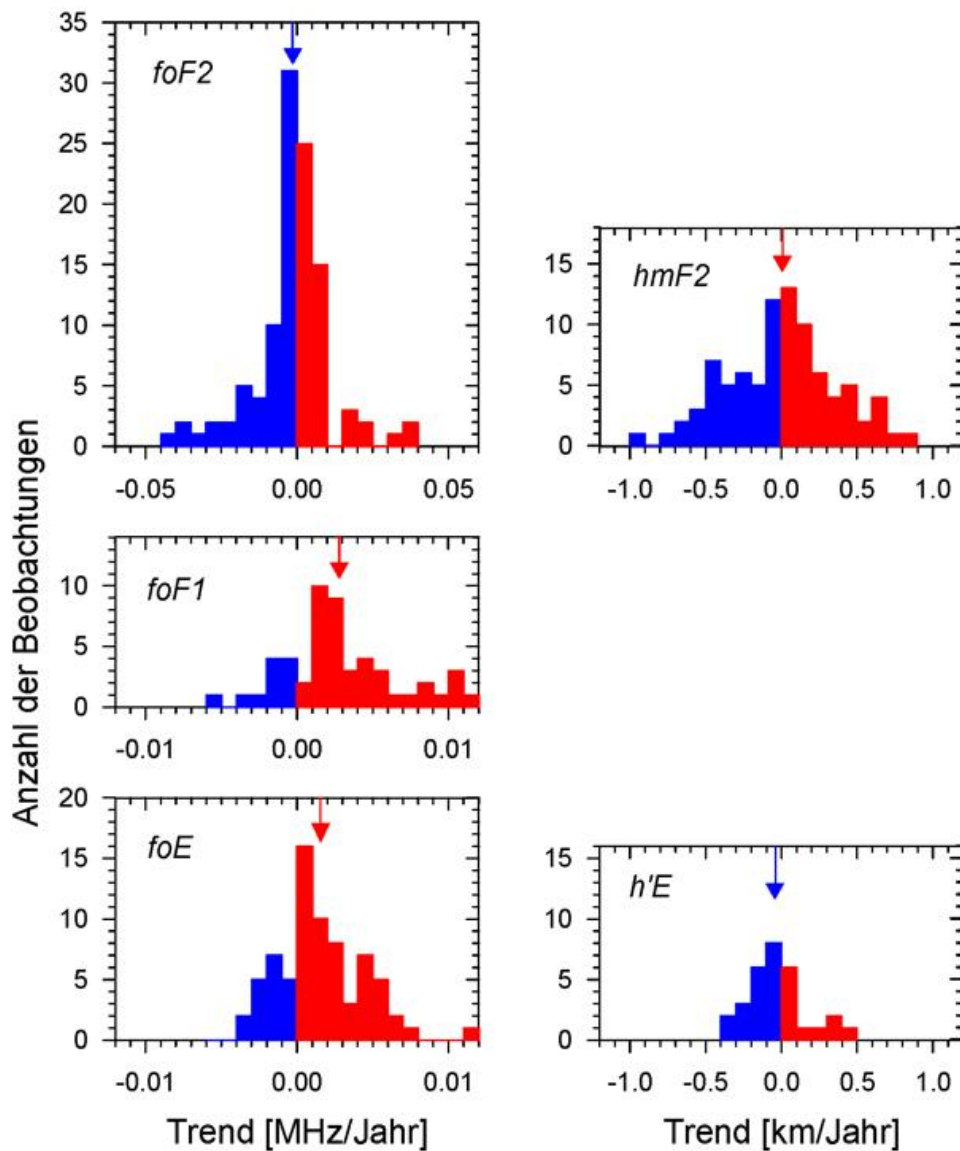


Abb. 6 Häufigkeitsverteilungen von Trends, die aus Messdaten unterschiedlicher Stationen für verschiedene ionosphärische Parameter bestimmt wurden. Negative Trends sind blau, positive rot gekennzeichnet. Die Medianwerte der Verteilungen sind durch Pfeile markiert.

	Parameter	Exp. Trend	CO ₂ *2 (exp)	CO ₂ *2 (mod)
F2 Region	foF2 hmF2	-0,0014 MHz/Jahr 0,0053 km/Jahr	-0,28 MHz 1,1 km	-0,2 ... -0,5 MHz -10 ... -20 km
F1 Region	foF1	0,0028 MHz/Jahr	0,56 MHz	0,3 ... 0,5 MHz
E Region	foE h'E	0,0016 MHz/Jahr -0,0370 km/Jahr	0,3 MHz -7,4 km	0,05...0,08 MHz -2,5 km

Tab. 1 Mittlere experimentelle Trends unterschiedlicher ionosphärischer Parameter, erwartete Änderung dieser Parameter bei einer angenommenen Verdopplung der atmosphärischen Treibhausgase (CO₂*2 (exp)) und entsprechende Modellwerte (CO₂*2 (mod)) nach Rishbeth (1990) und Rishbeth and Roble (1992).

Da die Modellrechnungen für eine Verdopplung der Treibhausgase durchgeführt wurden, mussten die experimentellen Trends extrapoliert werden auf der Grundlage der in den vergangenen 40 Jahren abgeschätzten effektiven Zunahme der Treibhausgase um etwa 20% (Houghton et al., 1996; Brasseur and de Rudder, 1987). Ein Vergleich der experimentellen mit den modellierten Werten zeigt, dass in der E Schicht um 120 km Höhe die experimentellen und theoretischen Werte übereinstimmendes Vorzeichen haben, die experimentellen Trends aber um einen Faktor 3...5 größer als die theoretischen Werte sind. In der F1 Schicht um 170 km Höhe stimmen Modell und Experiment überraschend gut überein. Demgegenüber ist in der F2 Schicht bei Höhen zwischen 300-400 km die Übereinstimmung der mittleren experimentellen und theoretischen foF2 Trends infolge der starken Streuung der individuellen experimentellen Trends eher zufällig, die hmF2 Trends haben sogar unterschiedliche Vorzeichen. Danach kann der Treibhauseffekt in der E und F1 Schicht zumindest einen Teil der beobachteten Trends erklären, in der F2 Schicht sind wegen der genannten starken Streuung der individuellen experimentellen Trends jedoch keine sicheren Aussagen möglich. Derzeit sind die Ursachen dieser starken Variabilität insbesondere in der F2 Schicht nicht völlig aufgeklärt. Der starke solare und geomagnetische Einfluss, technische Stabilitätsprobleme bzw. geänderte Auswertemethoden während der langen Messperioden könnten mögliche Ursachen sein. Ein Einfluss der geographischen Lage der einzelnen Messorte auf die abgeleiteten Trends konnte nicht nachgewiesen werden.

Struktur der Ionosphäre

Aus historischen Gründen wird die Ionosphäre in unterschiedliche Bereiche eingeteilt, die mit steigender Höhe als D, E, F1 und F2 Region bezeichnet werden. Die einzelnen Regionen werden durch mehr oder minder stark ausgeprägte Maxima in der Elektronendichte charakterisiert. Allerdings sind die Maxima der D und F1 Region oftmals nur andeutungsweise vorhanden. Im Einzelnen können die genannten Gebiete bzgl. ihres Höhenbereiches und der beobachteten Elektronendichte folgendermaßen charakterisiert werden:

Region	Höhenbereich	Elektronendichte
D	60 - 90 km	$10^8 - 10^{10} \text{ m}^{-3}$
E	105 - 150 km	$10^{10} - 10^{11} \text{ m}^{-3}$
F1	160 - 180 km	$10^{11} - 10^{12} \text{ m}^{-3}$
F2	300 - 400 km	10^{12} m^{-3}

Schlussfolgerungen

Aus den Trendanalysen in der Mesosphäre können folgende Schlussfolgerungen gezogen werden:

- Aus Phasenhöhenmessungen werden negative Temperaturtrends abgeleitet mit typischen Werten um $-0,2 \dots -0,3$ K/Jahr. Diese Werte wurden bestimmt unter der Voraussetzung, dass keine Trends in der Dichte des Stickoxids und im effektiven Rekombinationskoeffizienten auftreten. Bei Annahme solcher Trends (nach vorliegenden Modellrechnungen, experimentelle Daten gibt es nicht!) wären die Temperaturtrends stärker bis zu $-0,35 \dots -0,45$ K/Jahr.
- Die mesosphärischen Temperaturtrends sind im Sommer stärker als im Winter, ein Ergebnis, das mit Modellrechnungen bestätigt werden konnte.
- Die abgeleiteten Temperaturtrends sind in guter Übereinstimmung mit Trendprofilen, die aus Raketen- und Lidarexperimenten gewonnen wurden.
- Die mesosphärischen Temperaturtrends sind deutlich stärker als nach Modellstudien, die nur den Einfluss des bekannten CO_2 Anstieges benutzen. Bei zusätzlicher Berücksichtigung des Ozonabbaus ist die Übereinstimmung zwischen experimentellen und modellierten Temperaturtrends sehr befriedigend.

Die Ergebnisse der Trendanalysen aus Ionosondenmessungen können für das Gebiet der Thermosphäre wie folgt zusammengefasst werden:

- Um Trends in ionosphärischen Parametern ableiten zu können, ist der starke solar und geomagnetisch bedingte Einfluss durch eine Regressionsanalyse sorgfältig zu eliminieren.
- In der ionosphärischen E Region um 120 km Höhe können mittlere Trends abgeleitet werden (negative Trends in $h'E$, positive Trends in foE), die qualitativ mit Modellrechnungen für einen möglichen Treibhauseffekt übereinstimmen, allerdings deutlich stärker sind als die Modellergebnisse.
- In der ionosphärischen F1 Region um 170 km Höhe stimmen die abgeleiteten mittleren Trends (positiver Trend in $foF1$) mit Modellrechnungen zum Treibhauseffekt gut überein.
- In der ionosphärischen F2 Region zwischen 300-400 km Höhe ist die Variabilität der Trends an unterschiedlichen Messorten zu groß, um zuverlässige Aussagen über mittlere globale Trends zu erhalten.

Generell kann festgestellt werden, dass Trendanalysen in der Meso- und Thermosphäre außerordentlich wichtig sind für das Verständnis langfristiger Änderungen in der Atmosphäre. Die bislang vorliegenden Analysen deuten darauf hin, dass Änderungen der Treibhausgase einschließlich des Ozons einen wesentlichen Beitrag zur Erklärung der beobachteten Trends in der Meso- und Thermosphäre liefern.

Literatur

Berger, U. (2000): Private Mitteilung.

Brasseur, G., and A. de Rudder (1987): The potential impact on atmospheric ozone and temperature of increasing trace gas concentrations, *J. Geophys. Res.*, 92, 10903-10920.

Bremer, J. (1998): Trends in the ionospheric E and F regions over Europe, *Ann. Geophysicae*, 16, 986-996.

Entzian, G. (1972): Ableitung von Phaseninformationen aus Feldstärkebeobachtungen im Langwellenbereich zur Überwachung der Hochatmosphäre, *Exp. Technik der Physik*, XX, 513-519.

Houghton, J. T., L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell (1996): *Climate change 1995, Contribution of WG1 to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge.

Keckhut, P. (2000): Temperature trends in the stratosphere and mesosphere, Paper presented at the 33rd COSPAR Scientific Assembly, Symposium C2.2, Poland.

Keckhut, P., F. J. Schmidlin, A. Hauchcorne, and M. L. Chanin (1999): Stratospheric and mesospheric cooling trend estimates from U. S. rocketsondes at low latitude stations (8°S-24°N), taking into account instrumental changes and natural variability, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 61, 447-459.

Rishbeth, H. (1990): A greenhouse effect in the ionosphere?, *Planet. Space Sci.*, 38, 945-948.

Rishbeth, H., and R. G. Roble (1992): Cooling of the upper atmosphere by enhanced greenhouse gases - Modelling of thermospheric and ionospheric effects, *Planet. Space Sci.*, 40, 1011-1026.

Taubenheim, J., K. Berendorf, W. Krüger, and G. Entzian (1994): Height dependence of long-term trends in the middle atmosphere, Paper presented at the EGS XIX General Assembly, Session ST3, Grenoble.

Die Witterung in Deutschland

G. Müller-Westermeier, A. Kreis

Das Jahr 2000 war in Deutschland das wärmste Jahr des Jahrhunderts. Außer dem Juli waren alle Monate wärmer als im Referenzzeitraum 1961-1990. Die Niederschläge blieben etwas unter dem langjährigen Mittel.

Die *Mitteltemperatur* für Deutschland berechnet aus einem interpolierten 1-km-Raster betrug $9,9^{\circ}\text{C}$. Das sind $1,6\text{ K}$ mehr als im internationalen Referenzzeitraum 1961-1990. Damit war das Jahr 2000 um $0,2\text{ K}$ wärmer als das bisher wärmste Jahr 1994. Die höchsten Jahresmitteltemperaturen wurden am Rhein registriert. Dort lagen die Werte allgemein über 11°C . Örtlich wurden auch 12°C überschritten. Sonst bewegten sich die Temperaturmittelwerte in den Niederungen meist zwischen 9 und 11°C . Oberhalb von 600 m überwogen niedrigere Werte. Ab 1700 m wurden auch 5°C als Mittelwert nicht mehr überschritten. Oberhalb 2400 m ergaben sich meist Jahresmitteltemperaturen unter 0°C .

In ganz Deutschland lagen die Mitteltemperaturen des Jahres 2000 über den Werten der internationalen Referenzperiode 1961-1990. Die Verteilung war räumlich sehr

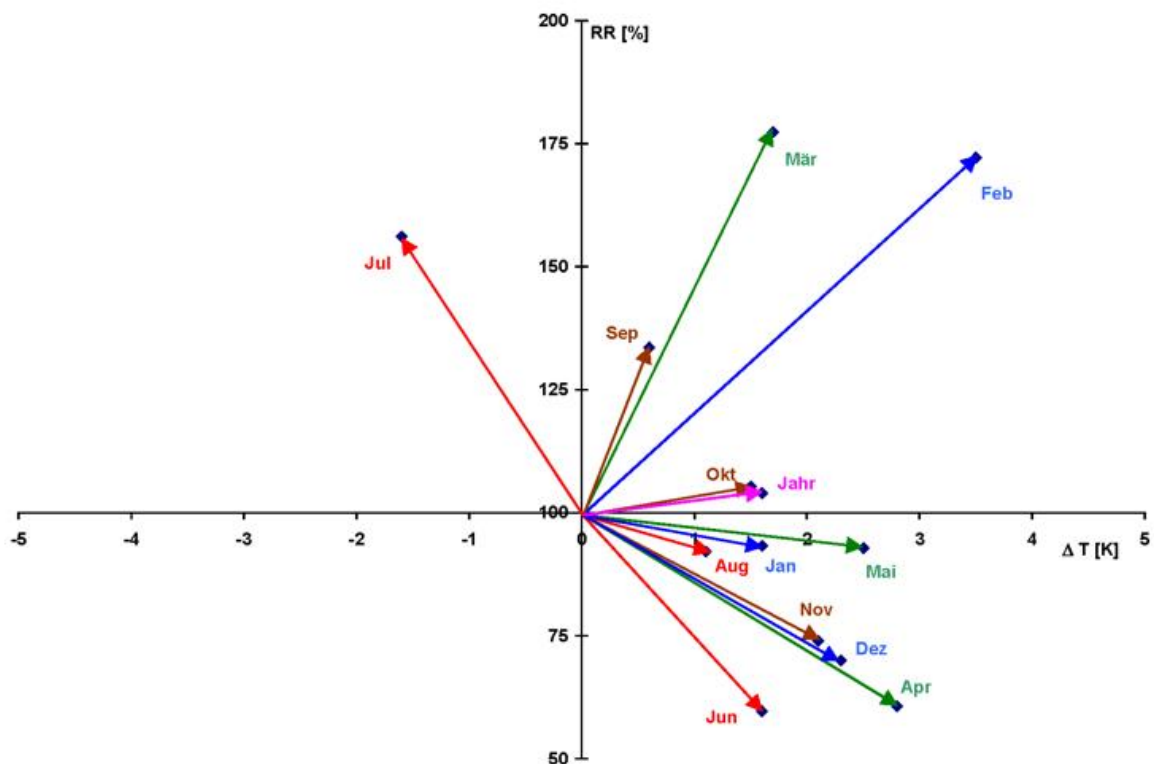


Abb. 1 Thermopluviogramm für Deutschland 2000 (Bezugszeitraum 1961 - 1990).

einheitlich (s. Abb. 3). Meist bewegten sich die Abweichungen zwischen 1,5 und 2 K. Werte unter 1 und über 2 K traten nur sehr kleinräumig auf.

Die Jahressumme der *Sonnenscheindauer* betrug im Mittel 1560 Stunden. Im Süden und Osten lagen die Werte meist über 1600 Stunden. Im Süden von Baden-Württemberg und Bayern sowie im südlichen Teil der neuen Bundesländer wurden gebietsweise über 1700, örtlich sogar mehr als 1800 Sonnenscheinstunden registriert. In Nordwestdeutschland blieb die Sonnenscheindauer hingegen überwiegend unter 1500 Stunden. In den nordwestlichen Mittelgebirgen, im Emsland und an der Unterelbe wurden sogar meist weniger als 1400, örtlich auch unter 1300 Stunden Sonnenschein gemessen.

Im Vergleich zu den Werten der Referenzperiode lag die Sonnenscheindauer im Jahr 2000 insgesamt nur geringfügig über dem Sollwert (102 %). Im Norden und Westen blieben die Sonnenscheinstunden überwiegend etwas unter den Bezugswerten. Sonst lagen sie meist darüber. Besonders große positive Abweichungen bis über 120 % des Normalwerts ergaben sich im Gebiet zwischen Leipzig und Magdeburg.

Die Jahressumme der *Globalstrahlung* lag in Süddeutschland überwiegend über 1100 kWh/m². Am Oberrhein wurden auch Werte über 1200 kWh/m² registriert. In Norddeutschland lagen die Strahlungswerte der Jahreszeit entsprechend meist niedriger. Dort wurden meist nur Jahressummen unter 1000 kWh/m² beobachtet. Besonders geringe Strahlungswerte ergaben sich in Teilen von Schleswig-Holstein sowie in den nordwestlichen Mittelgebirgen. Dort blieben die Jahreswerte gebietsweise unter 950 kWh/m². Im Rothaargebirge wurden teilweise sogar 900 kWh/m² nicht erreicht.

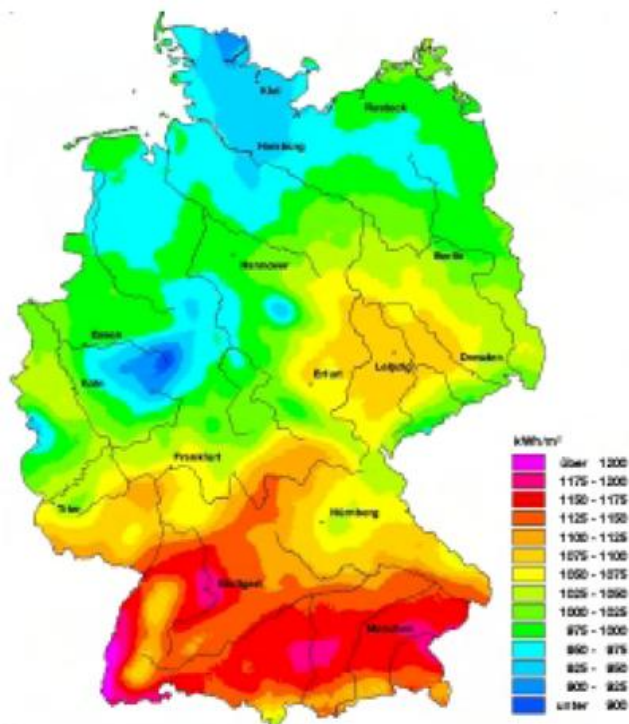


Abb. 2 Globalstrahlung 2000

Die mittlere jährliche *Niederschlagshöhe* in Deutschland betrug im Jahr 2000 821,3 mm. Das sind 31,9 mm oder 4% mehr als im Referenzzeitraum.

Besonders trocken war es im Osten Deutschlands. Dort wurden größtenteils weniger als 600 mm, gebietsweise auch unter 500 mm Niederschlag registriert. Sonst lagen die Jahresniederschlagsmengen in den Niederungen meist zwischen 600 und 800 mm. In den Gebirgsgegenden lagen die Werte im allgemeinen über 1000 mm. Besonders große Niederschlagshöhen bis über 2000 mm ergaben sich im Schwarzwald sowie in den Alpen und ihrem Vorland.

Im Vergleich zum Referenzzeitraum waren die Niederschläge besonders in Westdeutschland und in Südbayern recht hoch. In Rheinland-Pfalz wurde gebietsweise mehr als 130% des Normalwerts registriert. In Franken, Teilen von Ostdeutschland und Niedersachsen sowie insbesondere in Schleswig-Holstein wurde das Niederschlagssoll hingegen meist nicht erreicht. Dort blieben die Relativwerte gebietsweise unter 90, örtlich auch unter 80%.

Der *Witterungsverlauf* des Jahres lässt sich folgendermaßen beschreiben:

Der *Januar* war mild und hinsichtlich des Niederschlags durchschnittlich. Trotz des im allgemeinen milden Wetters gab es aber auch einige sehr kalte Perioden. So wurde am 25. Januar für die Station Oberstdorf eine neue absolute Minimumtemperatur von $-28,2^{\circ}\text{C}$ gemessen.

Februar und *März* waren sehr niederschlagsreich. Daher sammelten sich in den höheren Lagen der Alpen trotz der relativ hohen Temperaturen sehr große Schneemengen an. Dies führte dazu, dass sich auf der Zugspitze das ganze Jahr über eine Schneedecke halten konnte.

Im *April* wurden bereits Maximumtemperaturen über 30°C gemessen, und an mehreren Stationen wurden neue Rekorde für die Tagesmitteltemperatur verzeichnet.

Im *Mai* gab es erneut verschiedentlich neue Rekorde bei den Tagesmitteltemperaturen. Am 28. Mai brachte das Tief Ginger in Norddeutschland Windgeschwindigkeiten, wie sie normalerweise nur in den Wintermonaten auftreten. Dadurch traten beträchtliche Schäden in Wäldern und an Stromleitungen auf.

Das andauernd milde Wetter brachte zwar keine neuen Rekordmonate, aber der Frühling des Jahrs 2000 war für Deutschland insgesamt der wärmste Frühling des Jahrhunderts.

Auch im *Juni* setzte sich das warme Wetter fort. Wiederum wurden mehrere neue Rekorde bei den täglichen Temperaturmaxima und bei den Tagesmittelwerten registriert.

Mit dem warmen Wetter waren mehrfach starke Gewitter verbunden, die durch Blitzschlag, Sturm, Starkregen und Hagel verschiedentlich Schäden verursachten. Am 14. Juni bildete sich bei einem solchen Unwetter im östlichen Allgäu eine 0,5 m hohe Hageldecke.

Gleichzeitig war es in Norddeutschland sehr trocken, was dort zu mehreren größeren Waldbränden führte.

Im Gegensatz dazu wurde der *Juli* sehr kühl und, insbesondere in Westdeutschland, auch sehr nass.

Im *August* setzte sich das feuchtkühle Wetter zunächst noch fort. Starke Niederschläge führten im Allgäu, an der Iller und der oberen Donau zu Hochwasser. Dann kehrte jedoch die sommerliche Witterung zurück, so dass der Monat insgesamt doch noch warm und in großen Gebieten relativ trocken war.

Der *September* war warm und feucht. Am 2. September traten nochmals schwere sommerliche Gewitter auf. Dabei entwickelten sich in Mittelhessen und Sachsen-Anhalt zwei kleine Tornados, die Bäume entwurzelten, sowie Gebäude und Autos beschädigten. Am 22. des Monats gab es südlich der Donau sehr starke Regenfälle, die zu Überschwemmungen führten.

Auch der *Oktober* war relativ mild. Er brachte die ersten Herbststürme, die in Norddeutschland verbreitet Schäden anrichteten.

Das Jahr endete mit 2 sehr milden Monaten, die nochmals verschiedene neue Rekorde bei den täglichen Maximum- und Mitteltemperaturen brachten.



Abb. 3 Temperaturabweichung 2000 in 1/10 K vom Mittel für 1961-1990.

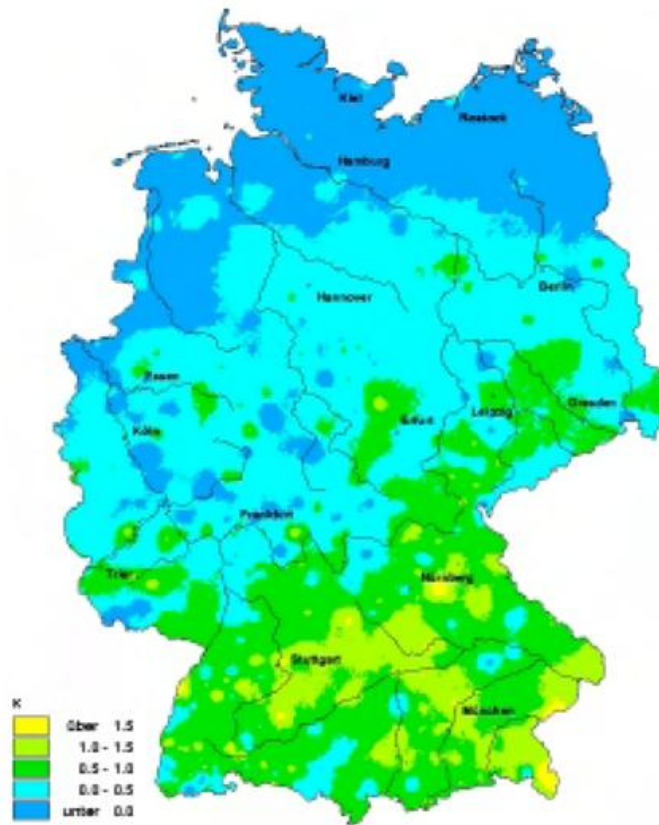


Abb. 4 Temperaturabweichung Sommer 2000 vom Mittel 1961-1990.

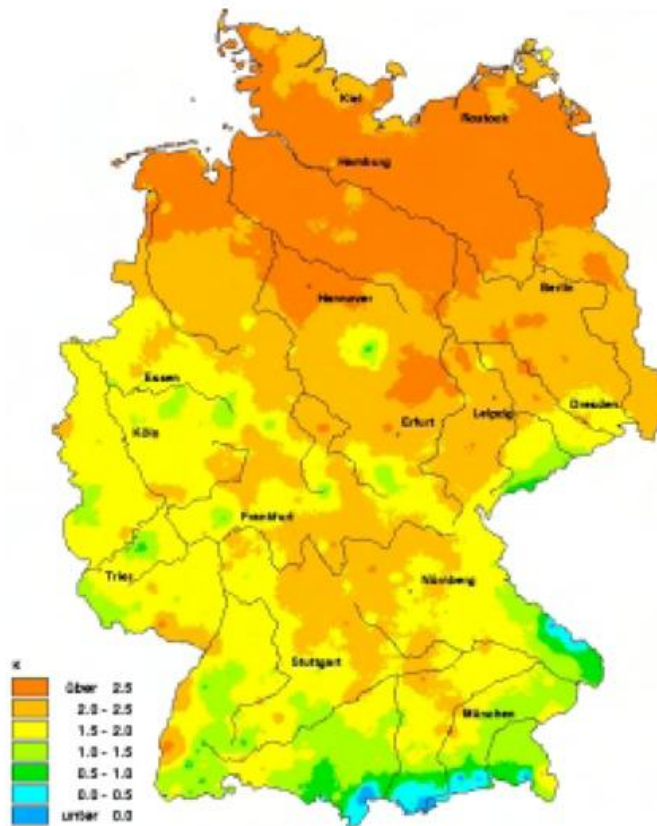


Abb. 5 Temperaturabweichung Winter 2000 vom Mittel 1961-1990.

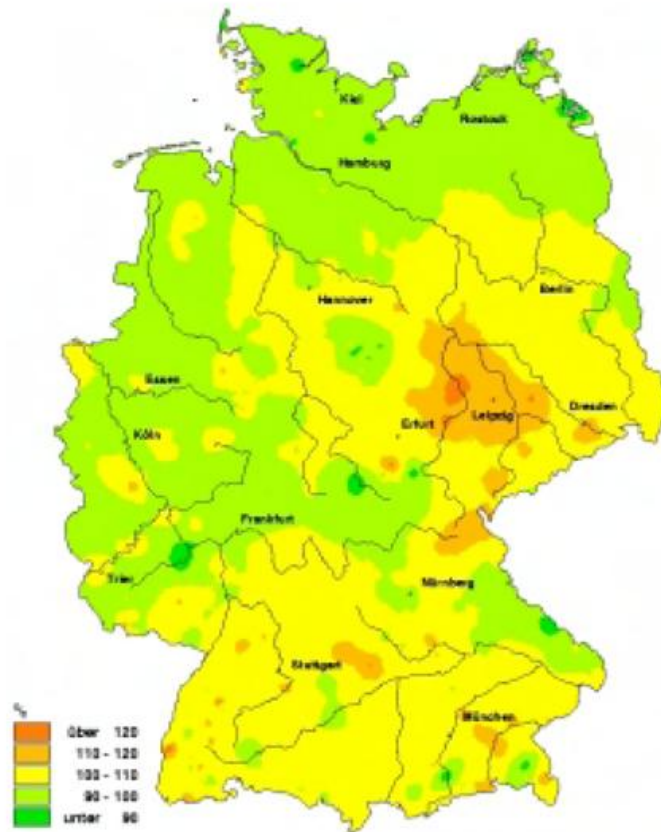


Abb. 6 Sonnenscheindauer 2000 in Prozent des Mittelwertes der Jahre 1961-1990.

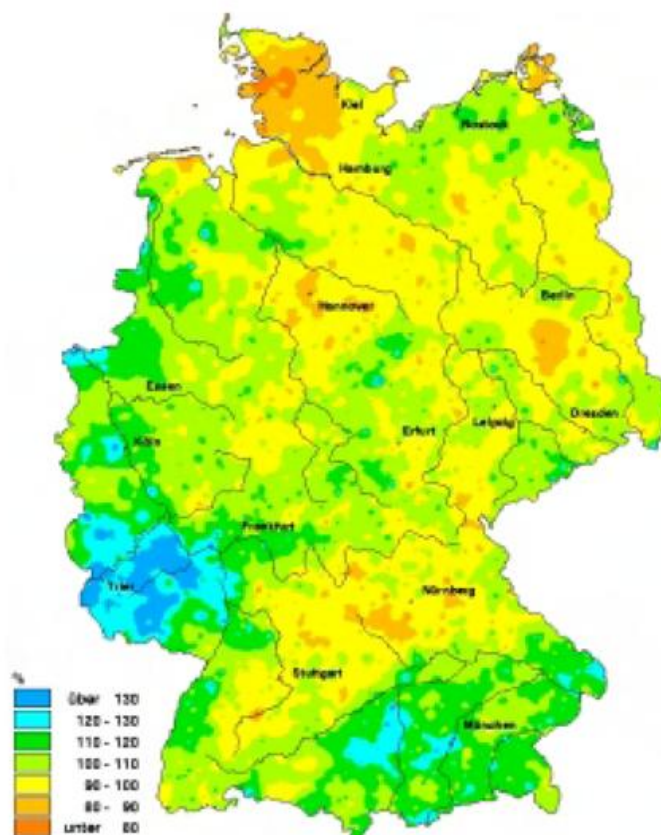


Abb. 7 Niederschlagshöhe 2000 in Prozent des Mittelwertes der Jahre 1961-1990.

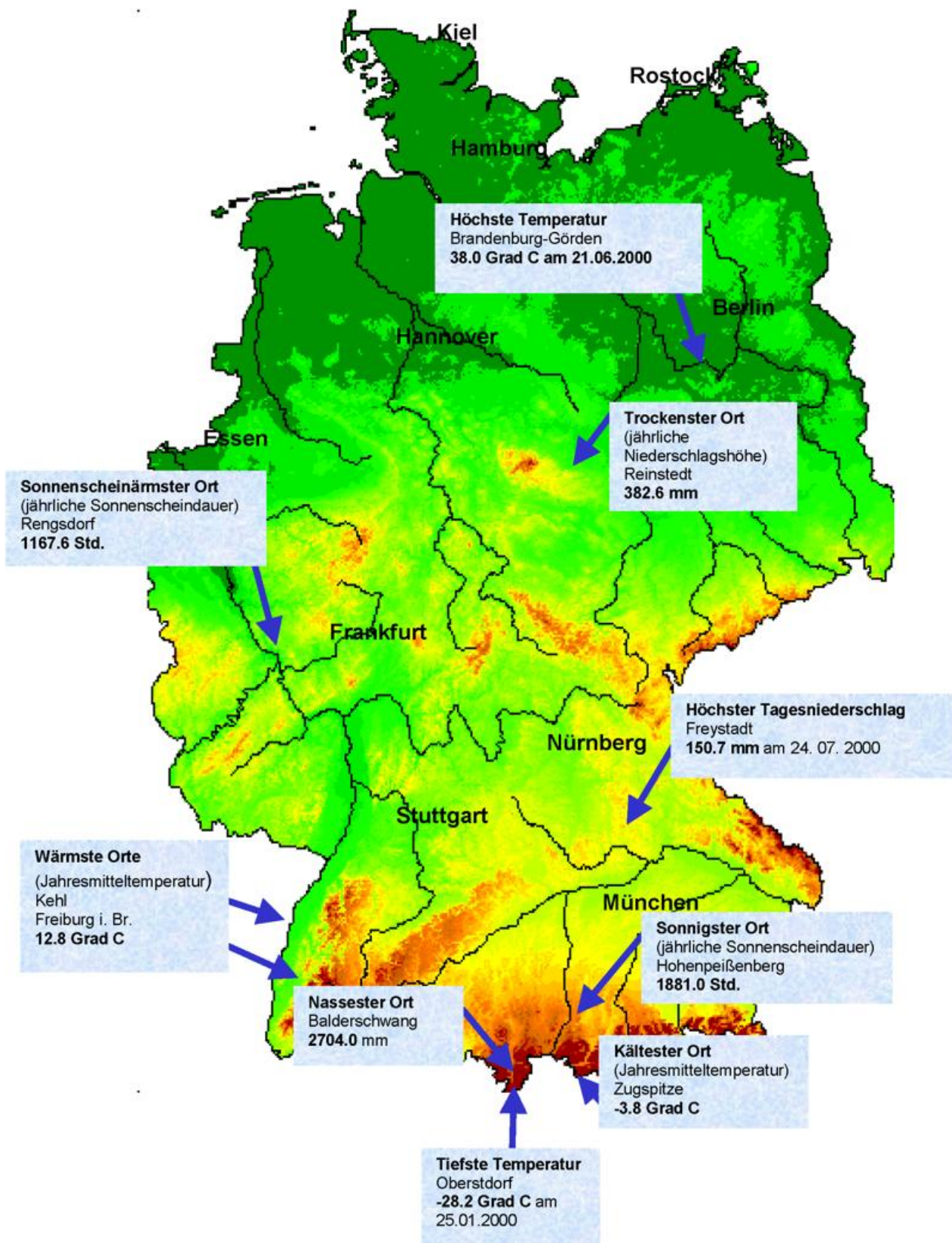


Abb. 8 Extremwertkarte für das Jahr 2000.

Die eingetragenen Extremwerte beruhen auf den Messungen der Beobachtungsstationen des DWD. Im Einzelfall können noch stärkere Extreme aufgetreten sein, die von den Meßstellen nicht erfaßt wurden (s.a. "Die Witterung in Deutschland") Die Angaben in der Extremwertkarte beruhen auf der Auswertung aller Daten der ca. 600 Klima- und 3000 Niederschlagsstationen des DWD.

Stationskennziffer	Name	Koordinaten	Meßnetze
2309	Kehl	48°35'N, 07°49'E	Klima
2311	Freiburg i. Br.	48°00'N, 07°51'E	
4144	Oberstdorf	47°24'N, 10°17'E	Klima
3338	Brandenburg-Görden	52°26'N, 12°30'E	Klima
44331	Reinstedt	51°45'N, 11°21'E	Niederschlag
70101	Balderschwang	47°28'N, 10°06'E	Niederschlag
90745	Freystadt	49°12'N, 11°20'E	Niederschlag
4161	Hohenpeißenberg	47°48'N, 11°01'E	Klima
2244	Rengsdorf	50°30'N, 07°29'E	Klima
4155	Zugspitze	47°25'N, 10°59'E	Klima

Tab. 1 Stationen aus der Extremwertkarte

Das Klima in den deutschen Küstengebieten

Ch. Lefebvre

In den deutschen Küstengebieten war das Jahr 2000 zwar eines der wärmsten des abgelaufenen Jahrhunderts, aber anders als es sich für die gesamte Fläche der Bundesrepublik Deutschland darstellt – war es nicht das wärmste des 20. Jahrhunderts. Wärmer war hier noch das Jahr 1990.

Ähnlich wie das Vorjahr zeichnete sich das Jahr 2000 mit Jahresmitteltemperaturen zwischen 9.4° C (Arkona/Rügen) und 10.6° C (Bremerhaven) durch positive Abweichungen von 1-2 K zu den Mittelwerten des Bezugszeitraums 1961-1990 aus. Der Jahresverlauf wurde – sehr zum Verdruss der Touristikbranche - durch einen insgesamt geringfügig zu kühlen und vor allem sonnenscheinarmen Sommer charakterisiert. Dafür war vor allem der Juli verantwortlich, der als einziger Monat um rund 1 K zu kühl ausfiel, während alle anderen Monate Temperaturen im Bereich der vieljährigen Vergleichswerte oder darüber verzeichneten. Die höchsten positiven Abweichungen von 3-4 K hatte der Februar, ähnlich wie 1992 (vgl. Abb. 1).

Obwohl das Jahr vergleichbar mild ausfiel wie das Vorjahr, waren Frosttage (Tiefsttemperatur unter 0° C) deutlich seltener, aber nicht so selten wie 1990. Ihre Anzahl bewegte sich bei der vorherrschend milden Winterwitterung zwischen 8 (Helgoland) und 51 (Stettiner Haff), lag verbreitet um 20 und blieb damit um 55 bis 70% unter den Durchschnittswerten. Eistage (Tageshöchsttemperatur unter 0° C), die gewöhnlich an 11 bis 28 Tagen zu verzeichnen sind, gab es verbreitet bis zu 6 mal, am Stettiner Haff 10 mal. Auf Helgoland blieben sie - wie im Vorjahr - aus. Da im Juli an keinem Tag 25° C erreicht wurden, lag an der Nordsee auch die Zahl der Sommertage mit 1 bis 9 unter dem vieljährigen Mittel, während sie diese an der Ostsee mit 4 bis 19 teilweise sogar überstieg. Die hohe Anzahl hier war vor allem auf zwei ungewöhnlich warme Schönwetterphasen von Ende April bis Mitte Mai und um den 20. Juni

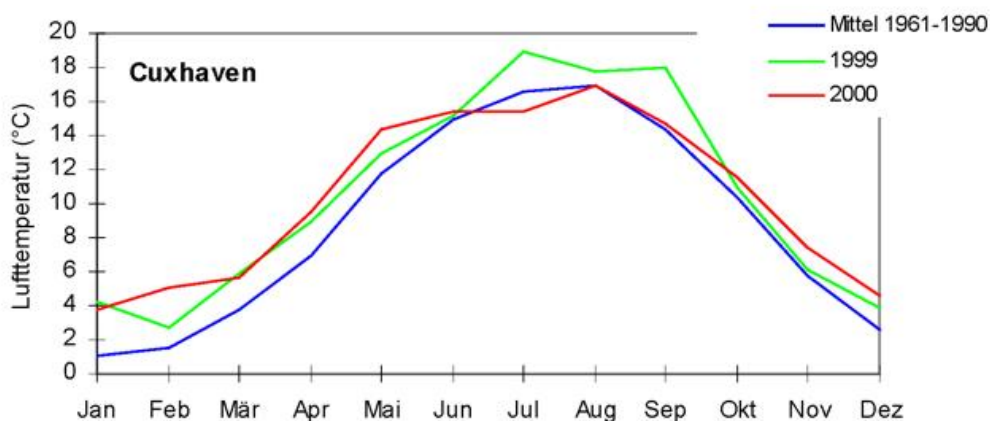


Abb. 1 Jahrgang der Monatsmitteltemperatur 2000.

zurückzuführen, in denen die Maxima teilweise die bisherigen Höchstwerte dieser Zeiträume überschritten. Die Zahl der heißen Tage (Tageshöchsttemperatur mindestens 30° C) lag mit bis zu 4 im Bereich der Vergleichswerte.

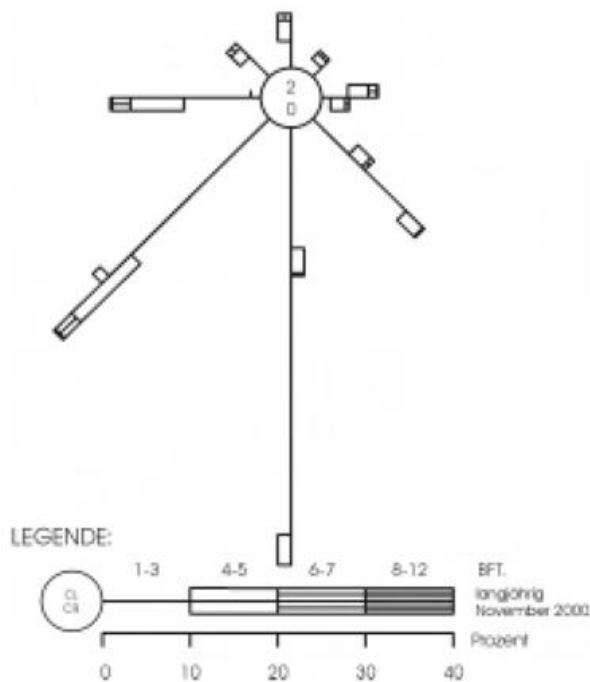
An der Nordsee und auf den Inseln der westlichen Ostsee war das Berichtsjahr leicht zu trocken, an den Ostseeküsten dagegen geringfügig zu feucht. An der Ostsee fielen im Jahresverlauf rund 550 bis 650 mm, womit die Mittelwerte überwiegend um bis zu 5%, am Stettiner Haff um 20% überschritten wurden. Demgegenüber verzeichneten die Inseln mit etwa 430-440 mm ein Defizit bis zu 25% (Fehmarn). An der Nordsee blieben die Niederschlagshöhen mit Werten zwischen rund 600 und 700 mm um etwa 10 bis 15% unter den mittleren Jahreshöhen. Nur im westlichen Ostfriesland gingen mit rund 800 mm leicht überdurchschnittliche Mengen (Emden: 809 mm = 105%) nieder. Beachtlich zu feucht war die Witterung im Februar mit Überschüssen bis zu 140% an der Ostseeküste. Merklich zu trocken verliefen demgegenüber der November, an der Ostsee auch der April und an der Nordsee der August, in denen verbreitet nur etwa die Hälfte der gewöhnlichen Niederschläge fiel.

Die Zahl der Tage mit mindestens 1 mm Niederschlag bewegte sich an der Ostsee zwischen 105 und 135, an der Nordsee zwischen 130 und 150 und war damit leicht höher als im Mittel der Jahre, während Starkniederschläge von mindestens 10 mm, die an 4 bis 15 Tagen beobachtet wurden, meist deutlich seltener vorkamen.

An insgesamt 11 bis 24 dieser Niederschlagstage fiel der Niederschlag als Schnee, und an bis zu 6 Tagen entstand in den einzelnen Wintermonaten auch eine Schneedecke von mindestens 1 cm. An der vorpommerschen Küste erreichte die Schneedecke jeweils eine maximale Höhe um 10 cm, während sie an den übrigen Küsten auf wenige Zentimeter beschränkt blieb.

Die Sonne schien überwiegend zwischen 1370 und 1660 Stunden und lag damit um bis zu 10% unter den vieljährigen Bezugswerten. Abweichend davon war die Insel Rügen wieder einmal von der Sonne bevorzugt. Am Kap Arkona wurde mit 1871 Stunden der Mittelwert um 4% überschritten. Ungewöhnlich sonnenscheinarm fiel der ohnehin schon zu kühle Juli aus, der mit 90 bis 190 Stunden die Mittelwerte um 30-60% verfehlte, während der Mai mit 242 (westliches Ostfriesland) bis 330 Stunden (Rügen) ein Plus von 20 bis 35% verbuchte, wofür vor allem die 2. Maiwoche sorgte. Mit rund 100 Sonnenstunden verzeichnete sie etwa doppelt so viele wie gewöhnlich.

Waren die Windverteilungen in den ersten Monaten dieses Jahres von einem hohen Vorkommen an westlichen Winden geprägt, so hatten gegen Ende südliche Windrichtungen einen großen Anteil. Im November lag dieser mit mehr als 95% besonders hoch. Dabei wehten reine Südwinde sogar zu 45-50% der Zeit und damit 3 mal so häufig wie gewöhnlich, während nördliche Winde überhaupt nicht auftraten (vgl. Abb. 2). Aber auch im Oktober und Dezember kamen sie mit einem Anteil um 30 bis 35% noch doppelt so oft vor wie im Mittel der Jahre. Daneben ist der September hervorzuheben, in dem Winde aus Südost und Ost insgesamt zu rund 50% der Zeit wehten und damit ebenfalls etwa 3 mal so häufig waren wie im Mittel



der Jahre. Der April verzeichnete diese Windrichtungen mit rund 40% noch mehr als doppelt so häufig. In nahezu allen Monaten blieb die Anzahl der Starkwind- und Sturmtage unter den vieljährigen Mittelwerten. Nur im Januar und regional im Mai wurden diese durch den Einfluss von Orkantiefs überschritten.

Ende Januar folgten gleich zwei Starkwindereignisse direkt aufeinander. Zunächst löste das Tief ‚Kerstin‘, das sich nördlich der Färöer über Norwegen verlagerte, am 29./30. Böen bis Orkanstärke aus. Die stärksten Böen wurden am 30. mit 130 bis 140 km/h in exponierten Insellagen (Sylt, Fehmarn, Rügen) beobachtet. Der anhaltend kräftige West-, später Westnordwestwind löste an der Westküste Dänemarks und Schleswig-Holsteins eine schwere

Sturmflut aus, die stellenweise zu Beschädigungen der Deiche führten. An der Westküste von Sylt bewirkte ‚Kerstin‘, die nur knapp 2 Monate nach ‚Anatol‘ auftrat, weitere schwere Verluste an der Vordüne. Nur 24 Stunden später erfasste Sturmtief ‚Liane‘, das sich bei relativ geringer Vertiefung bis auf einen Kerndruck von 981 hPa durch seine rasche Verlagerung auszeichnete, mit seinem Starkwindfeld den gleichen Raum. Nochmals fegten orkanartige Winde (Bft. 11) mit Böen um 100 km/h, auf Rügen auch bis um 120 km/h über die Küstengebiete. Aber nicht nur auf die Wintermonate blieben in diesem Jahr Stürme von Orkanstärke beschränkt. Selbst noch Ende Mai reifte eine flache Wellenstörung zum Sturmtief ‚Ginger‘, das sich von der südwestlichen Nordsee nach Südnorwegen verlagerte. Während es in den deutschen Küstengebieten am 28. und 29. Spitzenböen bis um 100 km/h auslöste, viele Schäden verursachte und Flug- und Fährverbindungen unterbrach, forderte es an der belgischen und niederländischen Küste mit Orkanböen bis 120 km/h sogar einige Menschenleben.

Abb. 3 zeigt, dass der Verlauf der Wassertemperaturen denen des Jahres 1998 – mit Ausnahme des letzten Vierteljahres - sehr ähnlich war. Aufgrund der überwiegend milden Witterung zu Jahresbeginn hatten die küstennahen Gewässer im Januar und Februar Temperaturen zwischen 3 und 6° C. Lediglich in den flacheren Gewässerzonen Mecklenburg-Vorpommerns konnte sich bei kurzzeitig frostigen Lufttemperaturen vom 23. Januar an eine dünne Eisschicht bilden, die sich aber nur bis zum 28. hielt. Die sonnige Warmwetterphase von Ende April bis Mitte Mai bewirkte dann eine starke Erwärmung auf rund 15° C in der westlichen Ostsee und bis zu 17° C an der ostfriesischen Küste, womit diese etwa 2 K wärmer waren als zu dieser Jahreszeit üblich. In den letzten Maitagen sorgte jedoch das Orkantief ‚Ginger‘ für eine tüchtige Durchmischung und den Zustrom kühlerer Wassermassen in die

Küstengebiete, so dass die Temperaturen hier schlagartig um 2-3 K zurückgingen, um dann erst wieder langsam anzusteigen. Einen weiteren Temperatureinbruch brachte der Juli mit sich, dessen Wassertemperaturen mit 15-17° C um 2 K unter dem Durchschnitt lagen und keine rechten Badefreuden aufkommen ließen. Günstiger gestalteten sich die Badebedingungen dann im August mit einem vorübergehenden Anstieg auf 18-20° C. Im letzten Jahresviertel bewirkten die häufigen Südwinde eine nur zögerliche Abkühlung, im Dezember sogar nochmals eine beachtliche Temperaturzunahme, so dass sich die Mitteltemperaturen dieses Monats um 1-2 K über denen des Bezugszeitraumes bewegten.

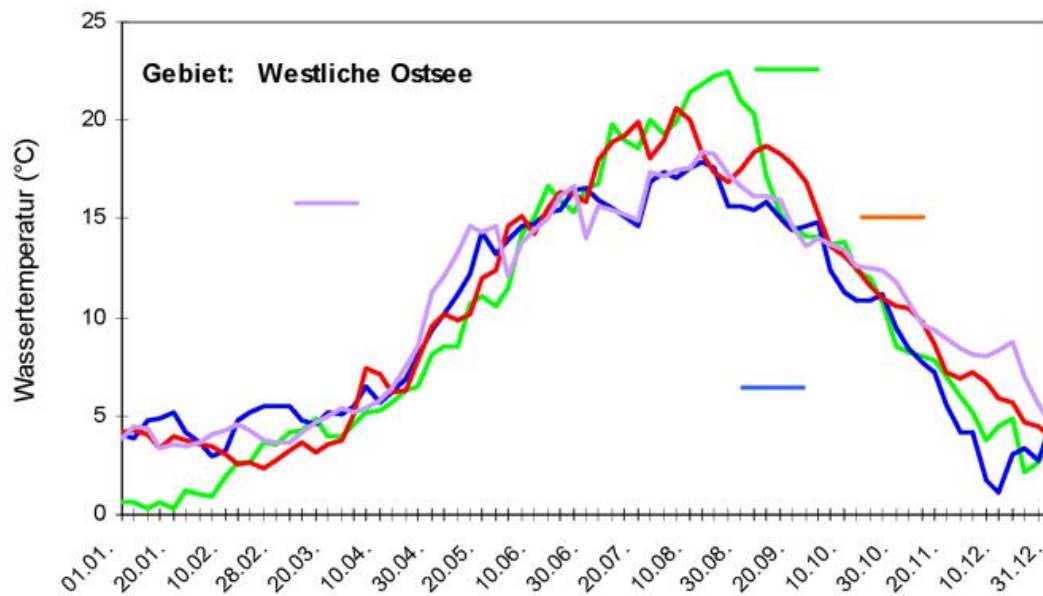


Abb. 3 Verlauf der Wassertemperatur 1997, 1998, 1999 und 2000 in der westlichen Ostsee.

Monatliche Temperaturabweichungen vom Referenzzeitraum 1961- 1990

R. Ullrich, J. Rapp

Dass sich die Atmosphäre in den letzten Jahrzehnten nicht nur global, sondern auch in Deutschland signifikant erwärmt hat, ist schon längere Zeit bekannt. Selbst die Bevölkerung nimmt diese Entwicklung immer deutlicher wahr, obwohl das „Wettergedächtnis“ der meisten Menschen nicht sehr gut ausgeprägt ist. „In den letzten Jahren gab es keinen *richtigen* Winter mehr!“ ist zum Beispiel eine immer häufiger wiederkehrende Aussage. Es scheint, dass sich überdurchschnittlich hohe Monatsmittel der Lufttemperatur im Jahr 2000 und den Jahren zuvor fast ohne Ausnahme aneinander reihen. Kann diese spezielle Beobachtung an den Messstationen des Deutschen Wetterdienstes nachgewiesen werden?

Zur Beantwortung dieser Frage werden die aktuellen Daten unter dem Blickwinkel der Abfolge von zu warmen Monaten analysiert. Als Basis dazu dienen die Abweichungen der Lufttemperatur vom vieljährigen Durchschnittswert der Zeitspanne 1961 bis 1990. Für Deutschland liegt inzwischen eine mittlere Temperaturreihe vor, die auf dem Gebietsmittel für 1 km-Raster (Müller-Westermeier et al., 1995) basiert. Abb. 1 zeigt den Verlauf der Jahreswerte dieses deutschlandweiten Temperatur-Gebietsmittels, das zusätzlich auf die Standardabweichung normiert wurde (d.h. alle Gebietsmittelwerte wurden durch die Standardabweichung der Reihe dividiert). Auffällig ist, dass die Phase zu warmer Jahre, mit Ausnahme des kalten Jahres 1996, nunmehr schon seit 1988 andauert und mit dem wärmsten Jahr des letzten Jahrhunderts 2000 vorläufig gipfelte. Eine derartige Folge zu warmer Jahre hat es im 20. Jahrhundert in Deutschland noch nicht gegeben.

Um zu untersuchen, ob sich die Erwärmung in einzelnen Jahreszeiten stärker, in anderen schwächer oder vielleicht gar nicht zeigt, sind in Abb. 2 die Abweichungen des Temperatur-Gebietsmittels in Deutschland vom Mittel 1961-1990 getrennt für alle vier Jahreszeiten seit 1985 dargestellt. Gut zu erkennen ist, dass die Warmphase am Ende der Achtziger und in den Neunziger Jahren auf den überwiegend positiven Temperaturanomalien von Frühling, Sommer und Winter beruht. Der Herbst trägt dagegen kaum etwas dazu bei. Am auffälligsten sind die Abweichungen im Winter, in der Abbildung erkennt man die kalten Winter 1985/1986 und 1995/1996 sowie besonders die sehr warmen Winter 1987/1988-1989/1990, 1994/1995, 1997/1998 und 1999/2000.

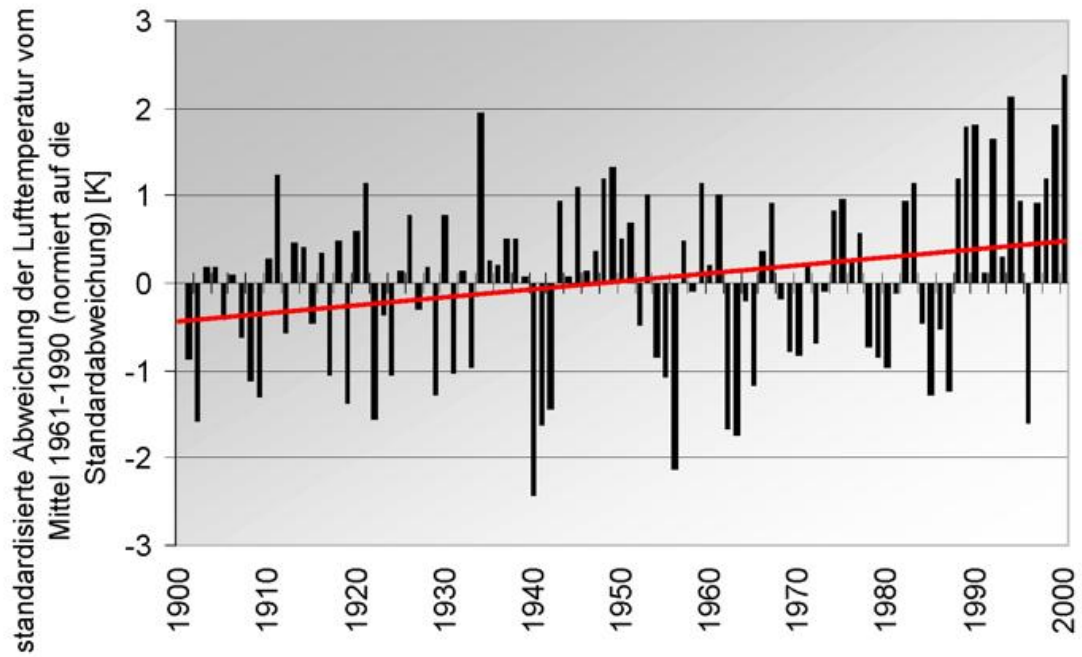


Abb. 1 Jährliche Abweichung des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland vom Mittelwert 1961-1990 (normiert auf die Standardabweichung). Die rote Gerade stellt den linearen Trend dar.

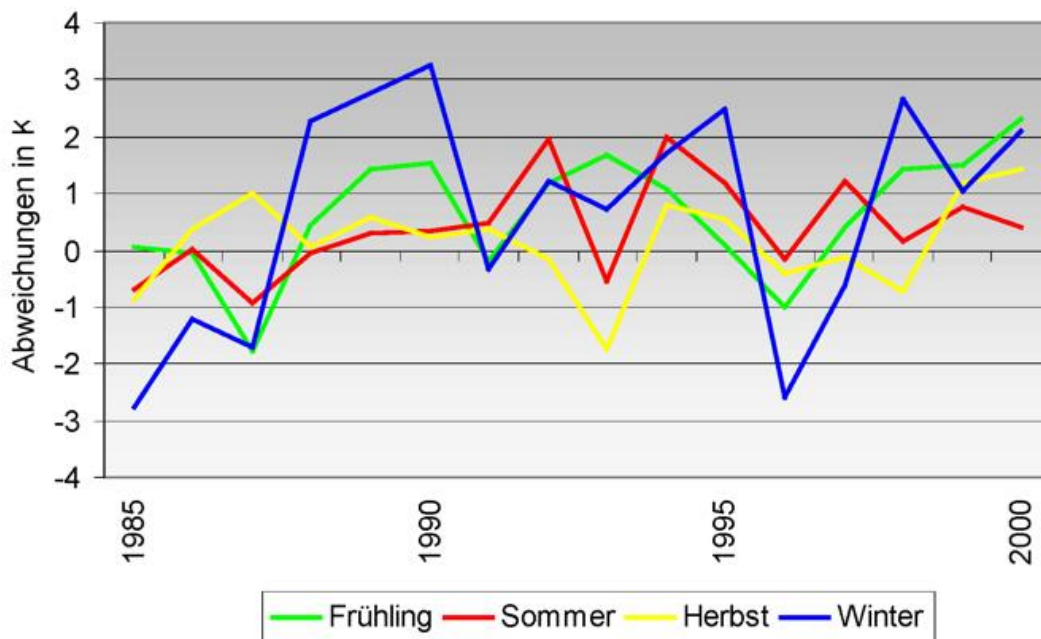


Abb. 2 Saisonale Abweichung des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland vom Mittelwert 1961-90 für den Zeitraum 1985 bis 2000.

Um eventuelle, in den Gebietsmitteln nicht auftretende regionale Unterschiede zu erkennen, werden zusätzlich die Rastermittel der Regionen Hamburg, Frankfurt/M. und München betrachtet. Aufgrund der relativ hohen räumlichen Repräsentanz der Lufttemperatur unterscheiden sich diese Einzelmessungen allerdings kaum vom Verlauf der Gebietsmittelreihe für ganz Deutschland, wenn auch einzelne Monate für Nord- und Süddeutschland durchaus unterschiedliche Anomalien aufweisen.

In den folgenden Tabellen 1-4 sind die Abweichungen der Temperatur vom Referenzzeitraum 1961-90 in K für alle Monate seit Januar 1985 dargestellt. Diese Tabellen werden im Klimainformationssystem des DWD (KLIS) (<http://www.dwd.de/research/klis>) regelmäßig aktualisiert. Dort ist auch in einem weiteren Beitrag die Analyse ununterbrochener Folgen von zu warmen Monaten genauer systematisiert worden.

Während in Deutschland vor 1997 häufiger auch Phasen zu kalter Monate zu verzeichnen sind (Tabelle 1), treten seit Herbst 1997 mit lediglich zwei Ausnahmen nur noch zu warme bzw. ausgeglichene temperierte Monate auf. Im Norden und in der Mitte Deutschland folgten auf den November 1998 (-2.3 K) mit Ausnahme des Juli 2000 (-1.6 K) insgesamt 17 im Vergleich zur Bezugsperiode 1961-1990 zu warme oder nahezu ausgeglichene Monate. Besonders im Jahr 2000 fallen die - abgesehen vom Juli - deutlich zu warmen Monate auf. Spitzenreiter ist dabei der Februar mit Abweichungen zwischen +3,1 und +3,9 K. Betrachtet man das Monatsmittel über viele Jahre hinweg ist er allerdings auch der Monat mit den größten Schwankungen zwischen Maximum und Minimum. Die Abweichung des Gebietsmittels für Deutschland im Jahr 2000 in Höhe von +1,6 K bedeutet, dass das Jahr 2000 das wärmste Jahr des gesamten 20. Jahrhunderts war. Der Verlauf der Anomalien der letzten Jahre ist eingebettet in die globale Entwicklung, denn die sogenannte "Weltmitteltemperatur" (siehe zum Beispiel:

<http://www.giss.nasa.gov/data/update/gistemp/GLB.Ts+dSST.txt>)

liegt schon seit 1994 Monat für Monat um einige Zehntel K über den Normalwerten. Zu kalte Monate scheinen dagegen auch in globaler Betrachtungsweise zu einer regelrechten Besonderheit geworden zu sein.

Rasterdaten Deutschland

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1985	-5,1	-3,4	-0,8	0,1	1,0	-1,9	0,2	-0,3	0,2	0,2	-3,0	2,8	-0,8
1986	0,5	-6,8	-0,6	-1,3	1,8	0,5	-0,2	-0,3	-1,9	1,0	2,0	1,2	-0,3
1987	-5,6	-0,7	-4,1	1,5	-2,7	-1,5	-0,3	-1,0	1,2	0,7	1,1	1,3	-0,8
1988	3,9	1,7	-0,9	0,4	1,8	-0,4	-0,2	0,4	0,0	1,0	-0,8	2,5	0,8
1989	2,8	3,0	3,3	-0,4	1,4	-0,1	0,5	0,4	1,2	1,7	-1,1	1,6	1,2
1990	2,9	5,4	3,3	-0,2	1,5	-0,2	-0,5	1,8	-1,5	1,5	0,6	-0,1	1,2
1991	1,9	-2,7	2,8	-0,5	-2,8	-1,9	2,0	1,4	1,5	-0,5	0,1	-0,2	0,1
1992	1,3	2,5	1,2	0,3	2,1	1,9	1,5	2,5	0,1	-2,2	1,6	0,4	1,1
1993	2,8	-1,0	0,0	2,8	2,3	0,3	-1,1	-0,8	-1,0	-0,8	-3,5	2,4	0,2
1994	3,3	-0,5	2,7	0,4	0,2	0,5	4,2	1,3	0,0	-1,0	3,4	2,8	1,5
1995	0,5	4,3	-0,5	0,9	-0,1	-1,1	2,9	1,7	-0,7	3,1	-0,9	-2,7	0,7
1996	-2,5	-2,5	-2,7	0,9	-1,2	0,3	-1,3	0,6	-2,4	0,5	0,6	-3,2	-1,0
1997	-2,3	3,8	2,2	-1,2	0,3	0,5	0,0	3,3	0,4	-1,0	0,2	1,4	0,7
1998	2,7	4,0	1,3	1,3	1,7	1,1	-0,8	0,2	0,1	0,1	-2,3	0,1	0,8
1999	3,0	0,1	1,7	1,3	1,4	-0,2	1,8	0,6	3,6	0,4	-0,4	1,3	1,3
2000	1,5	3,5	1,6	2,7	2,3	1,7	-1,6	1,1	0,6	1,6	2,1	2,4	1,6

Tab. 1 Abweichung der Lufttemperatur vom Mittelwert 1961-1990 in Deutschland, in Kelvin. Rot = zu warm, türkis = zu kalt. Als Basis dient das Gebietsmittel aus Rasterwerten (Müller-Westermeier et al., 1995).

Region Hamburg

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1985	-5,3	-3,5	-0,6	0,4	1,1	-1,5	0,4	-0,4	-0,4	0,4	-3,1	2,8	-0,3
1986	-0,4	-5,9	-0,3	-1,0	1,6	0,7	0,5	-0,8	-2,5	0,3	2,2	1,3	0,2
1987	-5,8	-0,7	-3,5	1,8	-2,3	-2,2	-0,2	-1,5	-0,1	0,0	1,6	1,1	-0,5
1988	4,1	2,2	-0,5	0,4	2,0	-0,3	0,1	0,0	0,1	-0,1	-0,6	2,8	1,5
1989	3,9	3,7	3,3	-0,1	1,6	0,8	0,8	0,1	1,6	1,4	-1,2	1,0	2,1
1990	4,3	5,8	3,7	0,9	1,7	-0,4	-0,3	1,6	-1,0	1,1	0,3	0,8	2,3
1991	2,4	-2,5	3,2	0,3	-2,2	-2,4	2,3	1,0	1,0	-0,6	-0,3	0,8	0,8
1992	1,9	3,5	1,8	0,8	2,4	3,3	2,2	1,3	0,2	-2,9	0,8	0,9	2,0
1993	2,7	0,0	0,6	3,1	2,1	-0,4	-1,0	-1,7	-1,4	-1,4	-4,0	1,7	0,6
1994	3,5	-1,8	1,9	1,7	0,4	-0,5	5,2	1,1	-0,3	-1,8	2,5	2,6	1,9
1995	1,0	4,1	0,0	0,9	-0,1	-0,8	3,3	2,7	0,1	2,6	-1,0	-4,3	1,3
1996	-3,4	-3,2	-2,5	1,5	-1,6	-0,6	-0,8	1,8	-1,8	-0,3	-0,2	-3,0	-0,7
1997	-1,9	4,1	1,6	-0,5	0,0	0,8	1,3	4,4	0,1	-1,7	-1,0	1,2	1,3
1998	3,5	5,0	2,0	1,6	1,8	0,6	-1,0	-0,4	0,2	-0,8	-2,9	-0,2	1,4
1999	3,4	0,8	2,3	2,2	1,2	-0,1	2,7	1,0	4,3	0,0	0,1	1,4	2,3
2000	2,8	3,8	1,5	2,9	2,3	0,5	-1,3	0,1	0,3	1,4	2,1	1,9	1,5

Tab. 2 Abweichung der Lufttemperatur vom Mittelwert 1961-1990 in Hamburg, in Kelvin. Rot = zu warm, türkis = zu kalt.

Region Frankfurt/M.

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1985	-4,4	-3,9	-0,8	0,3	1,2	-2,0	0,2	-0,8	0,6	0,1	-3,1	2,9	0,0
1986	1,3	-5,8	-0,4	-1,5	2,2	1,4	0,3	-0,1	-2,2	1,1	1,5	1,6	0,9
1987	-4,7	-0,6	-3,3	2,1	-2,4	-1,3	0,0	-0,6	1,7	0,5	1,1	1,3	0,3
1988	4,0	1,5	-0,6	0,6	2,2	0,0	-0,3	1,2	0,0	1,4	-0,7	3,3	2,0
1989	2,4	2,0	3,4	-0,8	2,6	0,2	1,0	0,5	1,1	1,6	-1,1	1,8	2,2
1990	2,6	4,8	3,2	-0,2	2,4	-0,2	0,3	2,2	-1,4	1,4	1,0	0,0	2,4
1991	1,9	-2,9	2,8	-0,3	-2,1	-2,0	2,7	2,6	2,1	-0,8	0,0	-0,6	1,2
1992	1,3	1,6	1,2	0,5	2,8	1,4	1,7	2,5	-0,2	-2,0	1,8	0,6	2,1
1993	3,1	-1,8	0,5	3,2	2,6	1,3	-0,1	0,3	-0,8	-0,9	-3,0	2,7	1,5
1994	3,4	-0,1	3,0	0,5	0,5	1,6	4,5	1,3	0,1	-0,6	4,2	3,1	2,9
1995	1,0	3,9	-0,6	1,6	0,4	-0,3	3,6	2,1	-0,9	3,1	-0,6	-1,5	2,0
1996	-1,6	-1,6	-1,8	1,2	-1,2	0,7	-0,9	0,3	-2,1	0,4	0,7	-2,6	0,1
1997	-3,0	3,6	3,2	-0,6	0,8	0,4	0,2	3,6	0,8	-0,9	0,5	1,9	1,9
1998	2,6	3,0	1,9	0,6	2,3	1,6	-0,6	0,9	-0,2	0,1	-1,7	0,6	1,9
1999	3,0	0,1	1,7	1,5	1,9	0,4	2,1	0,7	3,7	0,1	-0,4	1,1	2,4
2000	1,8	3,1	1,7	2,2	2,6	2,1	-2,2	1,5	0,7	1,4	2,3	2,4	1,6

Tab. 3 Abweichung der Lufttemperatur vom Mittelwert 1961-1990 in Frankfurt, in Kelvin. Rot = zu warm, türkis = zu kalt.

Region München

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1985	-5,0	-2,8	-1,1	0,3	1,4	-1,3	1,5	0,4	0,9	-0,6	-2,9	3,5	0,2
1986	1,4	-6,5	-0,2	-0,2	2,7	0,4	-0,4	0,8	-0,6	0,7	1,2	1,2	0,8
1987	-3,8	-0,1	-3,7	1,6	-2,4	-0,9	0,5	-0,5	3,0	0,9	0,7	1,9	0,5
1988	4,0	1,1	-0,9	1,3	2,2	0,1	0,8	1,0	-0,1	1,6	-1,3	2,1	1,8
1989	2,2	3,0	4,3	0,1	1,6	-0,7	0,7	0,7	0,0	1,1	-1,8	2,0	1,9
1990	1,0	5,3	3,8	-0,8	2,4	-0,1	0,1	2,2	-1,4	1,5	0,5	-0,4	2,0
1991	1,8	-2,7	2,8	-0,4	-2,9	-0,8	1,9	1,6	1,8	-1,2	-0,3	-1,4	0,8
1992	1,3	1,7	1,4	0,3	3,0	1,7	2,0	4,6	0,5	-1,4	2,3	0,3	2,3
1993	4,3	-1,7	-0,5	3,0	3,3	1,0	-0,8	0,4	-0,5	-0,6	-3,0	3,8	1,5
1994	3,9	1,1	4,7	0,1	1,2	2,0	4,0	2,8	0,5	-0,8	4,5	3,3	3,2
1995	0,7	5,0	-0,5	1,6	1,1	-1,2	3,2	0,6	-1,3	3,4	-1,4	-0,9	1,7
1996	-1,5	-1,8	-2,3	1,2	0,4	2,0	-0,6	0,1	-3,1	0,3	1,0	-2,6	0,1
1997	-1,6	3,8	2,8	-1,2	1,7	0,8	-0,8	2,1	0,8	-1,0	0,6	2,1	1,7
1998	2,6	3,5	1,0	1,5	1,9	1,8	0,3	1,4	-0,6	0,9	-2,1	0,8	1,9
1999	2,6	-1,0	1,9	1,1	2,3	0,0	1,0	0,8	2,8	0,3	-1,4	1,8	1,9
2000	0,2	3,9	1,7	2,9	2,7	2,7	-1,7	2,1	0,3	1,4	2,1	2,8	1,7

Tab. 4 Abweichung der Lufttemperatur vom Mittelwert 1961-1990 in München, in Kelvin. Rot = zu warm, türkis = zu kalt.

Region Hohenpeissenberg

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1985	-4,9	-1,8	-1,3	0,3	1,1	-1,5	1,4	0,5	1,5	-0,3	-4,1	4,2	-0,4
1986	-0,2	-7,1	0,0	-0,8	2,8	0,4	-0,3	0,3	-0,5	1,0	2,4	1,1	-0,1
1987	-5,5	0,9	-4,4	2,2	-3,0	-0,8	0,2	-0,2	3,1	1,1	0,4	2,3	-0,3
1988	4,5	0,2	-1,9	1,4	2,0	-0,3	0,6	0,9	-0,4	1,5	-1,4	0,5	0,6
1989	2,9	4,2	4,6	0,0	1,6	-0,8	0,6	0,6	-0,3	1,6	-0,6	3,0	1,5
1990	3,3	6,1	3,9	-1,4	2,4	-0,3	0,1	1,9	-1,6	2,0	-0,8	-1,2	1,2
1991	0,2	-1,6	3,4	-0,9	-3,5	-0,8	1,8	2,0	2,1	-2,2	-0,1	-1,7	-0,1
1992	1,2	2,0	1,2	0,2	2,9	0,9	1,4	4,5	0,4	-2,9	2,3	0,6	1,2
1993	3,8	-0,7	-0,2	3,0	2,9	1,1	-1,1	0,4	-0,8	-1,9	-3,5	2,3	0,4
1994	2,1	1,2	4,5	-0,5	1,0	1,8	3,9	2,4	-0,3	-0,5	3,6	1,7	1,7
1995	-0,4	4,1	-1,1	1,0	0,8	-1,6	3,1	0,0	-2,2	3,3	-0,6	-1,3	0,4
1996	0,0	-2,1	-2,8	1,0	0,2	1,4	-1,0	-0,7	-4,0	-0,7	0,1	-1,6	-0,8
1997	0,6	3,8	2,9	-1,4	1,4	0,1	-1,1	2,4	1,3	-1,8	1,1	1,6	0,9
1998	2,1	4,5	0,2	1,3	1,9	2,2	0,2	1,5	-1,1	-0,7	-3,6	0,7	0,8
1999	3,6	-2,1	2,0	0,9	2,6	-0,2	1,1	0,9	2,6	-0,2	-2,1	0,4	0,8
2000	-0,4	3,0	0,9	3,2	3,0	3,0	-2,1	2,6	0,6	0,6	2,0	3,8	1,7

Tab. 5 Abweichung der Lufttemperatur vom Mittelwert 1961-1990 in München, in Kelvin. Rot = zu warm, türkis = zu kalt.

Literatur

Müller-Westermeier, G. et al. (1995): Numerische Verfahren zur Erstellung klimatologischer Karten. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 193, Offenbach am Main.

Ullrich, R., J. Rapp und T. Fuchs (2000): Gibt es in Deutschland nur noch zu warme Monate? Beitrag im Klimainformationssystem KLIS des DWD, <http://www.dwd.de/research/klis/produkte/monitoring>.

Die agrarmeteorologische Situation

F. - J. Löpmeier

Schlagzeile

Sehr frühe und üppige Vegetationsentwicklung im Frühjahr, extrem ungünstige Erntebedingungen im Juli und wiederum überdurchschnittliches Wachstum bei den Winterfrüchten im Herbst.

Schleswig-Holstein, Hamburg, Bremen, Niedersachsen und Mecklenburg-Vorpommern

Aufgrund der sehr milden Witterung während der Wintermonate herrschte schon von Januar bis März ein schwaches Wachstum bei Wildpflanzen und Wintersaaten. Der allgemeine Vegetationsbeginn erfolgte Ende März/Anfang April. Dies war vielfach 10 bis 20 Tage früher als im langjährigen Mittel. Die gesamte phänologische Entwicklung verlief bis zur Jahresmitte etwa 14 Tage früher als im langjährigen Mittel üblich. Das Ende der Wachstumsperiode 2000 erfolgte mit dem anhaltenden Unterschreiten der 5-Grad-Marke erst im Dezember, in Schleswig Holstein und im östlichen Niedersachsen 30 bis 35, im westlichen Niedersachsen etwa 25 Tage später als normal. Erst die kühle, regnerische und sonnenscheinarme Witterung des Juli und August konnte diesen phänologischen Vorsprung in Niedersachsen und Mecklenburg-Vorpommern entgültig abbauen. Die trockene Witterung von April bis Juni führte zu einem Absinken der Bodenfeuchte bis unter die Dürregrenze und damit zu Problemen beim Wachstum und der Kornbildung beim Getreide. Die unbeständige und sonnenscheinarme Witterung der Monate Juli und August führte beim Getreide zu einer ungleichmäßigen Abreife, es kam auch zu Lager und Zwiewuchs sowie zu Problemen beim Mähdrusch (Kornfeuchte). Die Bestellung von Wintergetreide konnte im Frühherbst meist problemlos erfolgen, das überdurchschnittlich milde Wetter im Spätherbst und zu Beginn des Winters führte jedoch teilweise zu einer ungewöhnlich üppigen Entwicklung.

Brandenburg, Berlin, Sachsen-Anhalt, Thüringen und Sachsen

Wassergesättigte Böden und hohe Bodenfeuchte in der Krume behinderten im März die Frühjahrsbestellung. In der dritten Dekade April sorgten z. T. 8-10 K zu hohe Tagesmittel der Lufttemperatur für eine hohe Verdunstungsbeanspruchung, so dass in den Gärten teilweise schon ab Ostern der Griff zur Gießkanne erforderlich war. Das hohe Bodenfeuchtedefizit erforderte schon im Mai verbreitet Bewässerungsmaßnahmen.

Wie schon 1999 sanken im Juni die Bodenfeuchten unter 20% nFk, so dass bei nahezu allen Kulturen mit Ertragsdepressionen bis hin zu Futterengpässen bei der

Tierversorgung gerechnet wurde. Dank des wenig sommerlichen Julis beschränkten sich die Ertragseinbußen aber im wesentlichen auf Getreide und Raps.

Der milde Herbst verursachte bei verschiedenen Laub-, Zier- und Obstgehölzen sowie Wildpflanzen einen zweiten Frühling. Dieser äußerte sich in einer erneuten, herbstlichen Blüte. Davon betroffen waren in besonderem Maße Löwenzahn, Walderdbeeren, Forsythie, Clematis, Rhododendrenarten, Rosskastanie, Brombeersträucher und Heckenrose.

Nordrhein-Westfalen

Nach zu warmen und zu niederschlagsreichen Wintermonaten mit gelockerter, z.T. ausgesetzter Vegetationsruhe setzte Anfang April zum ersten Mal wüchsiges Wetter ein, so dass die Frühjahrsbestellung vor allem auf leichten Böden, bzw. an niederschlagsärmeren Standorten durchgeführt werden konnte. Trockene, warme Witterung im April und Mai mit häufigen, jedoch wenig ergiebigen Niederschlägen führte zu einem zügigen Pflanzenwachstum. Besonders die erste Maihälfte mit der längsten niederschlagsarmen Periode des Erntejahres hatte eine 2- bis 3-wöchige Verfrühung in der phänologischen Entwicklung der landwirtschaftlichen Kulturen entstehen lassen. Bei besten Trocknungsbedingungen kam es zu einer frühen, sehr ertragsreichen Grünland-Ernte. Nach einem zu warmen und niederschlagsarmen Juni wurden im Juli die Feldarbeiten und die Getreideernte durch viel Regen häufig unterbrochen und konnten erst im August bei bestem Erntewetter zügig fortgesetzt werden. Im September setzte nach erster Herbstkühle ein schöner Spätsommer ein mit guten Witterungsbedingungen für alle Belange der Landwirtschaft. Im November mit mildem, frühlingshaftem Wetter konnte die Zuckerrüben-Kampagne vielfach zu einem guten und frühen Ende kommen, bei überdurchschnittlichen Erträgen und ohne jegliche Frostprobleme. Grünland und Wintersaaten entwickelten sich üppig bis Mitte Dezember. Die allgemeine Vegetationsruhe setzte erst in der zweiten Monatshälfte Dezember ein.

Hessen, Rheinland-Pfalz und Saarland

Das insgesamt zu warme Frühjahr sorgte für eine rasche und üppige Vegetationsentwicklung mit z.T. einem Vorsprung von bis zu 3 Wochen. Birnen und Äpfel profitierten von dem günstigen Blühwetter in der 2. Aprilhälfte und sehr früh erfolgte auch der Rebenaustrieb. Im Mai kam es bei frühsummerlicher Witterung zu lokalen Hagelschauern und Starkregen, verbunden mit Schäden in der Landwirtschaft. Ende des Monats wurden in Pfälzer Obstanlagen die ersten witterungsbedingten Feuerbrand-Infektionen beobachtet. Während im Juni gebietsweise Trockenstress im Wintergetreide auftrat, waren die Erntebedingungen im Juli sehr ungünstig. Starkregen, Hagel und Sturmböen brachten viel Getreide ins Lager und sorgten für unbefahrte Böden und für die Verbreitung von Pilzkrankheiten. Besonders bei Roggen mussten große Qualitätseinbußen hingenommen werden, was sich durch einen drastischen Rückgang der Fallzahl ausdrückte. Auch Mutterkornbefall sowie Krautfäule bei Kartoffeln breitete sich aus.

Nach einer günstigen Witterung im August und zunächst auch im September wurde die Weinlese ab Ende September durch häufige Niederschläge zu einer Zitterpartie. Auch die Herbstbestellung und die Hackfruchternte wurden behindert. Nach einer milden ersten Dezemberhälfte wurde im Südwesten an geschützten Orten das Stäuben der Haselnuss beobachtet.

Baden-Württemberg

Überdurchschnittliches Strahlungsangebot und hohe Lufttemperaturen führten zu einem sehr vorzeitigen Vegetationsbeginn und einem zügigen, nahezu ungebremsten Fortgang in Baden-Württemberg. Sehr früh blühten die Obstbäume, wurden Sonderkulturen wie Spargel und Erdbeeren erntereif sodass große Anstrengungen darauf gerichtet werden mussten, die Angebotsspitze zu verflachen. Früh wie selten erfolgte der erste Silageschnitt beim Grünland und noch extremer der 1. Heuschnitt (2 bis 3 Wochen zu früh). Sehr frühzeitig erfolgte auch der Austrieb der Reben, ohne negative Folgen. Nach einem trockenen Juni mit beginnendem Wasserstress bei den Reben war der Juli als einziger Monat des Jahres zu kalt und dabei sonnenscheinarm und niederschlagsreich. Trockenschäden bei den genannten Kulturen wurden somit minimiert. Negativ wirkte sich die Juliwitterung auf die Getreideernte in den höher gelegenen Gebieten sowie bei der Heuwerbung (2. Schnitt) aus. Sehr früh begann die Weinlese. Die Ernte der Hackfrüchte konnte zügig erfolgen. Der Winterraps allerdings gelangte im Spätherbst frühzeitig ins Schossen. In der 2. Dezemberdekade sank gebietsweise das tägliche Temperaturminimum für einige Tage bis auf -10°C so dass Eiswein gelesen werden konnte.

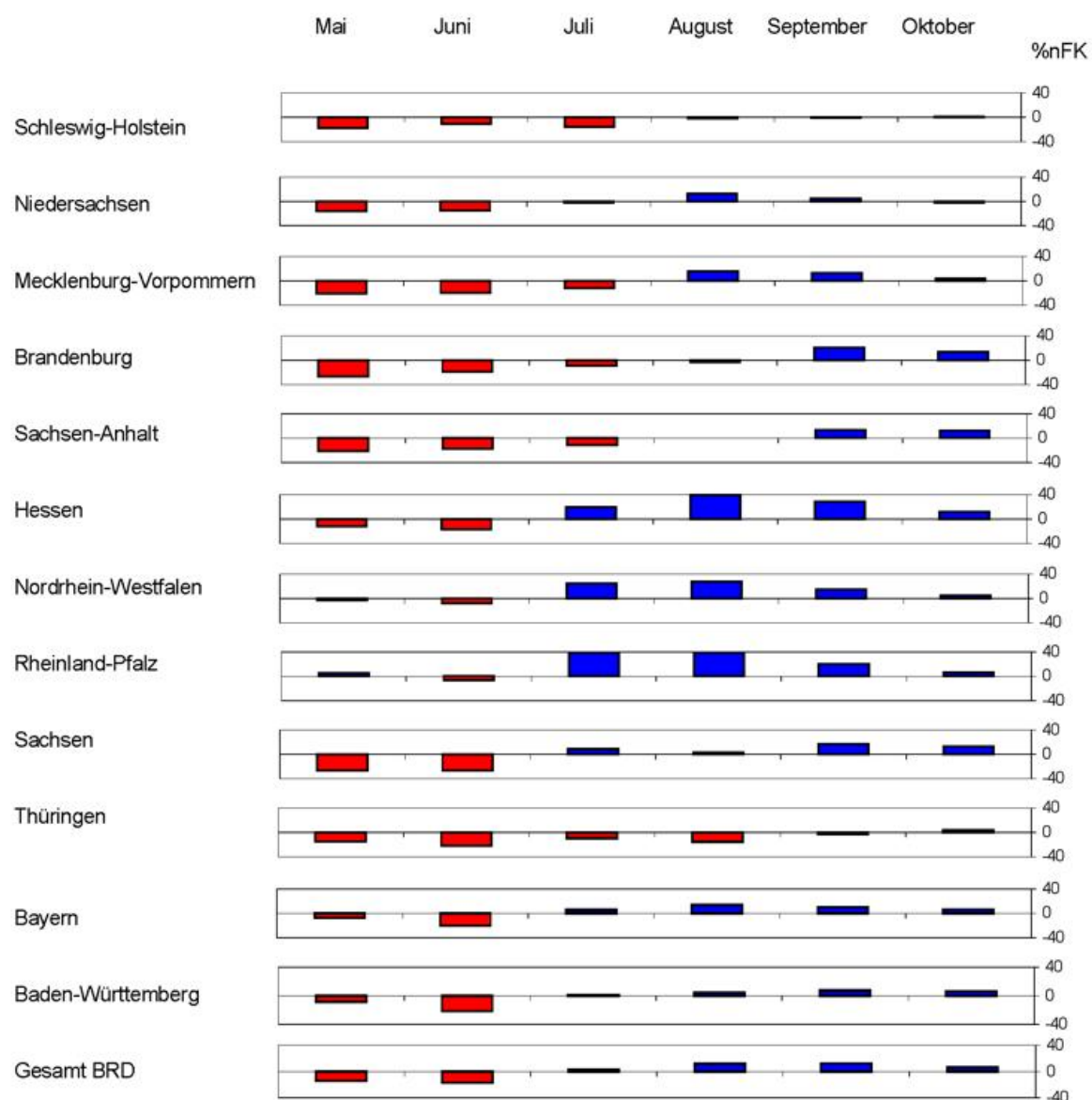
Bayern

Das Jahr 2000 war in weiten Teilen Bayerns durch eine für die Landwirtschaft ungünstige Verteilung der Niederschläge gekennzeichnet. Nach einer nur kurzen Kälteperiode Ende Januar setzte infolge sehr milder Witterung im Februar und März zwar schon ungewöhnlich zeitig die Entwicklung der Vegetation ein, durch teilweise ergiebige Niederschläge verzögerten sich aber die Bestellarbeiten bis weit in den April hinein. Die Monate Mai und Juni waren durch teilweise hochsommerlich warme und verdunstungsreiche Witterung geprägt, die vor allem bei Wintergetreide und Gemüse verbreiteten Wassermangel zur Folge hatte. Etwa 2 bis 3 Wochen früher als sonst traten die meisten Getreidearten in die Vollreife infolge kühler und extrem nasser Witterung im Juli verzögerte sich die Ernte meist bis in den August hinein. Auch die Herbstmonate September und Oktober waren bei oft staunassen Böden durch relativ schlechte Erntebedingungen gekennzeichnet. Im Gegensatz zum Vorjahr blieb es aber bis Mitte Dezember außergewöhnlich mild, so dass erst in der zweiten Dezemberhälfte allgemeine Vegetationsruhe einkehrte. Unter dem Strich fiel das Jahr 2000 um 1 bis 2 Grad zu warm aus. Beim Niederschlag gab es im Norden Bayerns meist ein leichtes Defizit, während es im Süden Bayerns teilweise deutlich zu nass war.

Die Bodenfeuchtesituation während der Vegetationszeit 2000

Die folgende Abbildung charakterisiert die Bodenfeuchtesituation (als % nutzbare Feldkapazität) des Jahres 2000 über die Vegetationszeit.

Nach einem überwiegend zu trockenem Frühling sorgte der niederschlagsreiche Juli für ein Auffüllen der Bodenwasservorräte und führte ab August in den meisten Bundesländern zu überdurchschnittlich hohen Bodenfeuchten, in Hessen, Rheinland-Pfalz und Nordrhein-Westfalen schon im Juli, z.T. mit Werten von 40% nFk über dem langjährigen Mittelwert.



Tab. 1 Monatliche Abweichungen der Bodenfeuchte von Wintergetreide auf leichten Standorten (% nFk) im Jahr 2000 vom langjährigen Mittelwert 1961 - 1999 (rot = zu trocken, blau = zu feucht).

Das Jahr 2000 schlug viele agrarmeteorologische Rekorde:

Als Jahresmittel von 72 Standorten in der Bundesrepublik erwies sich seit 1961 das Jahr 2000 als Rekordjahr. Von folgenden agrarmeteorologischen Parametern wurde ein neuer Extremwert erreicht. Auf die Auswertung der meteorologischen Standardgrößen wie Temperatur, etc. wurde hier verzichtet:

Minimumtemperatur in Bodennähe unbewachsener Boden:	5,6° C	Wärmesummen Grünland	5182,2° C
Minimumtemperatur in Bodennähe über Gras	3,7° C	Weideertrag Rohprotein	20,1%TM
Temperatur im Bestand, Getreide Mittel	9,7° C	Trockenmasse Mais Gesamtpflanze frühe Sorte	40,0%
Erdoberflächentemperatur Tagesmittel	12,1° C	Trockenmasse Mais Gesamtpflanze mittelspäte Sorte	32,3%
Bodentemperatur unbewachsener Boden 5 cm	11,9° C	Maximumtemperatur Folie	25,6° C
Bodentemperatur mit Bestand 5 cm	10,1° C	Wärmesumme Maisabreife	850,9° C
Ammoniakverluste bei der Gülleausbringung 13 Uhr	27,6%		

Tab. 2 Im Jahr 2000 gemessene/beobachtete Extremwerte agrarmeteorologischer Parameter (Vergleichszeitraum 1961 - 1999).

Der 20. Juni 2000 mit extremen agrarmeteorologischen Werten

Als extremer Tag mit Tageshöchsttemperaturen von fast 35° C während der Hauptwachstumsperiode erwies sich der 20.06.2000. Die folgende Tabelle enthält einige agrarmeteorologische Kenngrößen für diesen Tag. Bemerkenswert sind einerseits die hohen Verdunstungsraten (sowohl Messung als auch Berechnung) mit bis zu 8.9 mm/Tag, die die Annahme aus der Praxis widerlegen, dass ein Pflanzenbestand nicht mehr als 6 – 7 mm/Tag verdunsten kann, andererseits die Temperaturen unter Folie mit >46° C, die zum Verbrennen der Bestände führte. Bei Messungen der Erdoberflächentemperaturen mittels eines Infrarotthermometers stellte sich ein Wert von 55° C ein. Die Berechnungen dieser Größe mit dem Modell AMBETI ergaben für den Zeitpunkt 53° C. Der größte berechnete Extremwert liegt seit 1961 bei 56° C.

Temperaturmaximum 2 Meter	33,8/34,6 °C
Temperaturmaximum im Bestand	36.0 °C
Bodentemperatur 5 cm, Maximum	37.0 °C
Bodentemperatur 5 cm, Mittel	29.9 °C
Bodentemperatur 5 cm, im Bestand	26 °C
Erdoberflächentemperatur mittags	55 °C
Relative Feuchte Minimum	24 %

Verdunstung Stärkekartoffel (Messung Lysimeter, 1 Tag vorher berechnet)	8.2 mm/Tag
Verdunstung Braugerste (Messung Lysimeter)	8.9 mm/Tag
Verdunstung Stärkekartoffeln, berechnet Modellrechnungen	7.0 mm/Tag
Verdunstung Stärkekartoffeln (1 Tag vorher berechnet), Modellrechnungen	8.5 mm/Tag
Potentielle Verdunstung nach Penman	9.0 mm/Tag
Kornfeuchte Wi-Gerste Gelbreife 17.06.00, 19.00 Uhr, Messung	12.6 %
Ammoniak-Verluste Gülleausbringung Mittags, Modellrechnung	90 %
Wasserverluste bei Beregnung tagsüber, berechnet	23 %

Bodentemperaturen Spargel 20 cm Tiefe, Messungen	
Maximum ohne Folie	31.1 °C
Maximum Folie schwarz	32.0 °C
Maximum Folie weiß	26.9 °C
Maximum AT-Folie	37.4 °C
Temperaturen unter Folie, Messungen	
Maximum Bodentemperaturen unter Doppelfolie 5 cm	41.5 °C
Maximum Lufttemperaturen unter Doppelfolie 5 cm	46.7 °C

Tab. 3 Agrarmeteorologische Messungen und Berechnungen vom 20.06.2000, Versuchsflächen AMF Braunschweig.

	Januar		Februar		März				April				Mai				Juni							
	1	2	1	2	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4				
Schleswig-Holstein	1.3	3.1	2.5	4.2	1.7	1.8	84.7	106.2	2.1	1.5	106.2	73.3	2.9	0.5	122.6	81.3	-0.2	0.3	99.3	100.8				
Niedersachsen	1.3	3.1	2.7	4.5	1.9	2.5	84.0	110.7	2.4	1.7	110.3	79.4	3.3	1.3	121.1	80.7	1.2	0.5	112.5	71.8				
Mecklenburg-Vorpommern	1.2	2.5	2.4	4.5	1.5	2.2	102.0	100.4	3.0	2.2	121.0	84.5	3.5	1.0	123.6	86.7	0.4	0.6	110.1	96.5				
Brandenburg	0.9	2.1	2.7	4.8	1.8	2.5	84.4	134.7	3.2	2.7	122.7	80.1	4.1	1.5	125.4	55.5	1.4	0.7	115.4	59.1				
Sachsen-Anhalt	0.8	2.2	2.8	4.9	2.0	3.1	87.0	119.4	2.9	1.9	114.9	89.1	3.7	1.0	123.8	88.6	1.3	0.8	115.3	53.1				
Hessen	0.5	2.3	2.5	4.1	1.8	2.8	95.8	92.6	2.3	1.8	114.5	75.9	3.1	1.8	115.7	82.2	2.1	-0.3	122.0	70.5				
Nordrhein-Westfalen	0.9	2.3	2.1	3.5	1.6	2.0	81.5	117.9	2.3	2.1	117.9	66.4	2.9	2.3	113.3	100.9	1.6	0.6	120.6	74.0				
Rheinland-Pfalz	0.7	1.8	2.3	2.8	1.2	1.5	93.1	84.1	1.5	1.6	112.1	86.8	2.5	2.4	98.6	120.6	3.2	0.7	126.5	61.7				
Sachsen	0.0	1.5	2.1	4.8	1.2	2.6	83.2	138.2	3.6	2.8	127.8	59.1	4.2	1.7	128.6	80.4	2.6	0.9	129.4	47.7				
Thüringen	0.3	2.8	2.4	5.2	1.9	3.2	89.6	138.0	3.0	2.4	115.3	79.3	3.4	1.6	122.2	85.6	1.7	0.4	121.3	62.6				
Bayern	0.1	1.2	2.0	4.5	1.4	2.7	94.5	113.1	2.6	1.7	115.3	74.4	3.4	1.7	115.2	108.4	3.1	-0.2	130.0	66.9				
Baden-Württemberg	0.2	1.4	1.7	3.8	1.1	2.3	101.6	100.9	2.2	2.0	113.8	68.9	3.0	2.3	110.4	100.9	3.2	0.9	130.9	48.9				
Gesamt BRD	0.7	2.2	2.3	4.3	1.6	2.4	90.1	113.0	2.6	2.0	116.0	74.7	3.3	1.6	118.4	86.0	1.8	0.5	119.4	67.8				
	Juli				August				September				Oktober				November				Dezember			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4				
Schleswig-Holstein	-2.3	-0.9	73.4	106.7	-0.4	-0.9	92.5	103.5	0.2	0.8	87.2	103.4	1.5	1.6	92.3	116.2	1.6	2.2	2.0	2.5				
Niedersachsen	-2.6	-0.6	69.1	129.4	0.3	0.0	99.1	101.2	0.5	1.5	87.9	104.1	1.4	1.7	102.9	110.4	1.7	2.1	2.0	1.8				
Mecklenburg-Vorpommern	-2.4	-0.6	73.3	121.9	-0.7	-0.2	96.1	118.9	-0.2	0.6	90.4	102.2	2.1	2.3	87.0	120.9	2.0	2.3	2.2	2.9				
Brandenburg	-2.8	-0.2	68.7	122.1	0.5	0.2	99.9	110.3	-0.2	0.5	90.4	103.2	2.6	3.2	91.4	103.6	2.3	2.2	2.0	2.2				
Sachsen-Anhalt	-2.5	0.0	74.1	104.1	0.6	0.5	102.0	104.1	0.3	1.1	90.7	92.5	2.2	2.6	100.6	105.0	1.8	1.6	2.2	1.6				
Hessen	-4.2	-1.0	63.4	179.2	0.9	0.6	105.2	110.3	0.2	1.5	83.3	130.0	1.2	1.8	90.3	112.6	1.7	2.0	1.9	2.2				
Nordrhein-Westfalen	-3.2	-0.8	65.0	173.6	1.0	0.5	102.4	96.8	0.9	2.1	86.1	107.9	0.7	1.3	96.1	116.1	1.3	2.2	1.8	2.6				
Rheinland-Pfalz	-3.1	-1.0	71.7	204.0	1.9	0.7	111.2	95.3	0.5	1.4	77.0	130.1	0.8	1.5	84.8	122.9	1.5	2.4	2.7	3.2				
Sachsen	-3.3	-0.4	73.5	128.3	1.5	1.1	115.2	74.8	0.4	1.0	98.4	93.4	2.2	2.8	95.2	92.8	2.1	2.4	1.6	3.1				
Thüringen	-3.6	-0.6	72.1	132.3	1.1	0.9	113.6	71.0	0.2	1.3	91.5	124.8	1.8	2.3	99.6	103.1	1.9	2.2	1.9	2.5				
Bayern	-3.1	-0.8	78.5	144.3	1.4	0.6	108.1	102.9	0.3	0.8	93.2	112.9	1.6	2.6	75.1	122.7	1.7	2.2	1.8	3.9				
Baden-Württemberg	-3.2	-1.1	81.6	172.4	1.3	1.3	105.7	99.3	0.4	1.2	93.9	115.0	1.0	2.0	82.7	117.6	1.6	2.6	2.5	4.1				
Gesamt BRD	-3.0	-0.7	72.0	143.2	0.8	0.4	104.3	99.0	0.3	1.2	89.2	110.0	1.6	2.1	91.5	112.0	1.8	2.2	2.1	2.7				
Legende:	1= Bodentemperatur unbewachsener Boden 5 cm (rot= zu warm, blau= zu kalt)																							
	2= Minimumtemperatur in Bodennähe für unbewachsenen Boden (rot= zu warm, blau= zu kalt)																							
	3= Penman - Verdunstung, Abw. in % (rot= zu hohe Verdunstung, blau= zu geringe Verdunstung)																							
	4= Benetzungszeiten, Abw. in % (rot= relativ geringe Benetzungszeiten, blau= relativ hohe Benetzungszeiten)																							

Tab. 4 Charakteristische agrarmeteorologische Kenngrößen für das Jahr 2000. Abweichungen vom langjährigen Mittelwert (1961-1999) im Jahr 2000 für die Parameter Bodentemperatur, Minimumtemperatur in Bodennähe, Penman-Verdunstung und Benetzungszeit. Die rot dargestellten Werte stellen zu warme, bzw. Zeiten mit hoher Verdunstung und geringer Blattbenetzung dar und überwiegen nahezu während des ganzen Jahres. Die Farbe blau mit zu niedrigen Temperaturen, hoher Blattbenetzung und geringer Verdunstung dominiert den Juli in allen Bundesländern.

Die phänologische Entwicklung im Jahr 2000

W. Trampf

Das Jahr 2000 wurde als das wärmste des abgelaufenen Jahrhunderts gewertet. Die meist übernormal hohen Temperaturen beeinflussten den Verlauf der phänologischen Entwicklung, so dass der *Vorfrühling*, der mit der Blüte der Haselsträucher beginnt, in weiten Teilen der Westhälfte Deutschlands schon in der zweiten Januarhälfte einsetzte. In den anderen Gebieten begann die Blüte in den beiden ersten Februardekaden, im Südosten und in den höheren Mittelgebirgslagen in der letzten. Im Vergleich zu den mittleren Eintrittsdaten der Beobachtungsreihe 1992 bis 2000 waren sie in fast allen Regionen meist um eine Woche verfrüht. In Schleswig-Holstein, in den Mittelgebirgen nördlich von Main und Mosel sowie gebietsweise in Ostfriesland und im Oderraum trat der Vorfrühling mehr als zwei Wochen verfrüht auf. Eine geringe Verspätung war verbreitet im äußersten Süden sowie in den tieferen Lagen des Südwestens zu verzeichnen.

Mit den höchsten Temperaturmittelwerten des Jahrhunderts war das Frühjahr erheblich zu warm, so dass sich die phänologische Entwicklung beschleunigt fortsetzte. Der *Vollfrühling*, der mit dem Beginn der Apfelblüte seinen Einzug hält, begann in der ersten Aprilhälfte im oberen Rheingraben und hatte bis Anfang Mai das gesamte Deutschland erfasst. Die Apfelblüte begann meist eine Woche verfrüht, in den Mittelgebirgsräumen um 10 Tage früher als im Mittel der Jahre 1992 bis 2000. Ein verspäteter Eintritt wurde nicht beobachtet.

Durch das zu warme Frühjahr und übernormal hohe Temperatur im Juni setzte mit der Fruchtreife der Roten Johannisbeeren auch der *Hochsommer* verfrüht ein. Diese phänologische Phase wurde im größten Teil Deutschlands in den ersten beiden Junidekaden beobachtet, im Bergland und im äußersten Norden zum Monatsende. Die Fruchtreife trat im Jahr 2000 gegenüber den mittleren Eintrittsdaten im größten Teil Deutschlands bis zwei Wochen verfrüht auf. In den Mittelgebirgen sowie gebietsweise im Südosten und Osten wurden die Roten Johannisbeeren sogar zwei bis drei Wochen zu früh reif. Ein verspäteter Eintritt wurde in keiner Region beobachtet, da der wesentlich zu kalt ausgefallene Juli den Reifeprozess der Roten Johannisbeere nicht mehr beeinflussen konnte.

Mit der Bestellung des Wintergetreides trat der *Vollherbst* meist eine Woche vorzeitig in Erscheinung. Im äußersten Süden, in Ostbayern sowie im Nordwesten und im Nordosten war gebietsweise diese Phase um einige Tage verspätet. Die Bestellung von Winterweizen wurde im größten Teil von Nord- und Ostdeutschland im September vorgenommen. Im übrigen Deutschland waren durch höhere Niederschläge die Böden zeitweise unbefahrbar, so dass dort die Aussaat in den ersten beiden Oktoberdekaden erfolgte.

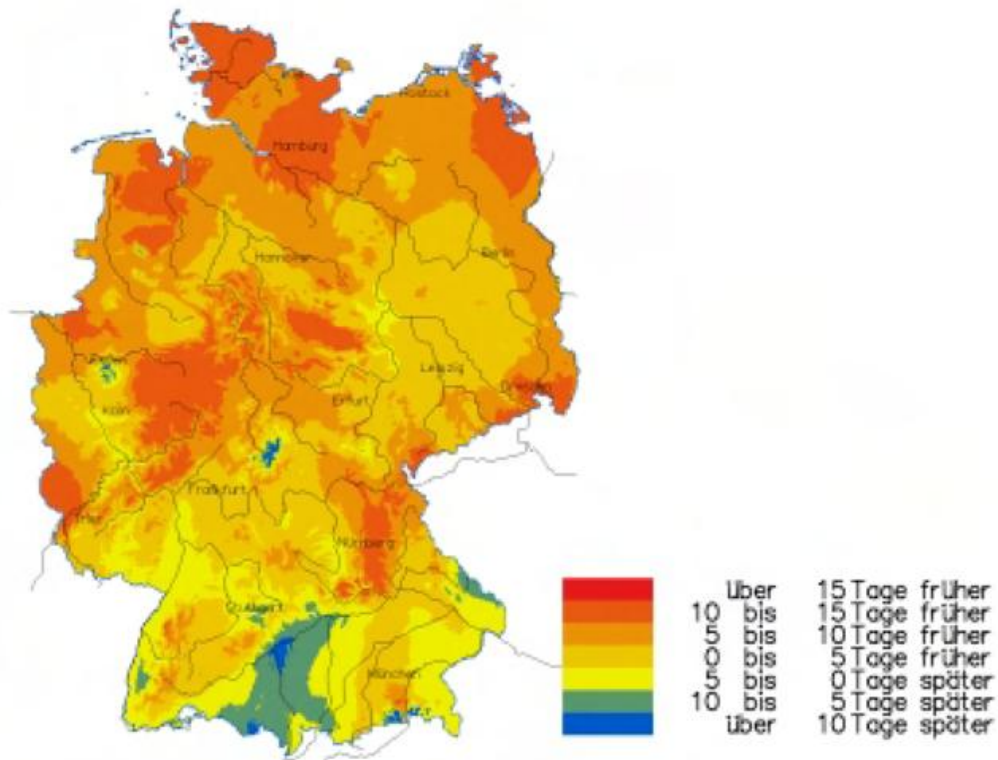


Abb. 1 Haselblüte 2000
Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-2000).

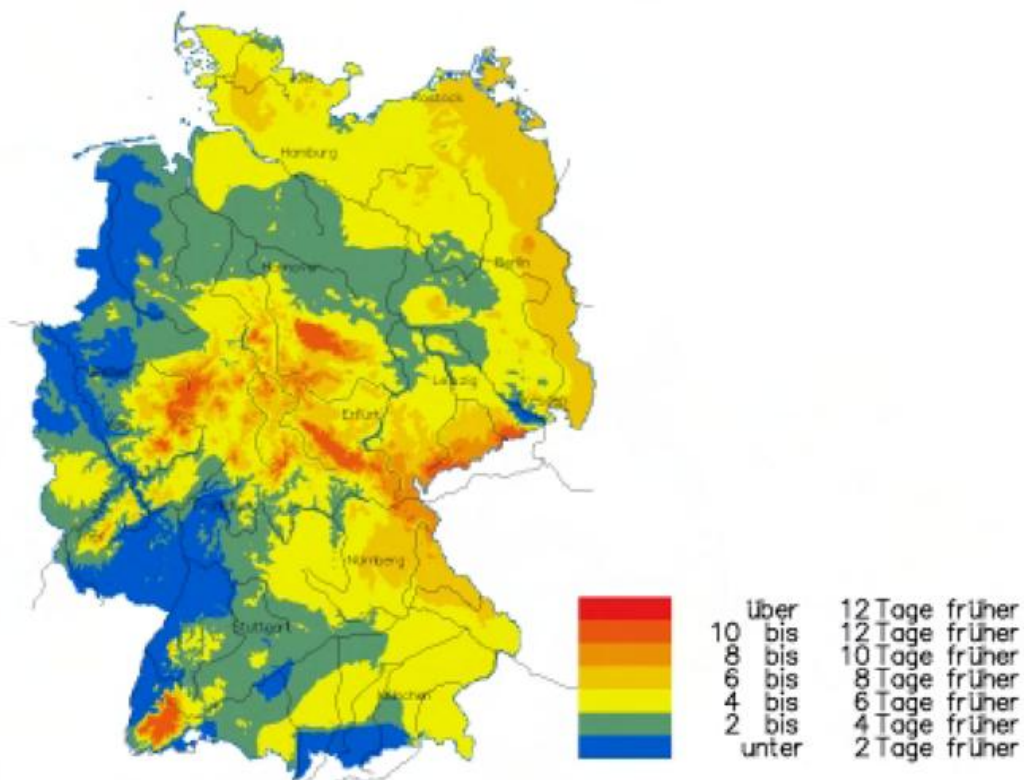


Abb. 2 Apfelblüte 2000
Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-2000).

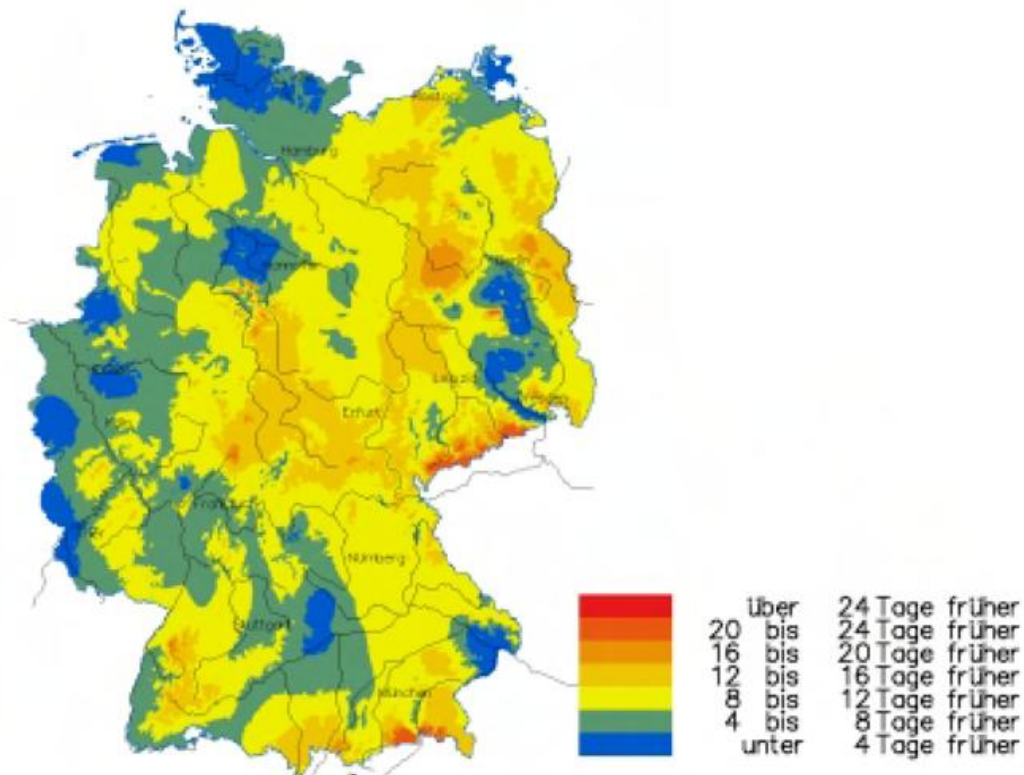


Abb. 3 Rote Johannisbeere Fruchtreife 2000
Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-2000).

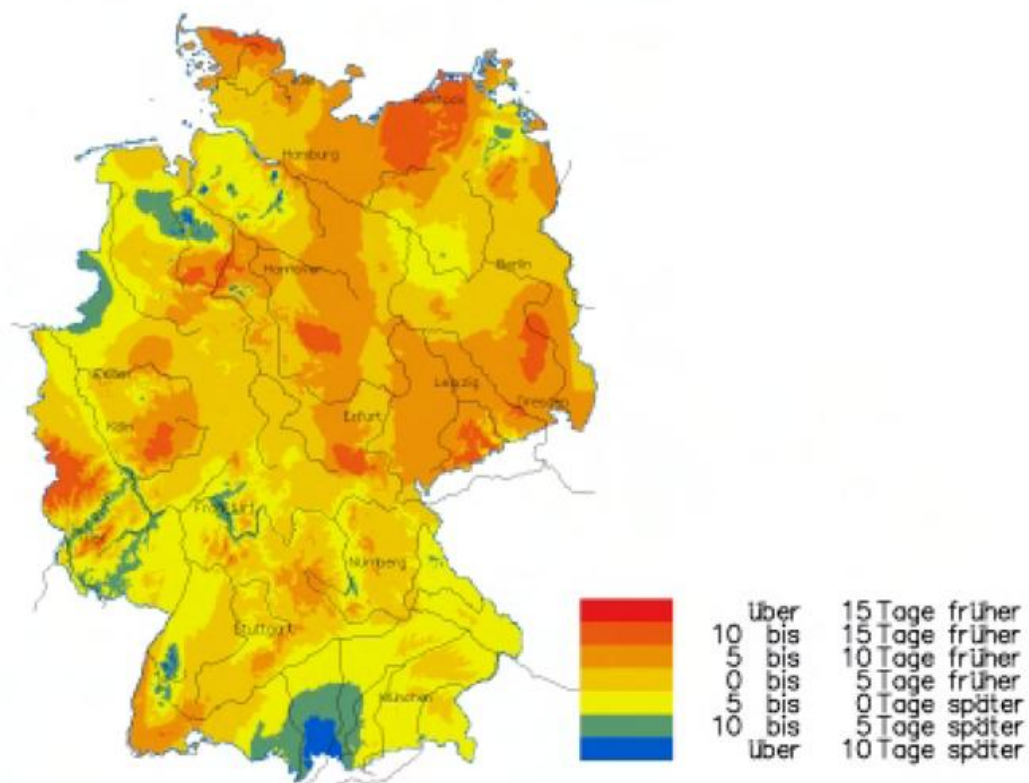


Abb. 4 Winterweizenbestellung 2000
Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-2000).

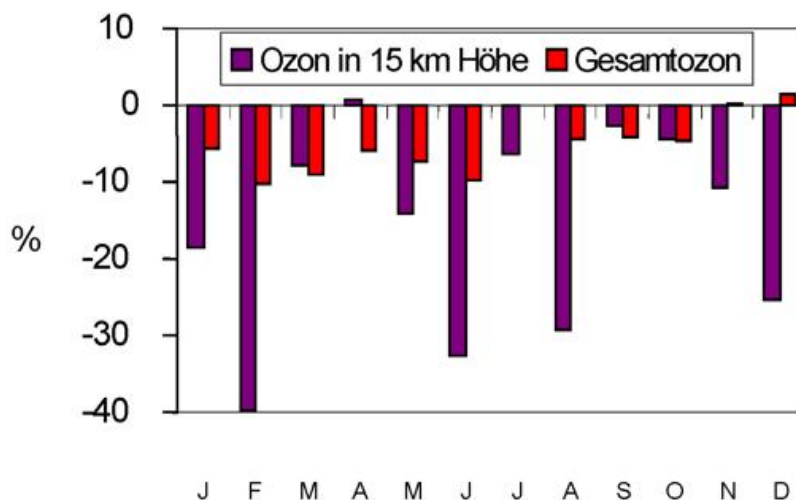
Entwicklung der Ozonschicht

H. Claude

Nach zwei moderaten Jahren zeigte die Langzeitüberwachung der Ozonschicht mit Ballonsonden, Lidar und Spektrometern für das Jahr 2000 über Mitteleuropa erneut zu niedrige Ozonwerte in der gesamten Stratosphäre. 6 Monate wiesen im Vergleich mit den vieljährigen Mittelwerten seit 1967 deutlich unternormale Gesamtozonwerte (-5 bis -10 %) auf, so dass das Jahresmittel 2000 mit 313 Dobson Einheiten den 4.- niedrigsten Wert der 33-jährigen Reihe zeigt. All diese 4 Jahresminima traten in der letzten Dekade auf, besonders nach Ausbruch des Vulkans Pinatubo, durch dessen Aerosole zusätzlich bedeutende Mengen Ozon zerstört wurden. Die stärksten Ozonverluste im Jahr 2000 konzentrierten sich auf die unterste Stratosphäre, mit dem Schwerpunkt bei etwa 15 km Höhe (Abb. 1).

In erster Linie Ursache hierfür ist nach wie vor zuviel reaktives Chlor und Brom in der globalen Stratosphäre. Für die besonders niedrigen Werte über Europa spielt aber auch die Häufung und/oder Intensivierung von bestimmten Großwetterlagen ebenfalls eine

entscheidende Rolle. Sie sind an Zirkulationsmuster gekoppelt, die sich bis in die untere Stratosphäre auswirken. In vielen Fällen bedeutet das für Mitteleuropa nicht nur noch niedrigere Ozongehalte, sondern oftmals eine Verstärkung mancher Klimatrends. So kam es in der Troposphäre im Jahr 2000 zu einem besonders hohen Wärmeüberschuss (in der langen Temperaturreihe des Observatoriums seit 1781 hatten 1810, 1994 und 2000 mit jeweils 8.2°C die höchsten Jahresmitteltemperaturen), während die untere Stratosphäre weiterhin von niedrigen Temperaturen dominiert wurde. Dies ging einher mit hohen Tropopausen und häufigem Zustrom



ozonarmer, subtropischer Luft in der unteren Stratosphäre. Sonderfaktoren, wie z.B. vulkanische Aerosole, die in früheren Jahren den Ozonabbau verstärkten, spielen nach gegenwärtigem Wissensstand derzeit keine Rolle, obwohl sich die Frage stellt, ob die Auswirkungen der Pinatubo-Aerosole (und der Aerosole des El Chichon) auf das Erdklima nicht doch nachhaltiger sind, als

die bisher angenommenen 2-3 Jahre (s.u.).

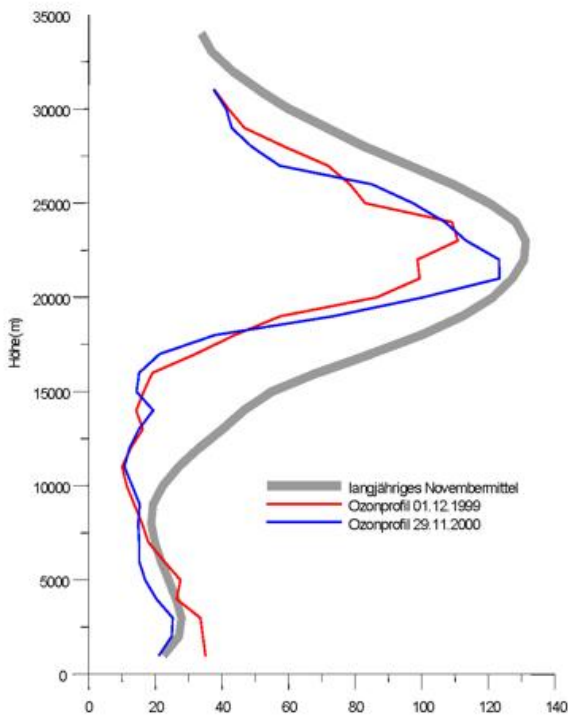


Abb. 2 Vergleich von Ozonprofilen während sogenannter Streamer-Ereignisse im Spätherbst 1999 und 2000 mit dem vieljährigen Mittelprofil für November (Ballonsondierungen des DWD-Hohenpeißenberg).

Unter diesen Gegebenheiten wurden mehrfach in 2000 für ein bis drei Tage äußerst niedrige Gesamtozonwerte erreicht. Obwohl der November vom Monatsmittel her völlig dem Normalwert entsprach, wurden zum Monatsende neue Rekordminima erzielt: Arosa in der Schweiz unterschritt mit 197 Dobson Einheiten [D.U.] erstmals seit Beginn der Meßreihe 1928 einen Gesamtozonwert von 200 D.U., während Hohenpeißenberg mit 208 D.U. noch knapp über dieser Grenze lag. Generell sind Gesamtozonwerte unter 220 D.U. als sehr niedrig anzusehen und kamen früher sehr selten vor. Solche Ozonminima treten bevorzugt im Frühjahr und Herbst auf, wobei sich innerhalb der letzten 10 Jahre eine gewisse Häufung abzeichnet.

Nach vorläufiger Einschätzung kann auch das Minimum vom 29.11.2000 (Abb. 2), wie ein ähnlicher Fall ein Jahr zuvor, als ein ausgeprägter Streamer angesehen werden, d.h. als Einschub sehr ozonarmer

Luft aus niedrigeren Breiten. Trajektorienanalysen und die Auswertung der Hohenpeißenberger Ballonsondierungen zeigen (ebenso wie die Sondierungen von Payerne/CH und Uccle/B) die Advektion von dem Ursprung nach ozonarmer Luft aus den Subtropen/Tropen, die auf dem Weg nach Mitteleuropa zusätzlich gehoben wurde (s. hierzu auch die Ozonbulletins Nr. 72 und 79). http://www.dwd.de/research/mohp/hp2/ozo/oz_start.htm Die Hebung verminderte zusätzlich den Ozongehalt, so daß praktisch in der gesamten unteren Stratosphäre erheblich zu niedrige Ozon- und Temperaturwerte verzeichnet wurden.

Warum Streamer, die praktisch immer ozonarme subtropische Luft transportieren, immer niedrigere Ozonwerte hervorbringen, ist nicht ganz klar. Der langfristige Ozonrückgang ist in den Tropen wesentlich geringer als in Richtung der Pole, wodurch der globale Ozontrend hierfür als Hauptursache in den Hintergrund tritt. Die zu beobachtende Häufung von Streamern (und damit auch deren Intensivierung?) über dem östlichen Atlantik/Europa kann durch Zirkulationsänderungen zustandekommen, genau so wie z.B. die von Reid et al. [2000] beobachtete Häufung von Vorstößen subtropischer Luft in Richtung Europa, insbesondere in der kalten Jahreszeit.

Kommt es im Sommer, d.h. bei hohen Sonnenständen, zu sehr niedrigen Gesamtozonwerten (glücklicherweise werden wegen des Jahresganges des

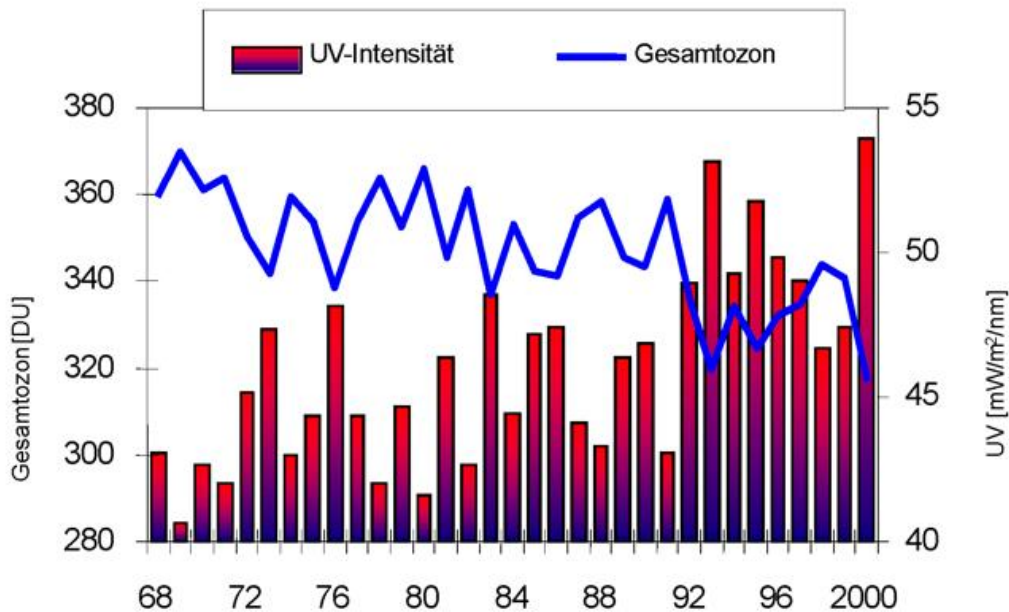


Abb. 3 Langzeitliche Entwicklung von Gesamtozon und UV-Intensität im Juni am Hohenpeissenberg Korrelationsrechnung für klaren Himmel, 305nm Wellenlänge und 30° Sonnenzenitwinkel).

Gesamtozons Tagesmittel von 300 D.U nicht all zu oft unterschritten!), ist damit eine beträchtliche Erhöhung der Intensitäten der UV-Strahlung verbunden. Diese Situation ist im Juni 2000 (bei oftmals bestem Badewetter!) in weiten Teilen Mitteleuropas (Schweiz, Süddeutschland, Tschechien) eingetreten. Noch nie wurden in dieser Region in einem Juni so niedrige Monatsmittelwerte des Gesamtozons gemessen. Wie sich dies auf die UV-Intensitäten auswirken kann, zeigt Abb. 3.

Basierend auf den Ergebnissen einer Korrelationsstudie (Gantner et al., 2000) wurde für alle Junimonate seit 1968 zu den gemessenen Gesamtozonmittelwerten jeweils die entsprechende UV-Intensität errechnet. Die Werte gelten für klaren Himmel, 30° Zenitwinkel der Sonne (etwa Mittagszeit), und eine Wellenlänge von 305 Nanometer. Es zeigt sich eindrucksvoll, dass schon auf Basis der Monatsmittelwerte (nicht der extremeren Einzelwerte!) der Juni 2000 mit sehr hoher UV-Intensität herausragt. Darüberhinaus fällt auf, dass sich die letzten 10 Jahre insgesamt von den vorangegangenen Jahrzehnten unterscheiden. Geradezu sprunghaft änderten sich mit Beginn der neunziger Jahre die Werte. Die hier berechneten Monatsmittelwerte der UV-Intensität erreichten bis Ende der achtziger Jahre kaum einmal den Wert von 48 mW/m²/nm. 1993 und 2000 erreichten die Werte 54 mW/m²/nm, was einer Steigerung von etwa 12 % entspricht. Es sei nochmals ausdrücklich darauf hingewiesen, daß es sich bei den UV-Intensitäten um berechnete Werte handelt. Zuverlässige, lange Zeitreihen der UV-Intensität, die die tatsächliche Entwicklung, einschließlich möglicher Änderungen der atmosphärischen Trübung und dünner Cirren, wiedergeben könnten, existieren für einen vergleichbar langen Zeitraum weltweit nicht.

Bei den Lidarmessungen von Ozon, Temperatur und Aerosol bis in Höhen von 50 km setzten sich die Trends unverändert fort. Richtgröße für die starke Ozonabnahme in der oberen Stratosphäre ist die mittlere 10-jährige Abnahmerate von $-7 \pm 2 \%$ (2σ) in 40 km Höhe für den Zeitraum 1987-2000 (zum Vergleich: SAGE -8% , Umkehr

-5 %). Werden nur die Wintermonate (DJF) betrachtet, fällt dieser ohnehin starke Trend bei hoher Signifikanz doppelt so stark aus.

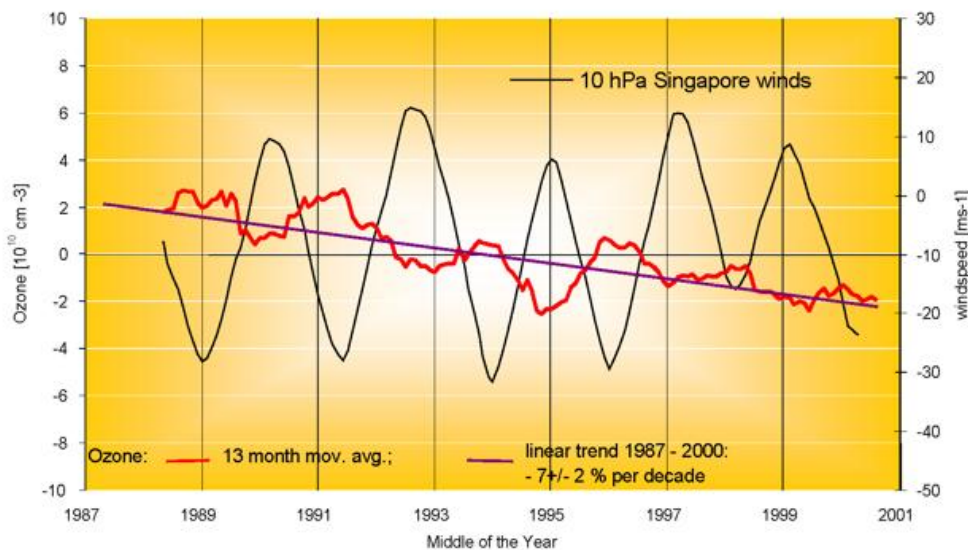


Abb. 4 Zeitlicher Verlauf des Ozons in 40 km Höhe seit 1987. Dargestellt ist die Abweichung einzelner Monatsmittel von den vieljährigen Mitteln (rot, geglättet) und deren linearer Trend (lila). Überlagert ist der Wind in 10hPa über Singapur (schwarz). Die Winddaten wurden freundlicherweise von B.Naujokat, Met. Inst. der FU Berlin zur Verfügung gestellt.

Ebenfalls deutlich erkennbar ist eine ziemlich regelmäßige Schwingung in der Ozonverlaufskurve. Ein Vergleich mit der Kurve der horizontalen Geschwindigkeitskomponente des Windes in 10 hPa (ca. 32 km) über Singapur zeigt einen interessanten Zusammenhang zwischen der etwa alle zwei Jahre wechselnden Windströmung in äquatorialen Breiten (**Q**uasi **B**iennale **O**szillation) und dem stratosphärischen Ozongehalt in mittleren Breiten: Bei vorherrschend westlichen Winden (positive Werte) treten bei uns niedrigere Ozonwerte auf als bei Ostwinden (und umgekehrt). Die hierdurch verursachte Amplitude erreicht beim Ozon etwa 5-7 %. Der langfristige Trend wird durch diese Schwingung jedoch nicht beeinflusst. Ein Grund für diese markante Fernwirkung der QBO scheint in der rhythmischen Beeinflussung der sogenannten Brewer-Dobson Zirkulation zu liegen. Mit ihr wird Ozon aus den tropischen Quellgebieten in der Stratosphäre zu den Winterpolen transportiert wird. Dieser Fluss würde demnach nicht nur von den Jahreszeiten sondern auch von der QBO beeinflusst. Die QBO-Signatur findet sich in nahezu allen Höhen der Stratosphäre bei den Ozonzeitreihen des MOHp wieder (Steinbrecht u. Winkler, 2000).

Literatur

- Gantner, L.; P. Winkler, U. Köhler, A method to derive long-term UV-B radiation and trends (1968-1997) from observations at Hohenpeissenberg (Bavaria), J. Geophys. Res., 105, 4879-4888, 2000.
- Reid, S.J., A.F. Tuck und G. Kalidis, On the changing abundance of ozone minima at northern midlatitudes, J. Geophys. Res., 105, 12169-12180, 2000.
- Steinbrecht, W.; Winkler, P., Untersuchung der Zusammenhänge zwischen Ozon und Temperatur in der Stratosphäre, Ber. DWD Nr. 210; 2000.
- Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes Nr. 72 und 79

Objektive Wetterlagenklassen

P. Bissolli, E. Dittmann

Beschreibung der objektiven Wetterlagenklassifikation

Die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD beruht auf numerischen Kriterien, die auf jede meteorologische Situation über Mitteleuropa angewendet werden können. Die Klassifizierung wird einmal täglich um 12 UTC durchgeführt und das Ergebnis als die Wetterlage betrachtet, die für den ganzen Tag gültig ist. Das räumliche Klassifizierungsgebiet überdeckt Deutschland und benachbarte Regionen. Die Datengrundlage liefert das operationelle Wetteranalyse- und Vorhersagesystem des DWD. Bis 21.11.1999 wurde das Europa-Modell (EM) des DWD zugrunde gelegt, seit 22.11.1999 das neue operationelle erweiterte Globalmodell (GME), das über eine vergleichbare räumliche Auflösung wie das EM verfügt; die Modellgitterpunkte sind lediglich anders strukturiert. Bisher konnte jedoch noch kein merklicher Datensprung aufgrund des Modellwechsels festgestellt werden.

Kriterien für die Einteilung der Wetterlagenklassen sind die Zirkulationsformen der Atmosphäre (Zyklonalität) in 950 und 500 hPa, die großräumige Anströmrichtung in 700 hPa und der Feuchtegehalt der Troposphäre. Dadurch ergeben sich 40 verschiedene Wetterlagenklassen. Die Methode ist jederzeit nachvollziehbar mit dem gleichen Ergebnis. Es gibt keine unbestimmten Fälle. Aus diesen Gründen wird der Anspruch auf die Bezeichnung „objektive Wetterlagenklassifikation“ abgeleitet. Das Verfahren wird seit dem 01.07.1979 angewendet, so dass inzwischen eine über 20jährige Zeitreihe täglicher Wetterlagenklassen vorliegt.

Die Klasseneinteilung erfolgt nach folgendem Schema:

Jede Wetterlagenklasse wird mit einer fünfstelligen Buchstabenkennung abgekürzt, und zwar in folgender Anordnung:

aa z₉₅₀ z₅₀₀ f mit:

aa	=:	Anströmrichtung:	XX = keine vorherrschende Richtung, NO = Nordost, SO = Südost, SW = Südwest, NW = Nordwest;
z ₉₅₀ z ₅₀₀	=:	Zyklonalität in 950 bzw. 500 hPa:	Z = zyklonal, A = antizyklonal;

f =: Feuchte F = feucht, T = trocken.

Beispiel: NOAZT = Nordost, antizyklonal in 950 hPa, zyklonal in 500 hPa, trocken.

Weitere Details zur objektiven Wetterlagenklassifikation können der DWD-Klimaüberwachungs-Internetseite entnommen werden:

<http://www.dwd.de/research/klis/produkte/monitoring/archiv/index.htm>

typische sommerliche Schauer- und Gewitterlage ist sie vor allem Ende Juni und im Juli 2000 oft vorgekommen.

Um eine stabilere Häufigkeitsstatistik zu erhalten, aber auch um Teilaspekte zu betrachten, bietet sich eine Zusammenfassung einzelner Wetterlagen zu Wetterlagengruppen (Typen) an, entsprechend den drei Kriterien der Klassifikation (Anströmrichtung, Zyklonalität in Bodennähe und in der Höhe, Feuchte).

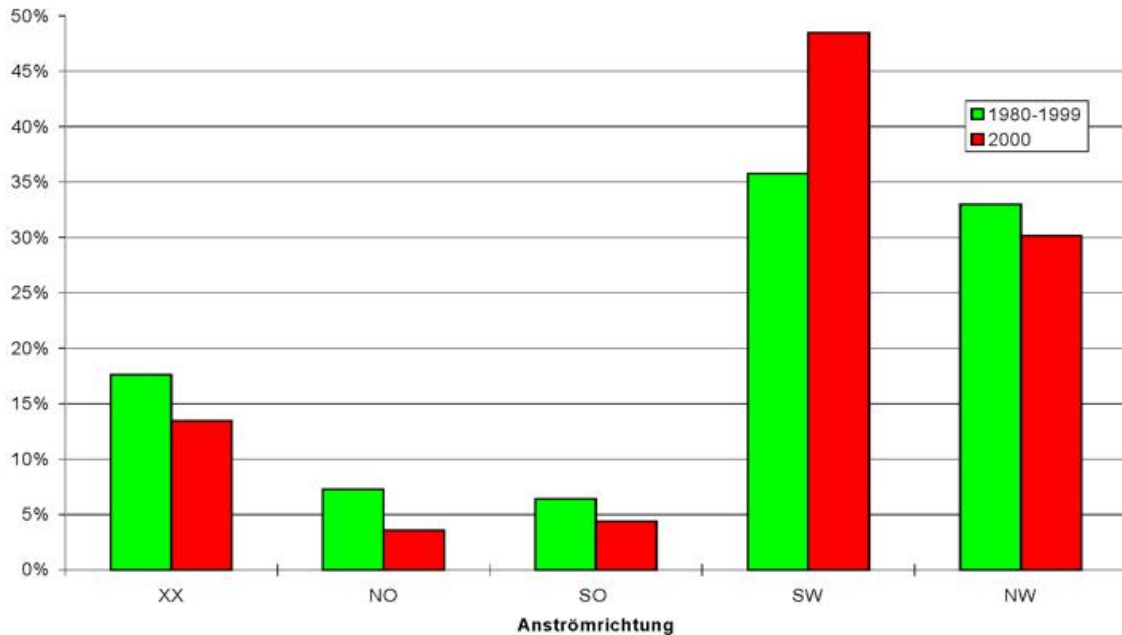


Abb. 2 Relative Häufigkeitsverteilung der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2000 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1980-1999.

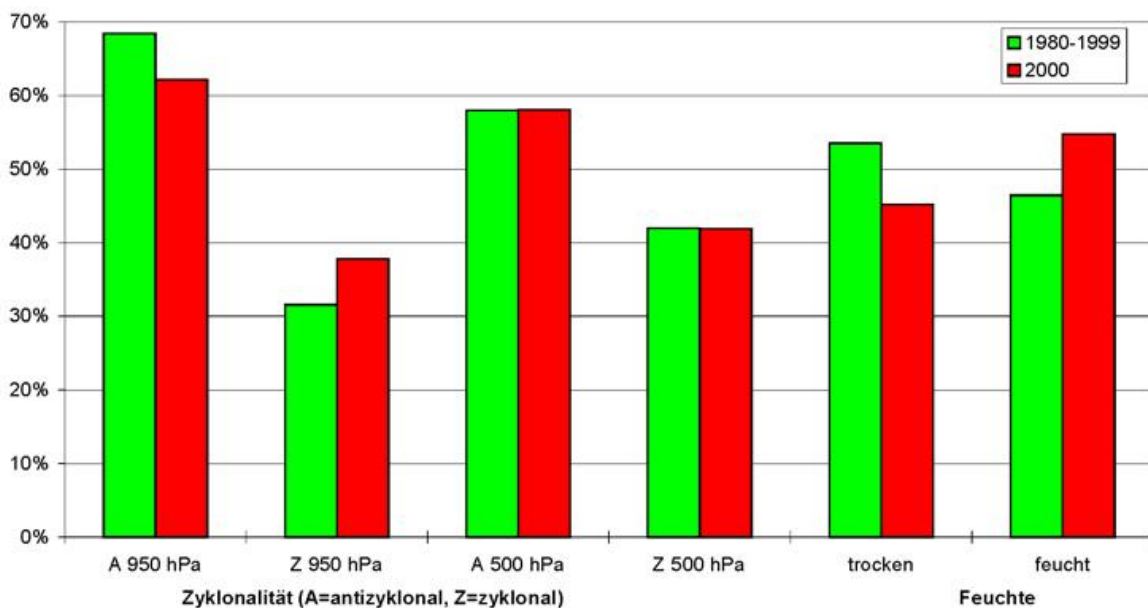


Abb. 3 Relative Häufigkeitsverteilung der Zyklonalitäts- und Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2000 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1980-1999.

Bei der Anströmrichtung (Abb. 2) fällt für das Jahr 2000 der hohe Anteil an Südwestlagen auf, nämlich fast 50%. Weitere 30% fielen auf die Nordwestlagen. Die Lagen mit Ostkomponente waren mit weniger als 10% vertreten.

Bei der Zyklonalität (Abb. 3) gab es im Jahr 2000 in Bodennähe (950 hPa-Niveau) etwas mehr zyklonale Lagen als sonst. Dennoch waren immer noch die antizyklonalen Lagen mit über 60% in der Mehrzahl. In 500 hPa war das Verhältnis ähnlich, dort entspricht es aber nahezu exakt dem vieljährigen Mittel.

Bei der Feuchte (ebenfalls Abb. 3) gab es 2000 ähnlich wie im Vorjahr wieder einen leichten Überschuss an feuchten Lagen (ca. 55%), also umgekehrt wie im vieljährigen Mittel.

Zeitlicher Verlauf der Wetterlagen

Folgende Besonderheiten im zeitlichen Verlauf des Jahres 2000 sind festzustellen:

- *Anströmrichtung*: Während zu Beginn des Jahres noch Nordwestlagen stark vertreten waren, stellte sich ab dem Frühjahr fast andauernd ein Überschuss an Südwestlagen ein. Als ganz besonders extrem zeichnete sich der November aus, der fast nur Südwestlagen aufzuweisen hatte.
- *Zyklonalität*: In einigen Monaten gab es relativ viele zyklonale Lagen, vor allem im April, im Juli, im September und im November, während besonders die Monate Januar, Februar, Juni und August eher antizyklonal geprägt waren.
- *Feuchte*: Wie schon im Vorjahr, sind auch in diesem Jahr vor allem in den Übergangsjahreszeiten Frühjahr und Herbst, aber auch noch im Dezember vermehrt feuchte Lagen aufgetreten.

Zusammenhang mit der Witterung

Temperatur

Bis auf den Juli waren alle Monate des Jahres 2000 im Deutschlandmittel überdurchschnittlich warm. Dazu hat insbesondere der hohe Anteil an Südwestlagen beigetragen. Der Juli mit seinen vielen Nordwestlagen (vor allem NWAZT) fiel dagegen auch mit seiner Wetterlagenverteilung aus dem Rahmen.

Niederschlag

Fast die Hälfte der Monate des Jahres 2000 hatte relativ viel Niederschlag (Februar, März, Juli, September, Oktober), die anderen hatten weniger als im vieljährigen Mittel. Der Zusammenhang mit Wetterlagen ist aber in den einzelnen Monaten sehr unterschiedlich. Im Februar und im März waren hauptsächlich atlantische Tiefausläufer für die erhöhte Niederschlagstätigkeit die Ursache, die aber auch bei antizyklonalen Lagen mit westlichen Anströmkomponenten über Deutschland hinwegzogen. Der Juli hingegen war geprägt durch häufige Schauer bei zyklonalen Nord-

westlagen. Im September und Oktober schließlich sorgten wieder milde und sehr feuchte, wolkenreiche atlantische Luftmassen für viel Niederschlag. Dabei verursachten im September besonders einzelne Tröge örtlich größere Niederschlagsmengen, während im Oktober noch häufiger hochreichend zyklonale Bedingungen zu Niederschlag führten.

Langzeittrends

Über die vergangenen zwei Jahrzehnte zeigen sich bei den Anströmrichtungen kaum Trends (Abb. 4). Der sehr hohe Anteil an Südwestlagen im Jahr 2000 war bisher einzigartig. Dafür spricht auch, daß das Jahr 2000 im Deutschlandmittel das wärmste Jahr des 20. Jahrhunderts war.

Bei den Feuchteklassen (Abb. 5) deutet sich langfristig eine Tendenz zu mehr feuchten Lagen an. Allerdings scheint diese wenig ausgeprägte Tendenz von einem etwa 5-6-jährigen Zyklus überlagert zu sein, wobei abwechselnd ein relatives Häufigkeitsmaximum an trockenen und feuchten Lagen auftritt. Das bisher letzte relative Maximum ereignete sich offenbar 1999, denn im Jahr 2000 ging der Anteil an feuchten Lagen gegenüber dem Vorjahr wieder geringfügig zurück. Da die Zeitreihe noch relativ kurz ist, dürfte aber weder der Langzeittrend noch der Zyklus als signifikant nachgewiesen werden können.

Keinerlei Langzeittrends ergaben sich übrigens bei der Zyklonalität in beiden Niveaus.

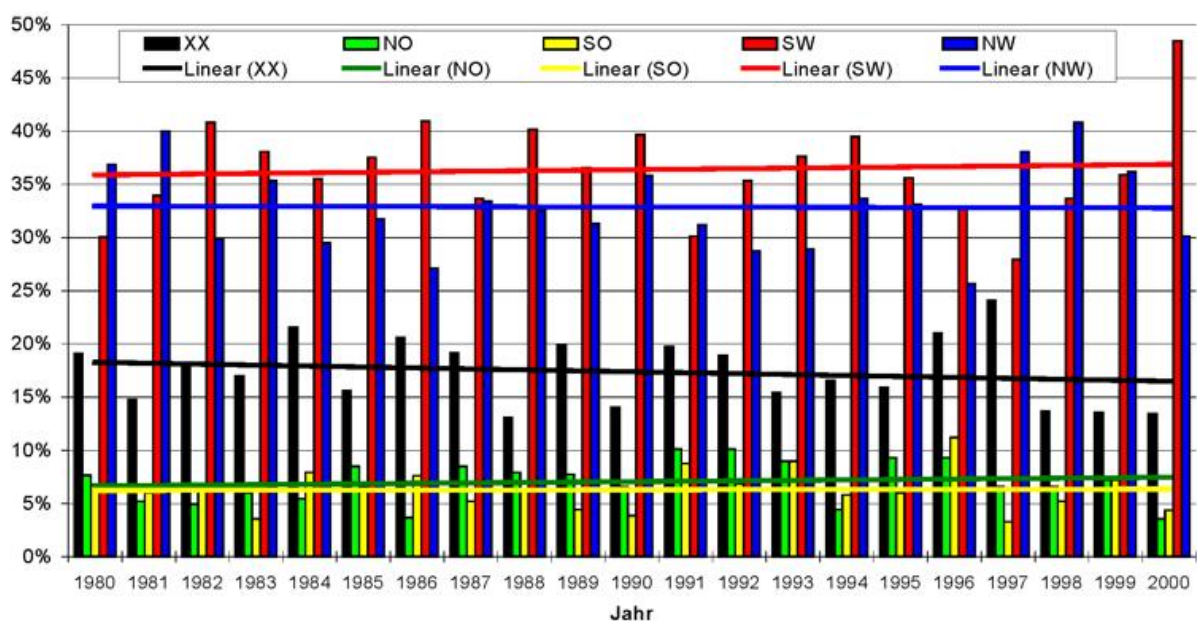


Abb. 4 Langzeittrends der Häufigkeit der Anströmrichtung der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2000.

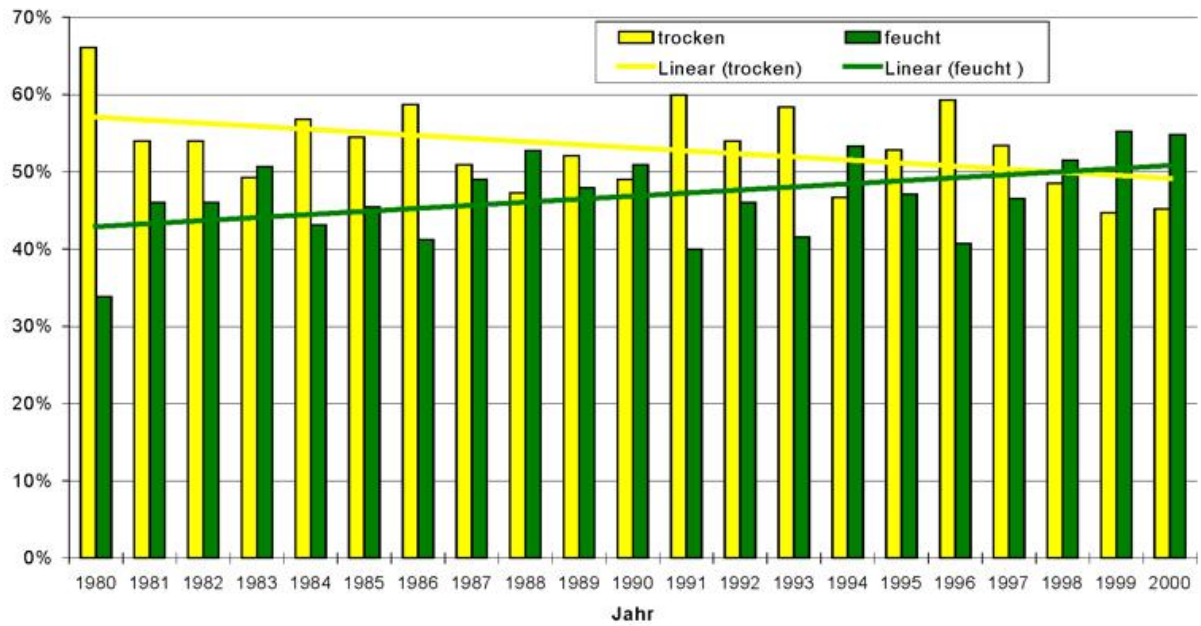


Abb. 5 Langzeittrends der Häufigkeit der Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2000.

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre

H. Nitsche

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

Zirkulation und Höhenwind

Mittlere monatliche Windvektoren

In den Abbildungen 1 bis 4 sind für Schleswig und Stuttgart (jeweils als repräsentative Stationen für Nord- bzw. Süddeutschland) die mittleren monatlichen Windvektoren bzw. ihre gewichteten Abweichungsvektoren vom Referenzzeitraum als Vertikal-/Zeitschnitte für das Jahr 2000 dargestellt. Durch die Wichtung werden Abweichungen geringer gewertet, wenn der Wind im mittleren Monatsmittel unbeständig ist.

Januar, Februar und März zeigen ein Überwiegen der Nordkomponenten, im April und teilweise im Mai waren Südkomponenten häufiger, ebenso ab Oktober bis zum Jahresende. Mai, Juni und August hatten etwas mehr, September weniger Westwind, im Juli nur Stuttgart, während Schleswig weniger Westwind als in der Referenzperiode hatte. Die Ergebnisse sind gut vergleichbar mit denen der Wetterlagenklassen (siehe Beitrag P. Bissolli und E. Dittmann.).

Sommerliche Ostwindperioden:

Abbildung 5 zeigt die Folge der Perioden für drei Druckflächen über Stuttgart von 1976 bis 2000.

Der Beginn der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre lag 2000 über der GUAN-Station Stuttgart in 10 und 30 hPa wie 1998. In 70 hPa war die sommerliche Ostwindzirkulation 2000 an keiner Station mehr ausgeprägt.

In Tabelle 1 sind Anfang und Ende der sommerlichen stratosphärischen Ostwindzirkulation für die Druckflächen 20 und 50 hPa für 12 Radiosondenstationen zusammengefasst. Dabei sind die Ergebnisse für Greifswald und Bergen, evtl. auch von Essen und Meiningen von Datenausfällen beeinflusst.

Ein Vergleich der Zeitreihen des Eintritts der sommerlichen Ostwindzirkulation für Schleswig und Stuttgart mit den nordhemisphärischen Auswertungen der Freien Universität Berlin wird im Aufsatz „Routinemäßige aeroklimatologische Produkte des DWD“ in diesem Heft behandelt.

Station	Monat	Tag	Termin	Temperatur (°C)	Geopotential (gpm)
SCHLESWIG (WST)	Jan	29	0	-82	21790
	Jan	29	12	-84	22865
	Feb	4	0	-82	24024
	Feb	5	12	-84	26111
	Mar	4	0	-80	20127
	Mar	3	12	-81	22893
	Nov	27	12	-81	28209
GREIFSWALD (WST)	Jan	30	0	-80	22971
	Jan	29	12	-82	23139
	Feb	6	0	-87	26376
	Feb	6	12	-85	25041
	Mar	4	0	-83	20963
	Nov	28	0	-82	26095
EMDEN (WST/AE)	Nov	28	12	-81	26043
	Jan	29	12	-82	23408
	Feb	5	0	-80	22597
	Feb	5	12	-85	26165
	Mar	3	12	-81	19500
	Nov	27	0	-81	29631
BERGEN (BW)	Nov	26	12	-81	26459
	Feb	6	12	-80	23135
	Mar	2	0	-80	20214
LINDENBERG (OBS)	Jan	29	0	-81	21733
	Jan	30	12	-81	23248
	Feb	6	0	-82	24464
	Feb	7	12	-81	27171
	Mar	4	0	-81	20205
	Mar	5	12	-80	19823
	Nov	27	12	-81	27467
ESSEN-BREDENEY (AWST)	Jan	29	12	-80	23846
	Feb	5	12	-82	25105
	Mar	2	12	-82	20298
	Nov	27	0	-82	29351
OPPIN (WST)	Nov	28	12	-81	26136
	Nov	27	0	-81	26741
WAHNSDORF B. DRESDEN	Nov	27	12	-80	26408
	Feb	6	0	-84	25843
	Feb	6	12	-82	23675
MEININGEN (WST)	Mar	3	12	-81	24131
	Feb	6	0	-83	25039
	Feb	5	12	-80	24541
	Nov	29	0	-81	27362
IDAR-OBERSTEIN (BW)	Feb	6	0	-80	25901
	Feb	6	12	-81	24587
	Mar	3	12	-80	21620
STUTTGART(SCHNAR.AWST)	Feb	6	0	-80	27457
	Feb	6	12	-81	25701
	Nov	27	0	-80	29744
KUEMMERSBRUCK (BW)	Feb	6	0	-81	26611
	Feb	6	12	-80	25460
	Apr	2	12	-85	25730

Tab. 2 Extreme Temperaturminima in der Stratosphäre nach Radiosondenmessungen 2000.

Station	Druckfläche (hPa)	Beginn (Tag)	Ende (Tag)	Dauer (Tage)
SCHLESWIG (WST)	20	111	243	133
	50	114	186	73
GREIFSWALD (WST)	20	121	243	123
	50	121	181	61
EMDEN (WST/AE)	20	112	243	132
	50	114	187	74
BERGEN (BW)	20	120	243	124
	50	115	186	72
LINDENBERG (OBS)	20	111	243	133
	50	112	220	109
ESSEN-BREDENEY (AWST)	20	112	243	132
	50	168	214	47
WAHNSDORF B. DRESDEN	20	112	243	132
	50	112	219	108
MEININGEN (WST)	20	121	243	123
	50	169	212	44
IDAR-OBERSTEIN (BW)	20	112	273	162
	50	152	214	63
KUEMMERSBRUCK (BW)	20	112	243	132
	50	152	212	61
STUTT GART(SCHNAR.AWST)	20	112	243	132
	50	152	220	69
OBERSCHLEISSHEIM	20	112	244	133
	50	152	229	78

Tab.1 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre an 12 Radiosondenstationen für das Jahr 2000 (Datenbasis wie in Abb. 5).

Lufttemperatur

Monatsmittelwerte der Lufttemperatur

Abbildung 7 zeigt die Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2000 gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990 im Mittel über 8 Radiosondenstationen in 500 hPa und 50 hPa für die 4 Jahreszeiten. Im Frühjahr Herbst und Winter war die Troposphäre wärmer als der Referenzzeitraum 1961-1990; die Stratosphäre war in allen Jahreszeiten kühler.

Eine Trendauswertung für 7 Radiosondenstationen wird im Aufsatz „Trenduntersuchungen der Temperatur in 500 und 50 hPa für verschiedene Zeiträume ab 1961 in diesem Heft vorgestellt.

Temperaturminima in der Stratosphäre:

Im Jahr 2000 traten Temperaturminima von -80°C oder niedriger in der Stratosphäre in 4 Episoden Ende Januar, Anfang Februar, Anfang März und Ende November auf. Tabelle 2 gibt eine Zusammenfassung der Werte dieser Episode. die geopotentiellen Höhen lagen zwischen 19,5 km und 29,6 km. Die niedrigste Temperatur wurde mit -87°C in 26,4 km Höhe über der Station Greifswald gemessen.

12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 100

12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 100

12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 100

12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 100

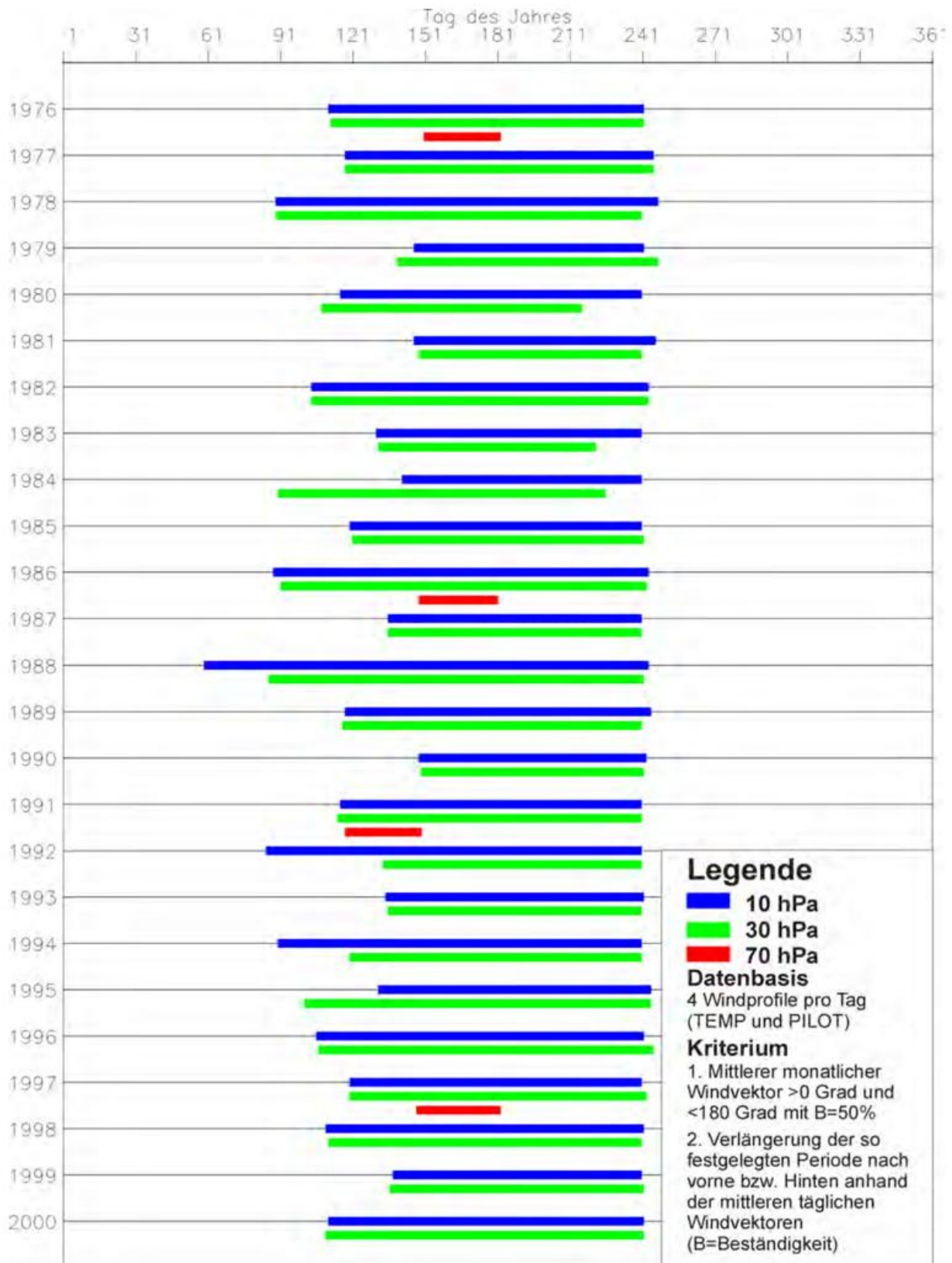


Abb. 5 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre, Stuttgart 1976-2000.

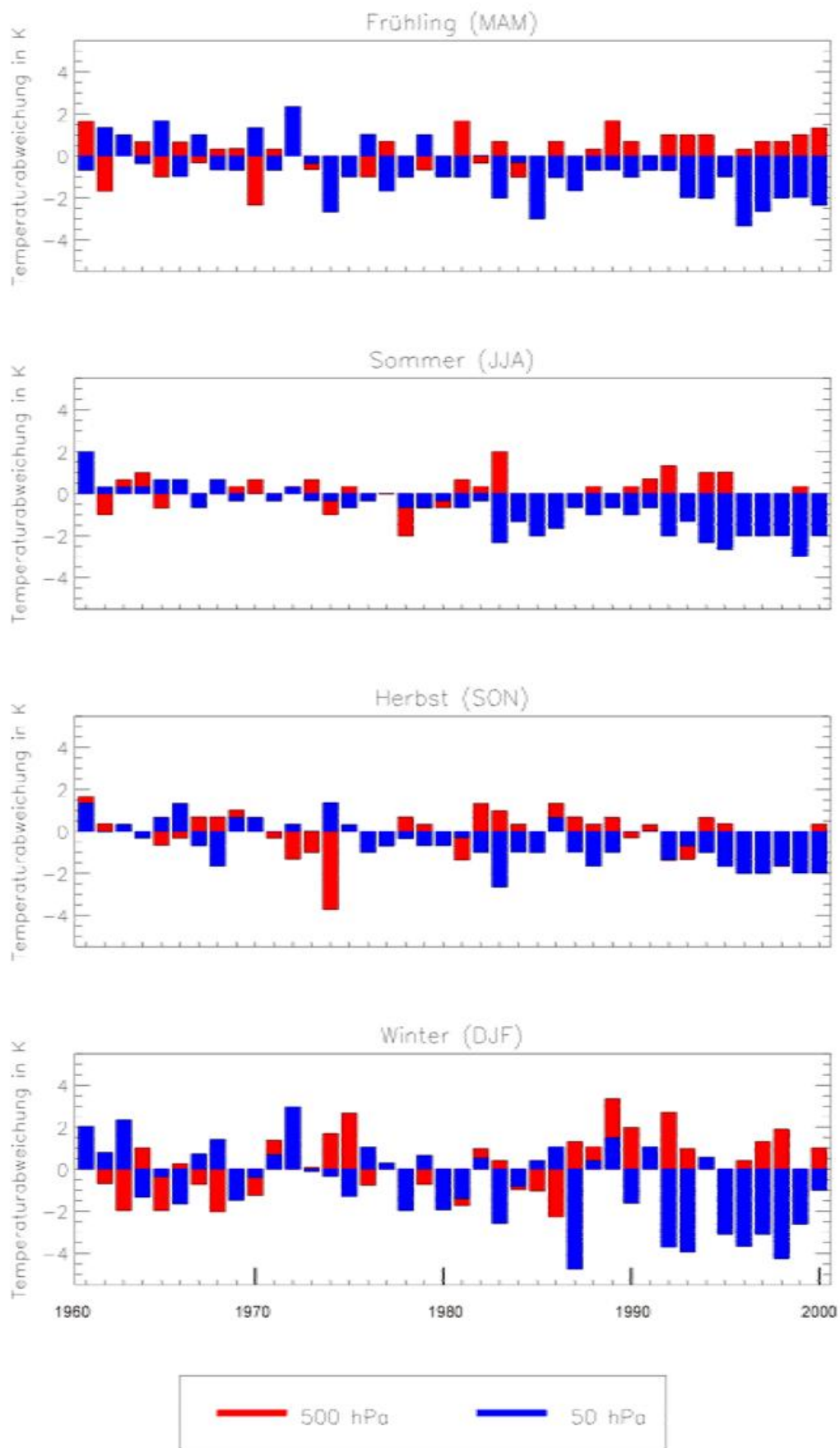


Abb.6 Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2000 vom Referenzzeitraum 1961-1990 für Jahreszeiten in 500 hPa und 50 hPa (Mittelwerte über 8 Stationen).

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa¹

B. Rudolf

Die Niederschlagsanalysen für das meteorologische Jahr (Dez. 1999 bis Nov. 2000) zeigen über West-, Mittel- und Nordeuropa überwiegend positive Abweichungen zu den Mittelwerten der Bezugsperiode 1961–1990. Relativ niederschlagsreich waren insbesondere Großbritannien, Frankreich, Skandinavien und der Alpenbereich (Abb. 1 und 2). Relativ trocken war es dagegen im südlichen und teilweise im östlichen Europa. Auffallend ist die sehr trockene Zone über dem nordwestlichen Norwegen.

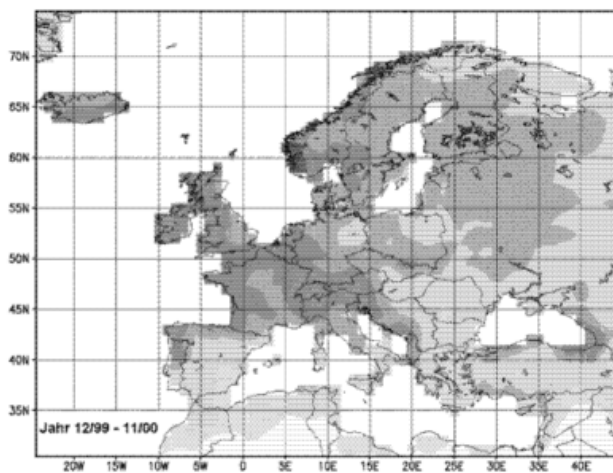


Abb.1a Niederschlagshöhe in mm/Monat, Zeitraum Dez. 1999 bis Nov. 2000

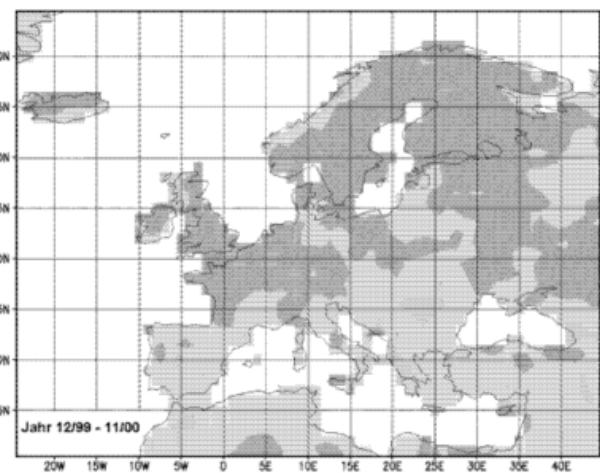


Abb.1b Niederschlagsanomalie in mm/Monat, Zeitraum Dez. 1999 bis Nov. 2000 (Bezugszeitraum 1961–1990)

Hinweis zur Maßeinheit: Die jährlichen und jahreszeitlichen Niederschlagshöhen und -anomalien wurden einheitlich in Millimeter pro Monat umgerechnet und dargestellt, so dass sich eine direkte Vergleichbarkeit zu den monatlichen Karten (Abb. 3) ergibt. Die Legenden und Farbskalen von Abb. 1 sind auf Abb. 2 und 3 anzuwenden.

Abb. 2 zeigt die jahreszeitlichen Niederschlagsverteilungen, links jeweils die Niederschlagshöhen und rechts als Anomalien die Abweichungen von den Mittelwerten des Bezugszeitraums 1961–1990. Im Winter 1999/2000 war das südliche Europa, insbesondere die Westhälfte Iberias, deutlich zu trocken, der Norden dagegen sehr niederschlagsreich. Die Verteilungen für Frühjahr und Sommer zeigen geringere Extrema und Anomalien. In den Karten für den Herbst fallen sofort die extremen Niederschläge über England, Wales und Westfrankreich sowie im Alpenbereich auf. Sehr ausgeprägt ist eine trockene Zone über Norwegen, welche durch Lee-Effekte der in diesem Herbst vorherrschenden Südsüdwestanströmung zu erklären ist.

¹ Die Darstellung der Niederschlagsverteilung für Europa ist eine erweiterte Fassung des bisher mit „Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa“ betitelten Beitrags (s. KSB 1997, 1998 und 1999). Neben den Niederschlagskarten für das Jahr und die Jahreszeiten wird nun auch mit den monatlichen Analysen die zeitliche Variabilität innerhalb des Jahres repräsentiert.

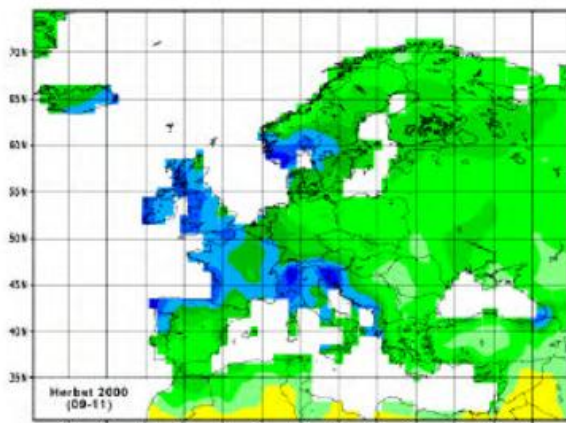
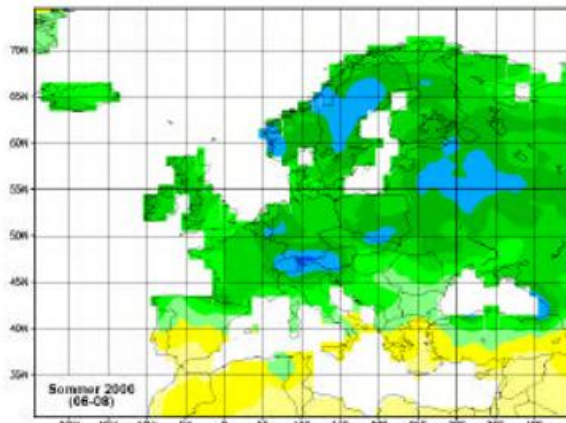
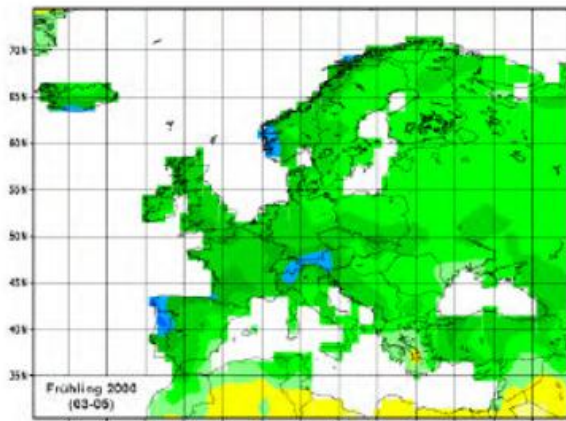
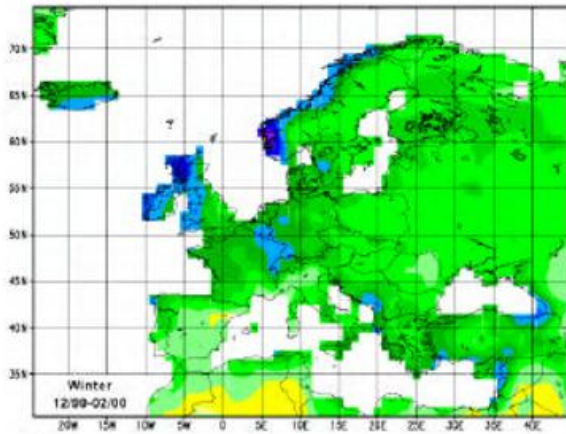


Abb.2a Niederschlagshöhe für die Jahreszeiten in mm/Monat

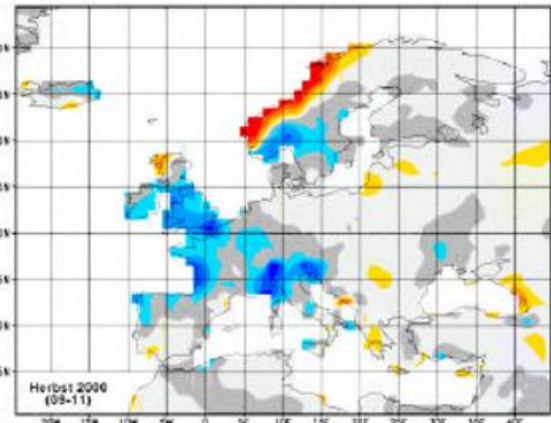
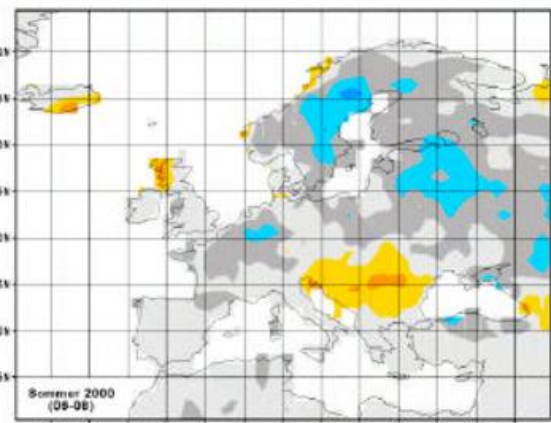
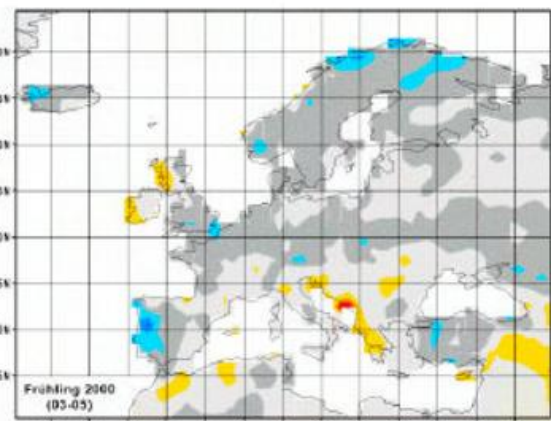
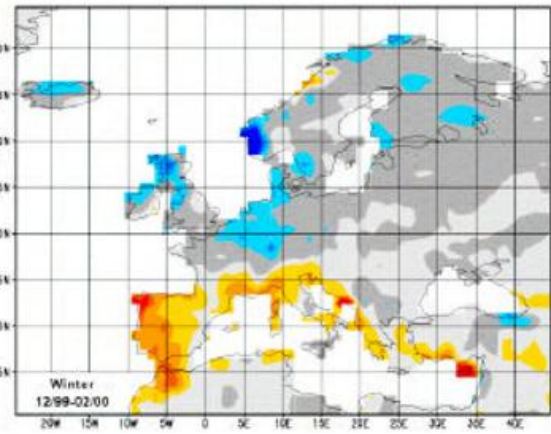


Abb.2b Niederschlagsanomalie für die Jahreszeiten in mm/Monat (Bezugszeitraum 1961–1990)

Kommentare zu den monatlichen Niederschlagsverteilungen (Abb.3, folg. Seiten)

Dezember 1999

- Ergiebige Niederschläge fielen in der gesamten mittleren und nördlichen Zone von Europa sowie im Bereich der Adria.
- Starkniederschläge verursachten Überflutungen im Bereich von Cetinje (Montenegro) und Mostar (Bosnien) sowie in den Küstenbereichen an der Adria.
- Deichbrüche, Schlammlawinen und Überflutungen folgten ergiebigen Niederschlägen in den Gebieten östlich von Neapel und Rom und in Umbrien.

Januar 2000

- Auffallend trocken war der südwestliche von Irland bis zum Mittelmeer reichende Teil Europas. Starke Niederschläge beschränkten sich auf Norwegen und den äußersten Südosten Europas.
- Schneestürme brachten Jerusalem und der nördlichen Negev-Wüste erstmalig seit einem halben Jahrhundert 40 cm Schneehöhe, in Jordanien sogar bis zu 1 Meter.

Februar 2000

- Der gesamte Mittelmeerbereich und die iberische Halbinsel waren wie im Januar sehr trocken. Im übrigen Europa wurden überdurchschnittliche Niederschlagshöhen mit Maxima über Schottland, Westnorwegen und Deutschland erreicht.

März 2000

- Trockenheit herrschte wiederum im Westen und Süden Europas, hohe Monatsniederschläge bedeckten das von Deutschland bis Polen, im Süden bis in die Alpen reichende Gebiet sowie Norwegen.
- Nach ergiebigen Regenfällen und Schneeschmelze traten Überflutungen in Sachsen und Thüringen sowie im oberen Labe-Tal (Tschechien) auf.

April 2000

- Extreme Niederschläge traten in allen westlichen, am Atlantik gelegenen europäischen Ländern auf.
- In Großbritannien war der April der nasseste in der 235-jährigen Niederschlagsreihe von England und Wales. Überschwemmungen wurden für den Nordosten Englands gemeldet.
- Im östlichen Ungarn wurde der Notstand ausgerufen, nachdem ergiebige Niederschläge und vor allem auch die Schneeschmelze in den Karpaten die Flüsse Donau und Theiß über die Ufer treten ließen. Im benachbarten Rumänien wurden durch starke Regenfälle Tausende von Häusern unter Wasser gesetzt. Hunderte Menschen mussten evakuiert werden. Auch das nördliche Serbien war von Überflutungen betroffen.
- Berichte über Folgen der in Portugal beobachteten hohen Aprilniederschläge liegen uns nicht vor.

Mai und Juni 2000

- Die Niederschlagskarten der beiden Monate zeigen keine außergewöhnlichen monatlichen Summen oder Anomalien (mit Ausnahme Norwegens im Juni). Aus Deutschland, Belgien, Frankreich, der Schweiz und Nordspanien wurde allerdings über Unwetter und heftige Gewitter berichtet, die kurzzeitige lokalen Überschwemmungen und auch Schlammlawinen verursachten.

Juli 2000

- Nicht nur in Deutschland fiel dieser Urlaubsmonat „ins Wasser“. Von Frankreich und Benelux aus erstreckte sich ein Streifen mit ergiebigen Niederschlägen über Polen und Schweden bis nach Russland.
- In Mittelschweden traten im Juli Rekordniederschläge auf. Die schlimmsten Überflutungen trafen die Provinz Halsingland. Auch in Lettland wurde das zwei- bis dreifache der durchschnittlichen Niederschläge beobachtet. In der Ukraine wurde das Kernkraftwerk Tschernobyl abgestellt, nachdem heftige Niederschläge Überflutungen verursachten.
- Zum ausgeprägten Niederschlagsmaximum über Westeuropa liegen keine Überflutungsberichte vor.

August und September 2000

- In beiden Monaten überwogen die relativ trockenen Gebiete.
- Lokale Starkniederschläge verursachten jedoch vielerorts Überflutungen mit einer hohen Schadensbilanz. Betroffen waren die Voralpen, Italien, Südfrankreich, und Zypern.

Oktober und November 2000

- Beide Monate zeigen eine ähnliche Niederschlagsverteilung mit sehr ergiebigen Niederschlägen über Westeuropa, dem Alpenbereich sowie dem westlichen Schweden. Trocken waren Osteuropa größtenteils und insbesondere Norwegen.
- Im Oktober begann die nur kurzzeitig unterbrochene, bis Dezember anhaltende Periode mit ergiebigen Niederschlägen, die zunächst Wales und Südengland, im November auch Irland und Nordfrankreich überdeckten. Die Monate September bis November waren die niederschlagsreichste Periode in der 235-jährigen Niederschlagsreihe von England und Wales.
- Im Süden Norwegens fiel im November mehr als das Fünffache der mittleren Niederschläge. In Westschweden wurde zeitweise der Bahn- und Straßenverkehr unterbrochen, da die vom norwegischen Gebirge kommenden Flüsse Hochwasser führten.
- Der November war auch in Slowenien extrem niederschlagsreich. Neue monatliche Maximalwerte der letzten 50 Jahre wurden in Ljubljana und Posocje beobachtet. Seen und Flüsse führten Hochwasser.
- Extreme Stauniederschläge vom 10.-16. Oktober auf der Alpensüdseite lösten in der Schweiz und in Norditalien Überschwemmungen und Schlammlawinen aus. Besonders betroffen waren das Wallis, Piemont, das Aosta-Tal und die Po-Ebene. 23.000 Menschen mussten evakuiert werden. In Gondo (Schweiz) wurden 13 Menschen mitsamt ihren Häusern von einer Geröll- und Schlammlawine in die Tiefe gerissen. Der Lago Maggiore hatte den höchsten Wasserstand seit 1868 und überflutete die anliegenden Städte metertief. Zwischen dem 22. und 24.10. war auch die spanische Mittelmeerküste von sehr heftigen Niederschlägen und Sturm betroffen, so dass der Notstand ausgerufen werden musste.
- Weitere Überflutungen, teilweise mit Erdbeben verbunden, traten im November auf: in der südostfranzösischen Provinz Alpes-Maritimes (5.-6.11.), im westlichen und zentralen Griechenland (19.11.), an der italienischen Riviera und im gebirgigen Hinterland (um den 24.11.) und auf Zypern (22.-27.11.).
- T. Fuchs bringt in seinem Beitrag zum diesjährigen Klimastatusbericht eine detaillierte Analyse dieser außergewöhnlichen Herbstniederschläge in Europa.

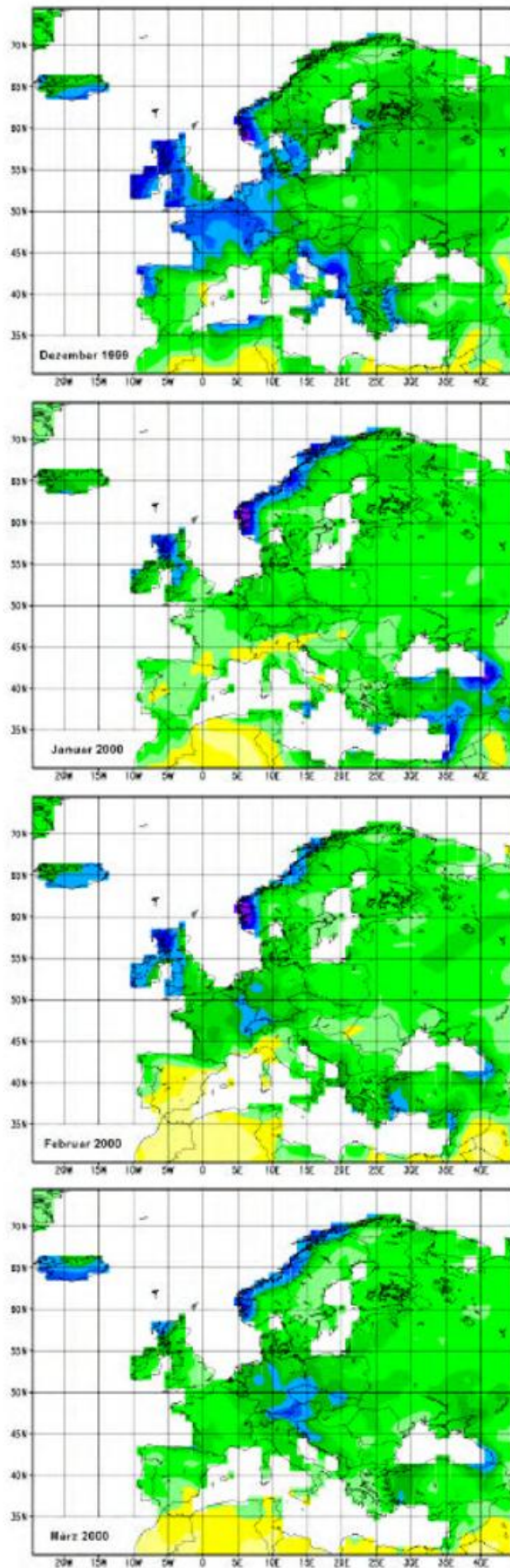


Abb.3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm

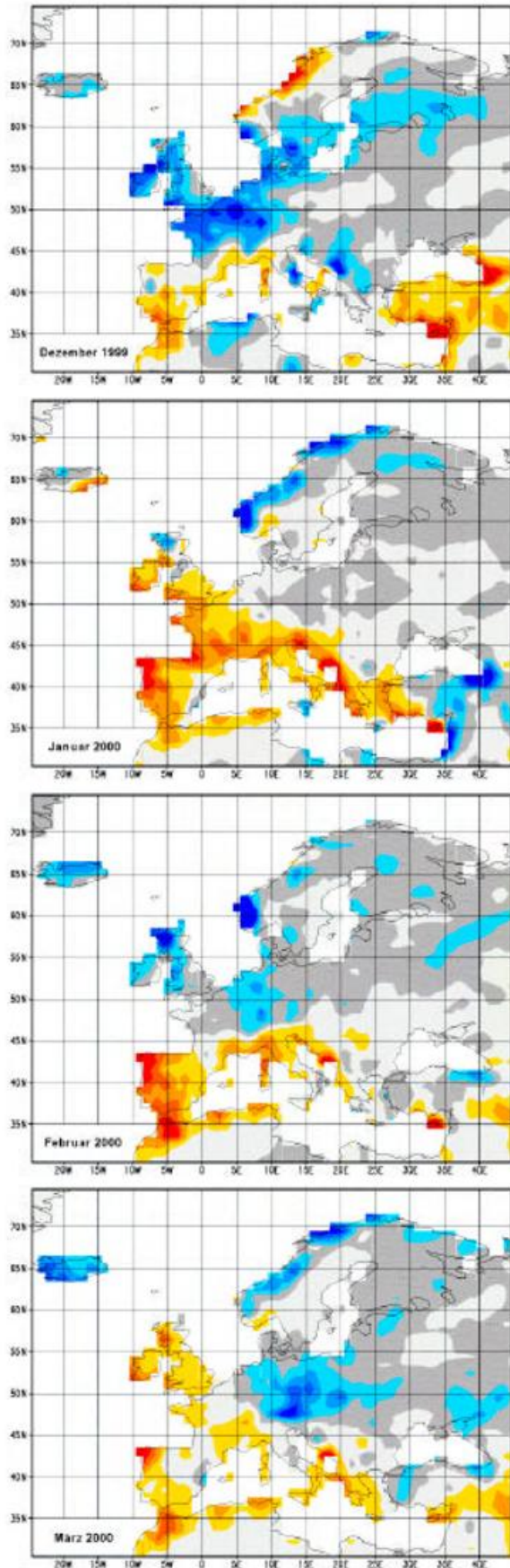


Abb.3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961–1990)

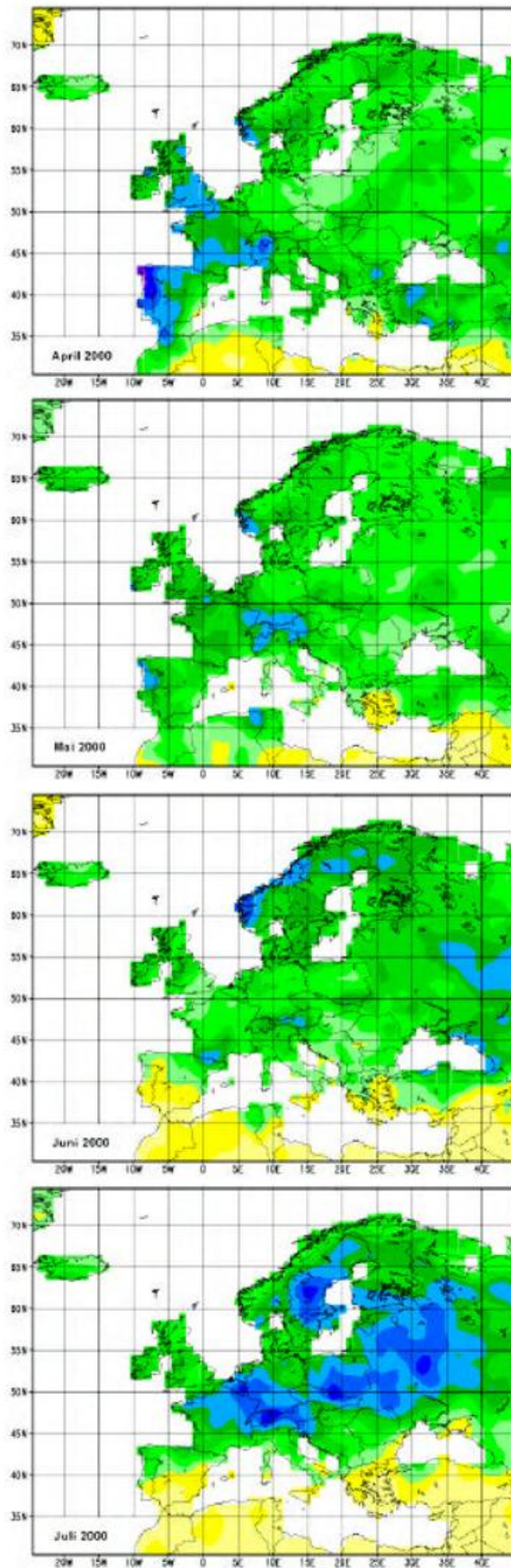


Abb.3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm (Fortsetzung)

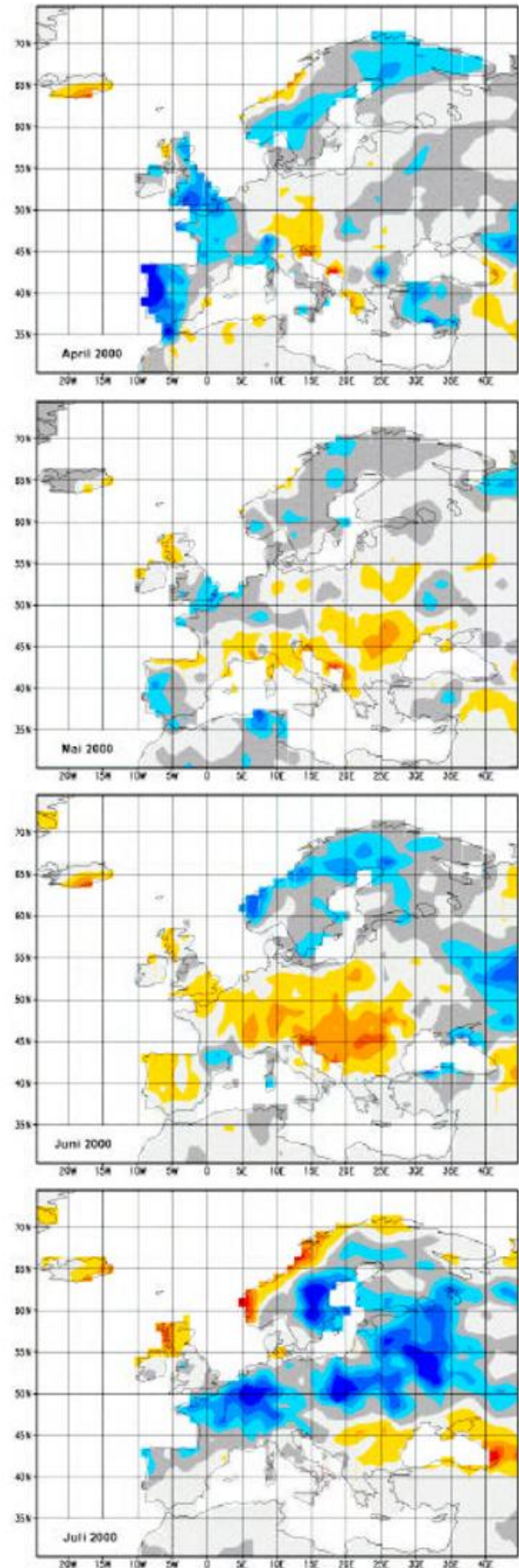


Abb.3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961–1990)

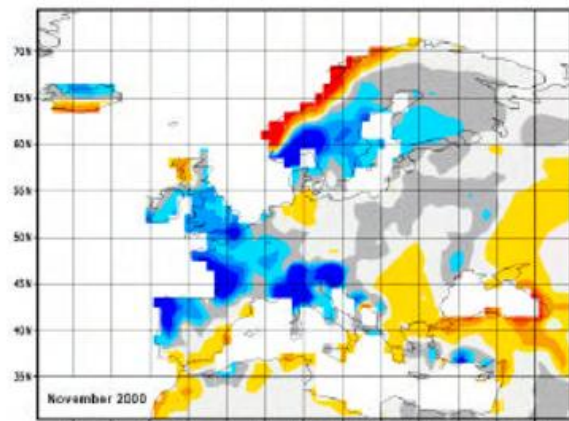
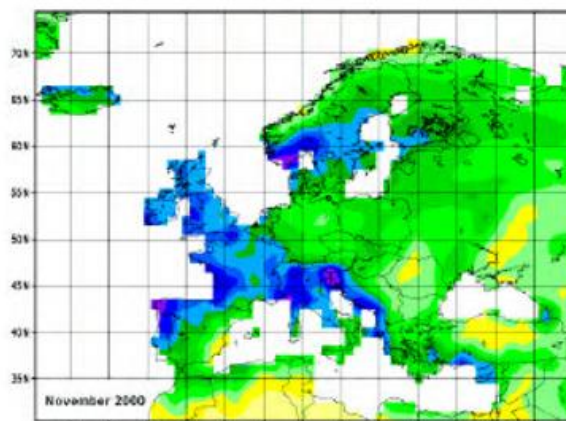
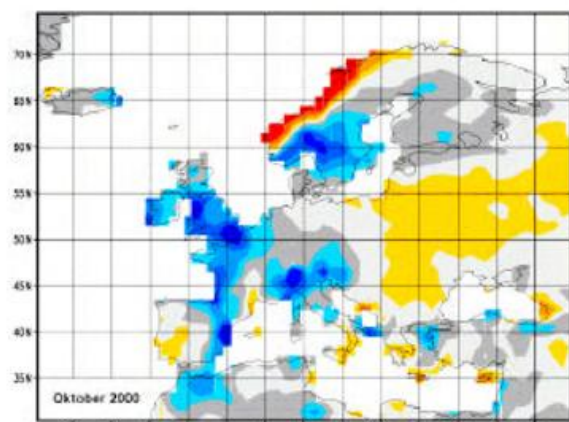
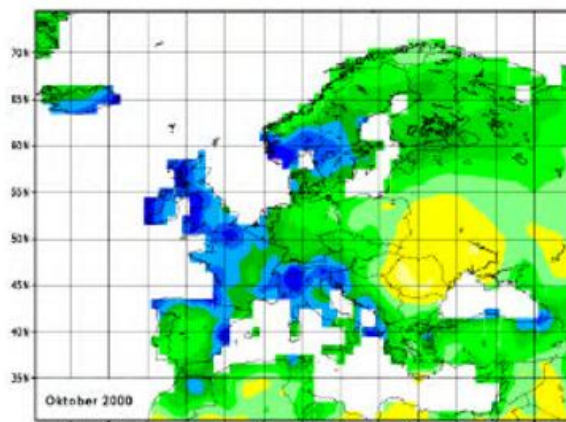
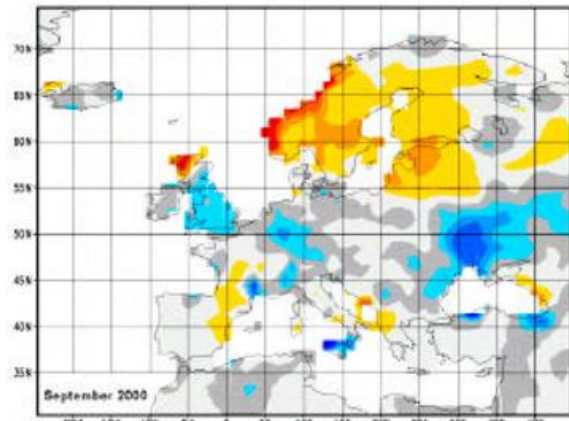
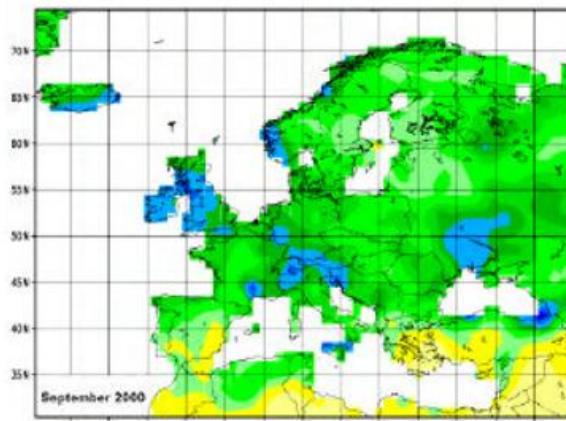
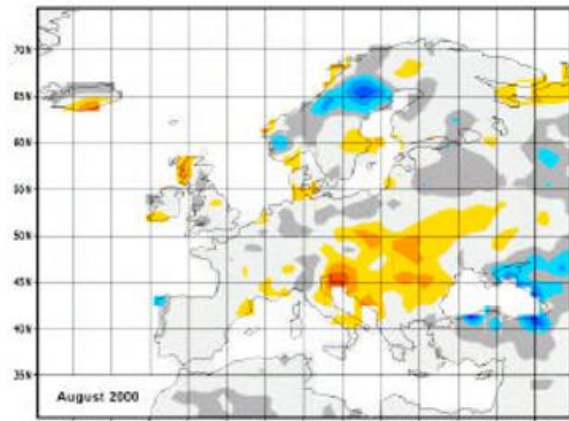
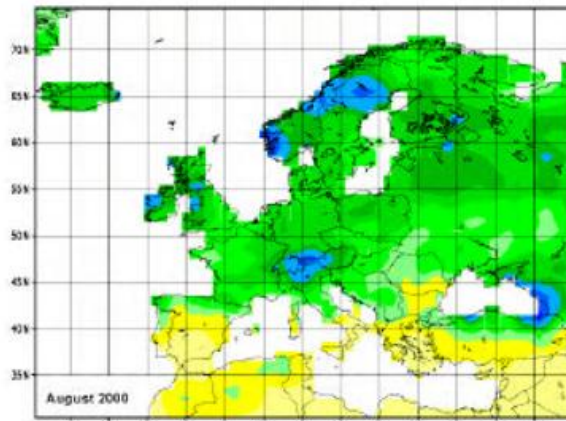


Abb.3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm (Fortsetzung)

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

Hinweise zur Datenbasis und Methodik:

Die Niederschlagskarten aus diesem Beitrag beruhen auf Rasterdaten, die regelmäßig monatlich auf der Basis konventionell gemessener Niederschläge im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) berechnet werden. Das WZN wird im Deutschen Wetterdienst in Offenbach als ein Beitrag zum Global Precipitation Climatology Project (GPCP) des Weltklimaforschungsprogramms (WCRP) betrieben.

Für die monatliche Analyse werden die im DWD, Offenbach regelmäßig über das globale Fernmeldesystem GTS empfangenen täglichen SYNOP- und monatlichen CLIMAT-Meldungen verwendet. Mit der Ergänzung durch SYNOP-Daten, welche in der NOAA (Washington DC, USA) empfangen und dem WZN bereitgestellt werden, ergibt sich eine Datenbasis von weltweit fast 7.000 Stationen. Die benutzten Daten werden auf Kodierungs- oder andere Fehler hin geprüft.

Zur Berechnung von Anomalien werden Bezugswerte benötigt. Leider liegen solche nur für ca. 3.800 der zur Analyse verwendeten 7.000 Stationen vor. Zusätzlich verfügbar sind jedoch Bezugswerte von 15.000 Stationen, die nicht zu den monatlichen Analysestationen gehören. Die Verwendung von inkonsistenten Datenkollektiven kann jedoch zu Fehlern in den im Raster berechneten Anomalien führen, insbesondere dann, wenn die reale Orographie innerhalb des betrachteten Rasters oder Gebietes eine starke Ausprägung aufweist.

Da das Kollektiv der 3.800 Bezugswertestationen als zu gering angesehen wird, werden die monatlichen Anomalien auf der Basis der gerasterten 7.000 monatlichen Daten und der gerasterten rund 19.000 Bezugswerte berechnet. Die Rastergröße beträgt 1° mal 1° geographische Breite und Länge. Die in den Abbildungen dargestellten Karten wurden geglättet.

Die monatlichen Rasterdaten des WZN liegen innerhalb von etwa zwei Monaten nach Beobachtung vor und können interaktiv mit Hilfe eines Web Browsers visualisiert sowie als Bild oder als Daten gespeichert werden.

Die Internet-Adresse ist: <http://www.dwd.de/research/gpcc/visualizer>

Kritik an den Produkten und der Dokumentation ist sehr willkommen. Insbesondere Hinweise auf Unstimmigkeiten in den Analysen sind zur Qualitätskontrolle und -sicherung sehr wichtig. Sie werden in der Weiterentwicklung der Methodik berücksichtigt. Kommentare können per email an das WZN (bruno.rudolf@dwd.de) gesendet werden.

Danksagung: Die Informationen zu den Überschwemmungen wurden von Christiana Lefebvre (DWD, FE 26, Außenstelle Hamburg) auf der Basis verschiedener Quellen (Roger Brugge, University of Reading, Zumeldungen einzelner Länder) für diesen Beitrag zusammengestellt.

Extreme Niederschlagsdargebote aus Regen und Schneeschmelze für Deutschland

Th. Günther, H. Matthäus

Einleitung

Bei der Untersuchung winterlicher Hochwasserereignisse muss der Einfluss der Schneedecke auf den Wasserhaushalt berücksichtigt werden. Da die im Winter fallenden Niederschläge in einer Schneedecke gespeichert werden können, kommen sie nicht unmittelbar zum Abfluss, sondern erst nach längerer Zeit (bis zu Monaten). Die hydrologische Wirksamkeit von (extremen) Winterniederschlägen wird somit bei Vorhandensein einer Schneedecke durch die zeitliche Verzögerung von Ablagerungs- und Schmelzprozessen modifiziert.

Die Abb. 1 veranschaulicht beispielhaft für eine ausgewählte Winterperiode an der Station Braunlage die Unterschiede in der zeitlichen Verteilung des gefallenen Niederschlages (Abb. 1 b) und des hydrologisch wirksamen Niederschlagsdargebots (Abb. 1c). Die Speicherung des Niederschlags in der Schneedecke über mehrere Monate (Abb. 1a) verursacht zwischen Anfang Januar bis Ende Februar 1984 – mit eintägiger Unterbrechung – eine aus hydrologischer Sicht ca. 60-tägige „Trockenperiode“ mit allen Konsequenzen für das Abflussgeschehen. Die in dieser Periode gespeicherten Wasseräquivalente werden dann in den intensiven Schmelzperioden abgebaut mit Schmelzbeträgen (verstärkt durch Regen) bis zu 243 mm in 10 Tagen.

Durch den Abbau der in der Schneedecke gespeicherten Niederschläge können bei Zusammentreffen mit starkem Regen Extremwerte auftreten, die in ihrer Höhe vor allem in schneehydrologisch relevanten Gebieten die Extremwertstatistik entscheidend beeinflussen. Das bedeutet, dass die Bemessung von wasserwirtschaftlichen Anlagen – wie z. B. von Dämmen, Deichen oder Talsperren – auf der „unsicheren“ Seite liegt, wenn der Schmelzwasserbeitrag vernachlässigt wird. Das trifft auf Gebiete in mittleren und höheren Lagen der Gebirge (> 400 m) in besonderem Maße zu.

Starkniederschlagshöhen stehen als flächendeckende Information für Deutschland bereits zur Verfügung [KOSTRA-Untersuchung, Bartels et. al., 1997]. Der Schneedeckeneinfluss wurde bei diesen extremwertstatistischen Auswertungen jedoch noch nicht berücksichtigt. Bisherige Angaben zu extremen Werten der Wasserabgabe aus der Schneedecke plus Regen sind überwiegend nur standortbezogene bzw. für spezielle Einzugsgebiete gültige Abschätzungen der möglichen Größenordnung dieser Werte [Guttenberger 1991, Sui 1999]. Um den relevanten Einfluss der Schneedeckenentwicklung auf die regionale Verteilung extremer Niederschlagsdargebote flächendeckend für ganz Deutschland zu untersuchen, wurde das Projekt „Regionalisierung der Extremwerte der Wasserabgabe as Niederschlag und Schneedecke (REWANUS)“ durchgeführt.

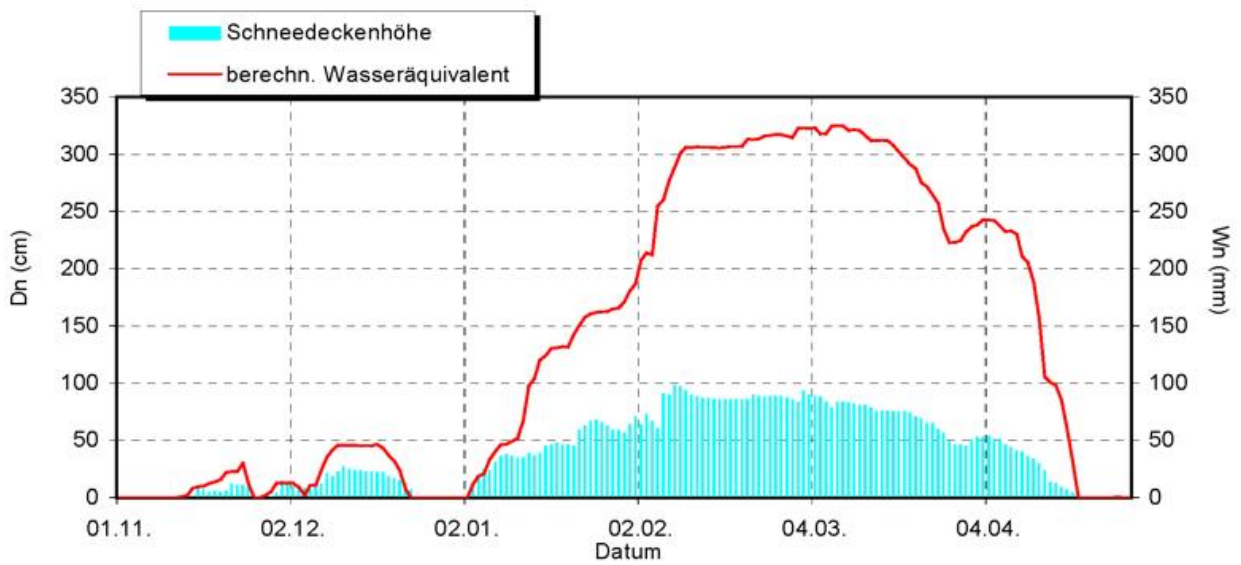


Abb. 1a Schneedeckenhöhe (Dn) und Wasseräquivalent der Schneedecke (Wn)
Station: Braunlage 1983/84.

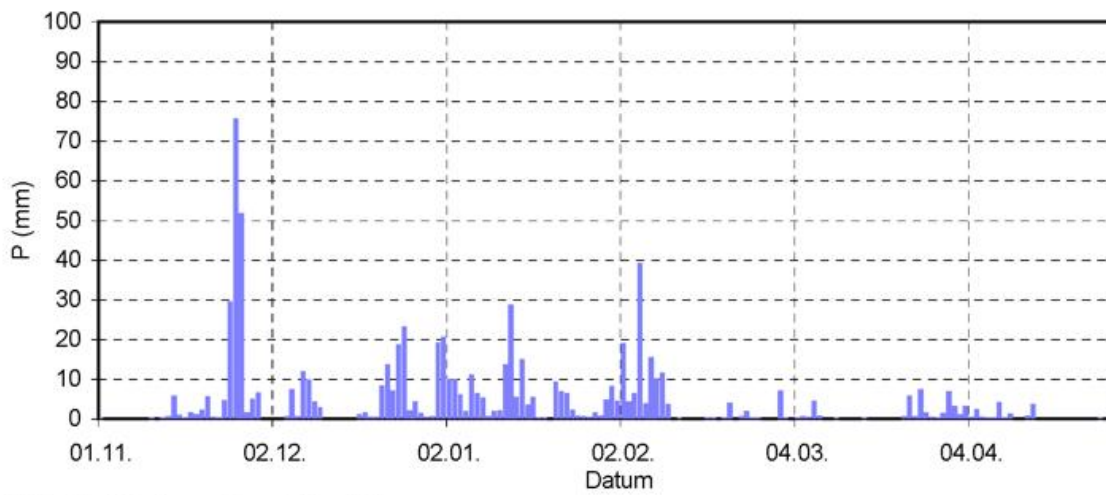


Abb. 1b Niederschlagshöhe (P)
Station: Braunlage 1983/84.

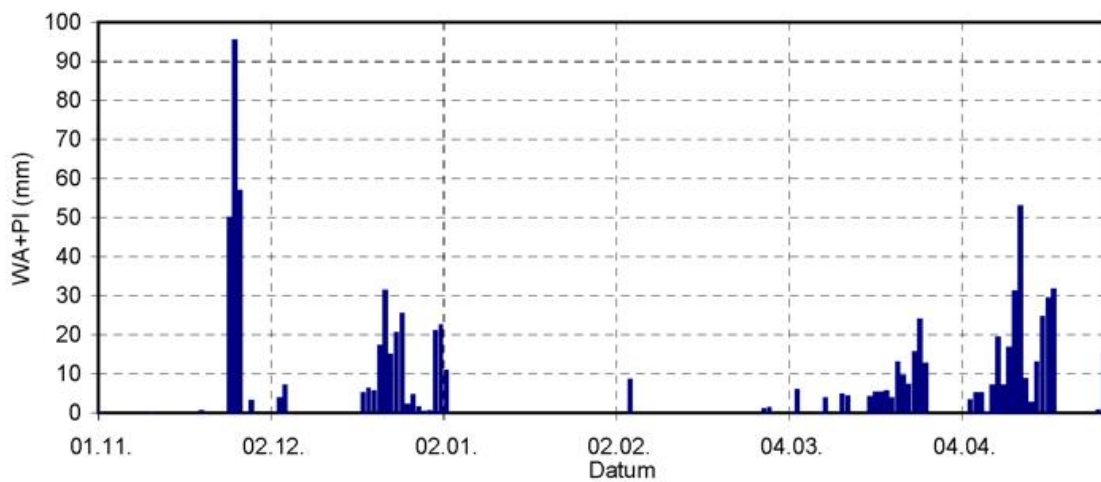


Abb. 1c Niederschlagsdargebot = Schmelzwasser (WA) + Regen (PI)
Station: Braunlage 1983/84.

Datengrundlage, Methodik

Das Niederschlagsdargebot (= Summe aus Wasserabgabe aus der Schneedecke plus Regen) kann messtechnisch nicht erfasst werden. Die Komponente „Wasserabgabe“ aus der Schneedecke ist direkt nur aus zeitlich aufeinanderfolgenden Messungen des Wasseräquivalents der Schneedecke zu ermitteln, diese werden aber nur im Abstand von zwei bis drei Tagen und nur an ausgewählten Stationen ausgeführt. Zur kontinuierlichen Bereitstellung von täglichen Werten des Niederschlagsdargebots wurde das Schneemodell SNOW-K [Rachner, Schneider, 1992] verwendet. Im Modell SNOW-K werden mit Hilfe von Tageswerten der Lufttemperatur, des Dampfdrucks, der Sonnenscheindauer und der Niederschlagshöhe Datenreihen (Tageswerte) des Wasseräquivalents der Schneedecke und des Niederschlagsdargebots erzeugt. Die Verifikation der abgeleiteten Werte erfolgte standortbezogen mit Hilfe der Messwerte des Wasseräquivalents. Die mit dem Schneemodell ermittelten täglichen Werte des Niederschlagsdargebots bilden das Datenmaterial für die extremwertstatistische Auswertung.

Die für die Extremwertstatistik von Starkniederschlägen (KOSTRA) angewendeten Methoden, wie z. B. die Erstellung von partiellen Extremwertserien und die Anpassung an eine Verteilungsfunktion, sind in modifizierter Form auch für die extremwertstatistische Analyse des Niederschlagsdargebots gültig. Die Extremwerte (Zeitraum 1961/62 – 1990/91, Monate November bis April) werden in Abhängigkeit von der Dauerstufe und der Wiederkehrzeit analysiert.

Die standortbezogenen Extremwertberechnungen des Niederschlagsdargebots erfolgten für 363 Klimastationen des DWD. Eine Gesamtübersicht über diese Stationen zeigt die Abb. 2.

Das Problem der Regionalisierung der standortbezogen ermittelten Extremwerte konnte durch die Einbeziehung des mittleren Winterniederschlages gelöst werden. Gut gesicherte Regressionsbeziehungen ermöglichten es, für jede Station mit verfügbarer mittlerer Winterniederschlagshöhe die Extremwerte des Niederschlagsdargebots der jeweiligen Dauerstufe und Wiederkehrzeit zu berechnen. Auf diese Weise konnte die hohe räumliche Informationsdichte des „Gesamtnetzes – SYNOP-/KLIMA-/Niederschlagsstationen“ genutzt werden. Auf der Grundlage der gefundenen Regressionszusammenhänge wurden zunächst stationsbezogene Extremwerte für 5402 Messstandorte berechnet. Ausgehend von diesen 5402 Stationen erfolgte die Regionalisierung durch entfernungsabhängige Interpolation der Extremwerte des Niederschlagsdargebots auf die Mittelpunkte der Rasterflächen (8,5 x 8,5 km).

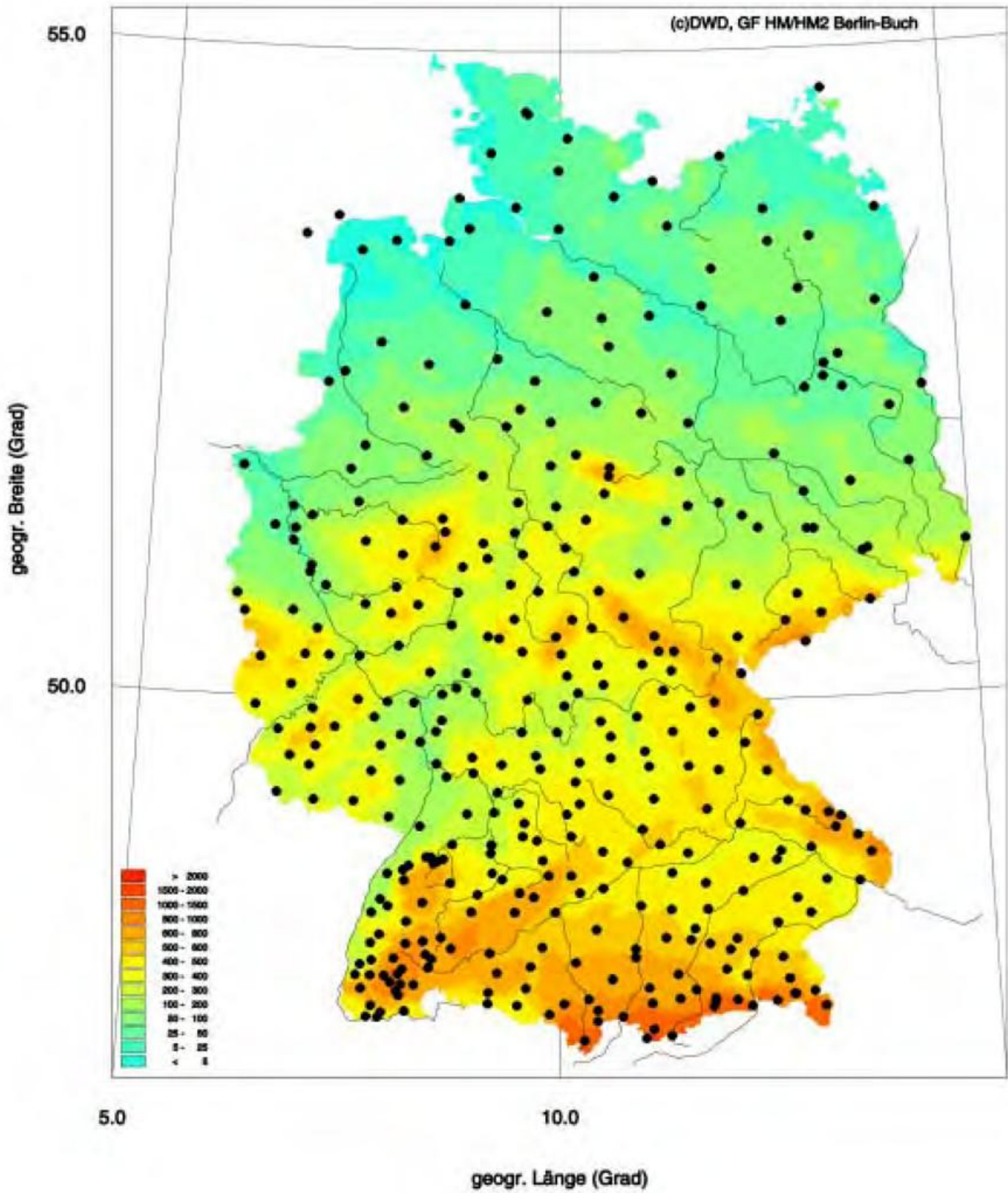


Abb. 2 Gesamtübersicht über die im Projekt REWANUS extremwertstatistisch ausgewerteten

Ergebnisse

Einen Schwerpunkt bildeten zunächst detaillierte standortbezogene Untersuchungen der Extremwerte des Niederschlagsdargebots in verschiedenen Mittelgebirgsregionen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Höhenabhängigkeit und des Anteils der Wasserabgabe aus der Schneedecke. Der Einfluss der Schneedecke ist regional klimatisch unterschiedlich und hängt insbesondere von der kontinentalen Beeinflussung und von der Geländehöhe ab. Beide Faktoren bestimmen wesentlich das Verhältnis fester zu flüssiger Niederschlag. Darüber hinaus sind die speziellen Standortbedingungen (z. B. Windexposition, Nord- oder Südhang, Luv- oder Leelage) für die von Station zu Station oft sehr unterschiedlichen Anteile der Wasserabgabe aus der Schneedecke am Niederschlagsdargebot verantwortlich. Die in Abb. 3 für die Stationen Freudenstadt (797 m) und Klippeneck (973 m) dargestellten Extremwerte für die Dauerstufen $D = 1$ bis 10 Tage verdeutlichen besonders solche standortbedingten Unterschiede. Freudenstadt erreicht zwar hohe absolute Schmelzwasserwerte, aber gleichzeitig auch hohe Werte des Niederschlagsdargebots insgesamt, die den Anteil der Wasserabgabe aus der Schneedecke auf rund 20 % drücken.

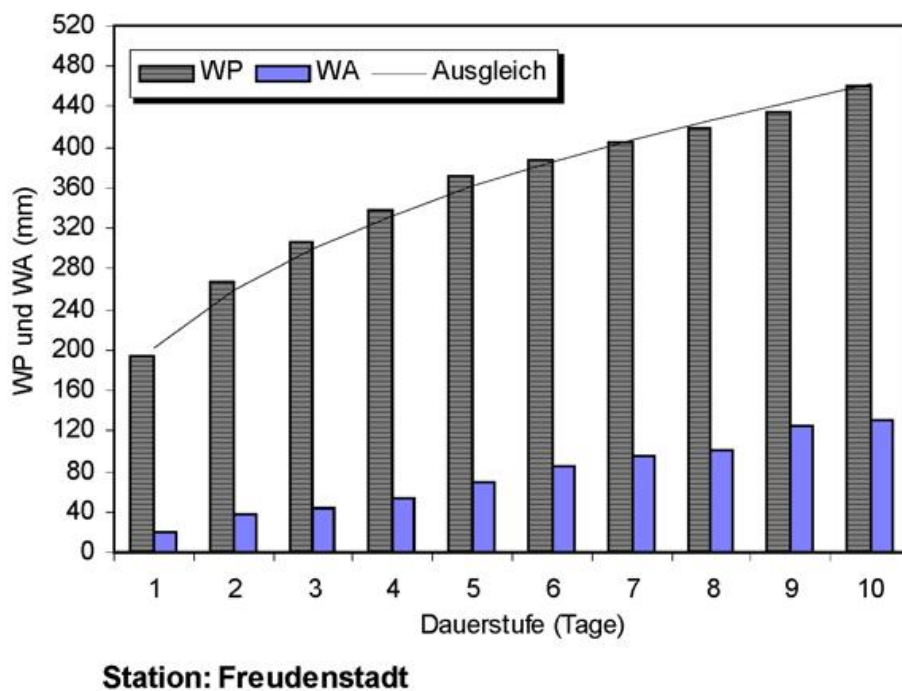


Abb. 3a Extreme Niederschlagsdargebote (WP) und Wasserabgabe aus der Schneedecke (WA) für 10 Dauerstufen (Tage); Wiederkehrzeit $T = 100$ Jahre.

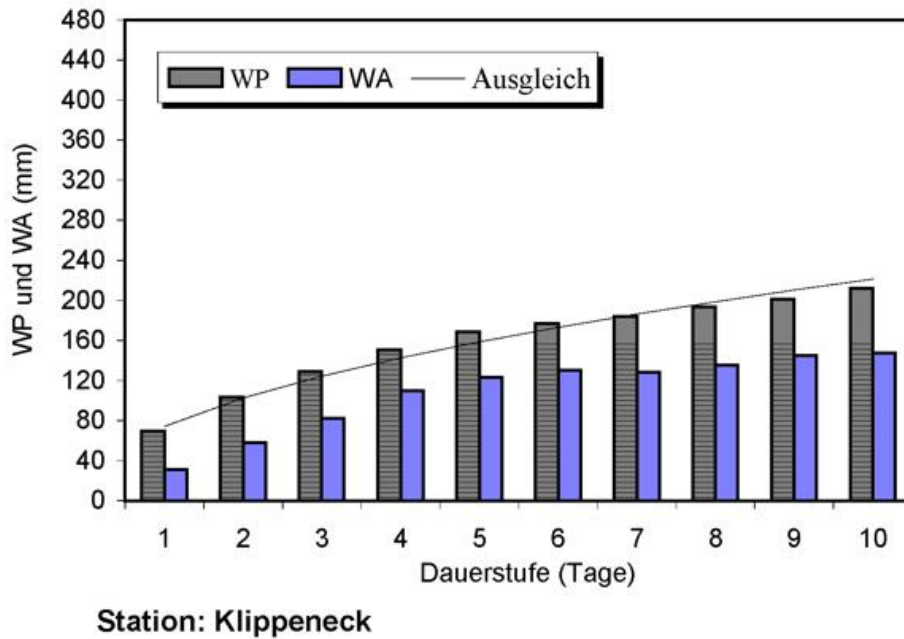


Abb. 3b Extreme Niederschlagsdargebote (WP) und Wasserabgabe aus der Schneedecke (WA) für 10 Dauerstufen (Tage); Wiederkehrzeit $T = 100$ Jahre.

Zusätzlich zu der in Abb. 3 dargestellten Größenordnung der Wasserabgabe aus der Schneedecke (WA) im Vergleich zum Extremwert des Niederschlagsdargebots (WP) werden in Abb. 4 die Untersuchungsergebnisse zur Höhenabhängigkeit gezeigt. Erst ab einer Dauerstufe von vier Tagen kann von einem Zusammenhang zwischen WA/WP und der Höhe über NN ausgegangen werden. Für die Dauerstufen $D = 1$ bis 3 Tage nimmt das Verhältnis WA/WP in größeren Höhen (über 1000 m) wieder ab. Im Allgemeinen gilt jedoch, dass sich das Verhältnis WA/WP mit zunehmender Stationshöhe erhöht.

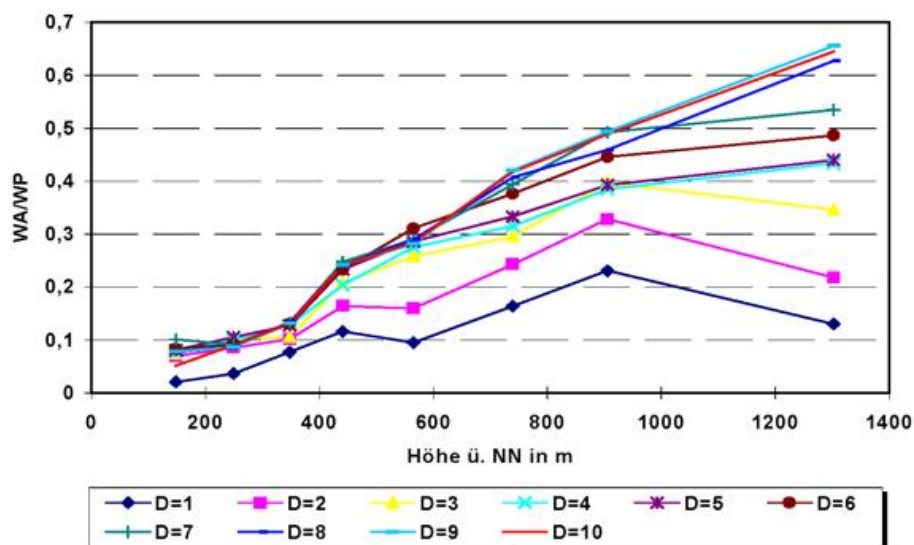


Abb. 4 Verhältnis der Wasserabgabe aus der Schneedecke zum Extremwert des Niederschlagsdargebots (WA/WP) für 10 Dauerstufen (Tage) in Abhängigkeit von der Höhe ü. NN. Gebiet: Schwarzwald/Schwäbische Alb.

Als wichtigstes Ergebnis der Untersuchungen im Rahmen des Projektes REWANUS können flächendeckend und rasterorientiert Extremwerte des Niederschlagsdargebots im hydrologischen Winterhalbjahr für 11 Dauerstufen (0,5; 1, 2, ..., 10 Tage) und 8 Wiederkehrzeiten (0,5; 1, 2, 5, 10, 20, 50 und 100 Jahre) als Karten dem Nutzer zur Verfügung gestellt werden. Zwei Kartenbeispiele, die extremen Niederschlagsdargebote für die Dauerstufen $D = 24$ h bzw. $D = 72$ h (Wiederkehrzeit $T = 100$ Jahre), werden in den Abbildungen 5 und 6 vorgestellt.

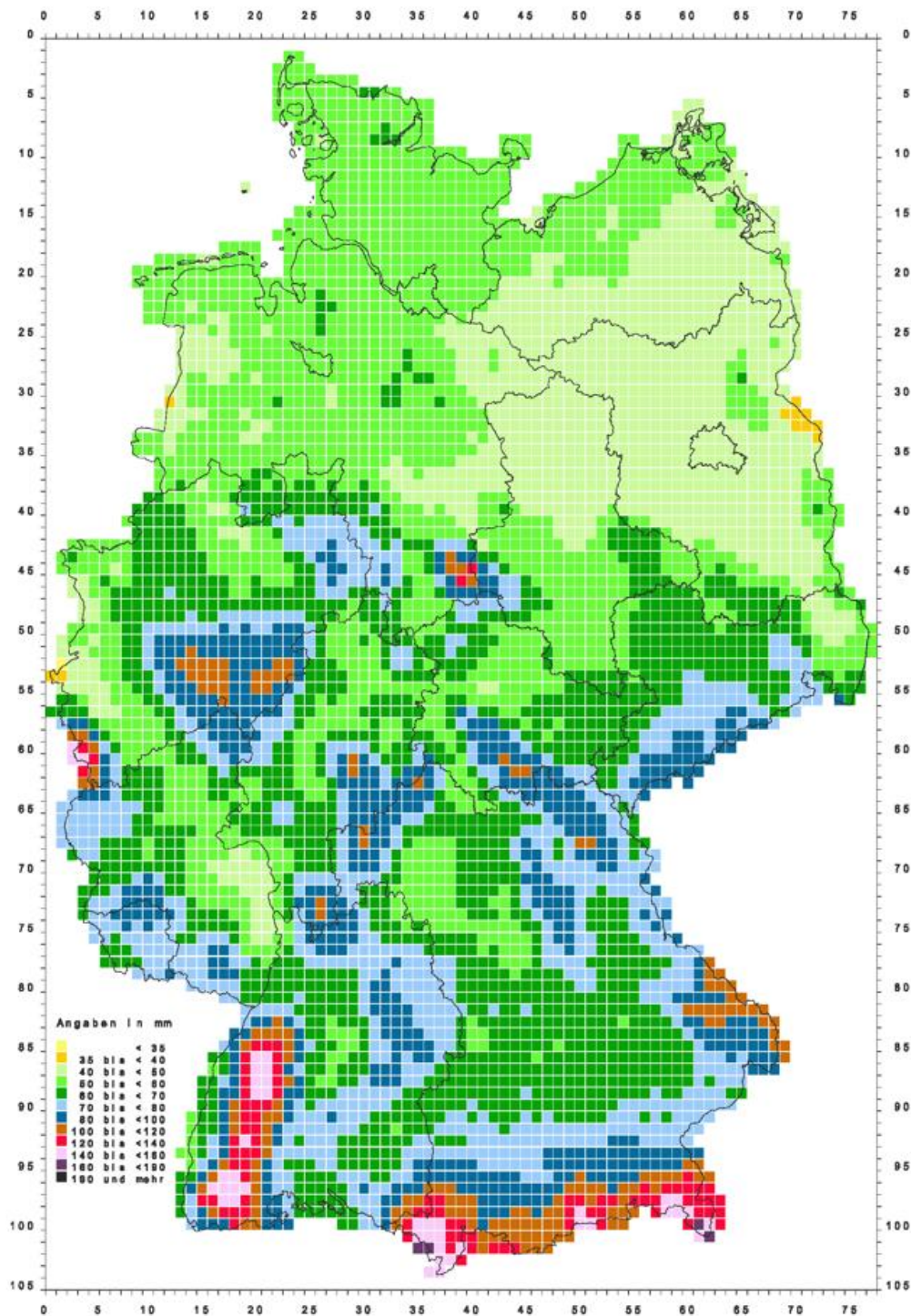


Abb. 5 Extreme des Niederschlagsdargebots November bis April, $D = 24$ h; $T = 100$ a

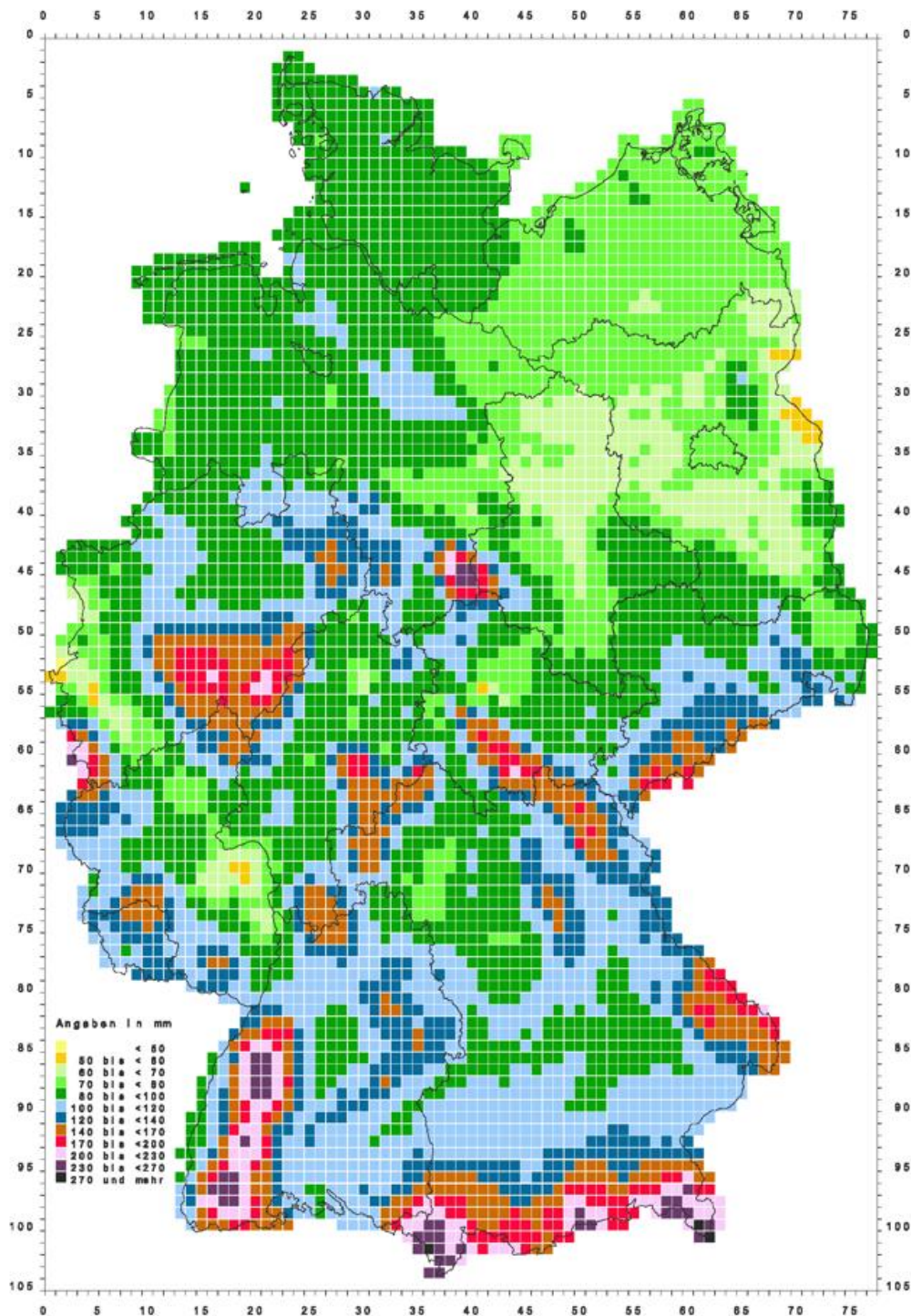


Abb. 6 Extreme des Niederschlagsdargebots November bis April, D = 72 h; T = 100 a

Die erhaltenen Ergebnisse bestätigen die Notwendigkeit der Berücksichtigung des Schneedeckeneinflusses bei der Ermittlung extremer Niederschlagsdargebote. Im Vergleich zu den Extremwerten des Starkniederschlags (KOSTRA) muss – bezogen auf alle Rasterflächen – im Winterhalbjahr im Mittel mit einer Erhöhung von ca. 15 % (Dauerstufe D = 1 Tag) bis ca. 25 % (Dauerstufe D = 3 Tage) gerechnet werden.

Literatur

- Bartels, H.; Malitz, G.; Asmus, S.; Albrecht, F.M.; Dietzer, B.; Günther, T.; Ertel, H.(1997): Starkniederschlagshöhen für Deutschland, KOSTRA-Atlas.DWD, Geschäftsfeld Hydrometeorologie, Offenbach am Main
- Guttenberger,J.(1991):Bemessungsniederschläge aus Regen und Schneeschmelze. Informationsberichte des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft,Heft 2
- Rachner, M.; Schneider, G. (1992): Ermittlung extremer Werte des Niederschlagsdargebots aus Schneeschmelze und Regen auf der Grundlage der langjährigen Potsdamer Reihe (1893 bis 1987). Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 36, S. 115-119
- Sui, J. (1998): Hochwasserabflüsse aus Regen und Schnee in Mittelgebirgs- Einzugsgebieten am Beispiel von Nordbayern.Fachgebiet Wasserbau und Wasserwirtschaft, Universität Kaiserslautern, Berichte, 8

Starkniederschläge im Herbst 2000 in Europa

T. Fuchs

Einleitung

Viele Regionen Europas wurden im Herbst 2000 von lang andauernden und überdurchschnittlich hohen Niederschlägen überzogen. Betroffen waren viele Nordsee- und Mittelmeeranrainerstaaten, besonders schwer erwischte es Gegenden in England und Wales sowie in Norditalien und der Schweiz. Überschwemmungen (Abb. 1) und Erdbeben (Abb. 2) hatten Schäden in Milliardenhöhe zur Folge.



Abb. 1 Aufnahme aus der englischen Stadt York vom November 2000 (Foto: Ian Britton, aus <http://www.freefoto.com/floods/>)



Abb. 2 Luftaufnahme der eingestürzten Brücke 'Ponte Sul Sangone', Giaveno, Provinz Turin (Italien) vom Oktober 2000 (Foto: <http://www.provincia.torino.it/emergenza/>)

Daten und Analyseverfahren

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

Das operationelle Analysesystem des WZN und die Nutzung weltweiter synoptischer Daten (SYNOP) ermöglichen bei besonderen Ereignissen, wie den heftigen Niederschlägen im Herbst 2000, eine zeitnahe regionale Analyse von täglichen und mehrtägigen Niederschlagshöhen. Für Europa standen die Messdaten von mehr als 1500 synoptischen Stationen zur Verfügung. Eine neue Methode zur Korrektur des systematischen Messfehlers verursacht durch Windeinfluss und Verdunstung erlaubt die genauere Abschätzung der tatsächlich gefallenen Niederschlagsmengen (Fuchs et al., 2001). Die räumliche Interpolation von Punkt- auf Rasterwerte erfolgte mit einem Kriging-Verfahren (siehe z.B. Journel und Huijbregts, 1978). Zur klimatologischen Einordnung der Episode wurden längere Zeitreihen der monatlichen Niederschlagshöhe sowie Bezugswerte des Zeitraums 1961-90 verwendet.

Wetterlage

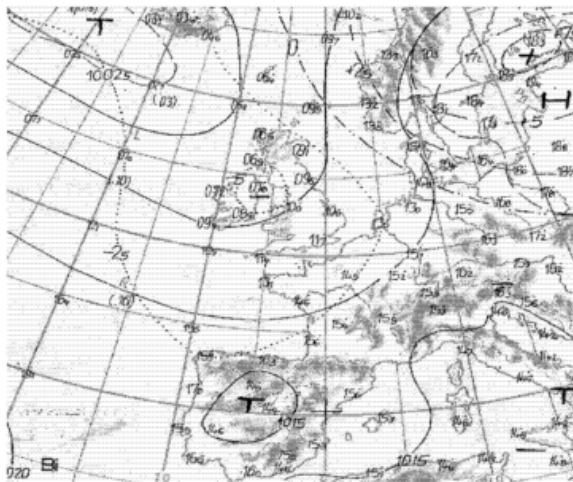


Abb. 3 Mittlerer Luftdruck (NN) (durchgezogen) und Abweichung vom Luftdruck der Periode 1951-1960 (gepunktet) im Monat September 2000 (Quelle: Klimatologische Übersicht für Europa und den Nordatlantik (KEU), regelmäßige Beilage zur Berliner Wetterkarte, FU Berlin, 2000).

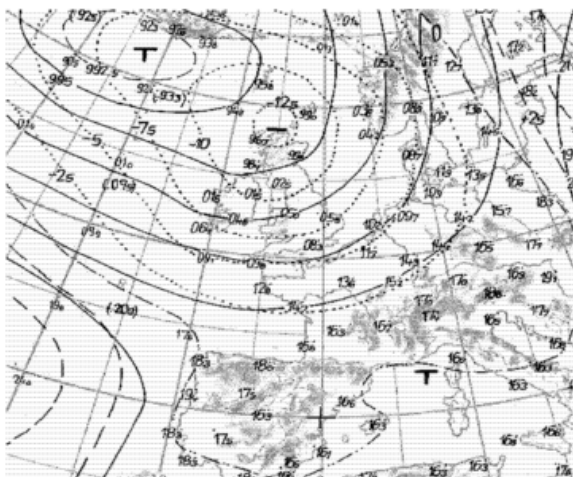


Abb. 4 wie Abb. 3, aber für Monat Oktober 2000.

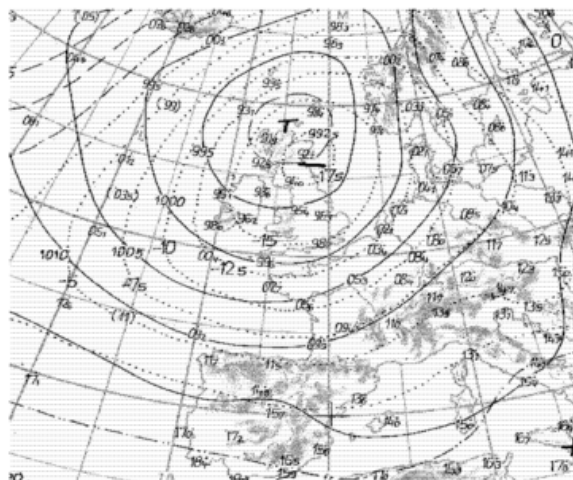


Abb. 5 wie Abb. 3, aber für Monat November 2000.

Im Mittel des September 2000 war die nordatlantische Westwindzone auf der Vorderseite eines kräftigen nordostkanadischen Trogos auf Westeuropa gerichtet (FU Berlin, 2000). Daher erstreckte sich der Einflussbereich des Islandtiefes über die Britischen Inseln hinweg weit nach Mitteleuropa (vgl. Abb. 3). Trogvorstöße reichten in der zweiten Septemberhälfte bis in den Mittelmeerraum (DWD, 2000), was im Stau der Alpensüdseite zu intensiver Niederschlagsaktivität führte.

Im Oktober intensivierte sich auf dem Nordatlantik und in Westeuropa die zyklonal geprägte Witterung des Vormonats (FU Berlin, 2000). Ein kräftiges Tief überdeckte die Britischen Inseln sowie Nordfrankreich und Südwest-Skandinavien (vgl. Abb. 4) und verstärkte sich bis zum Monatsende zu einem Orkan (DWD, 2000). Auf der Vorderseite eines sehr kräftigen Trogos über Westeuropa gelangten mehrmals Tiefausläufer in den Mittelmeerraum, was im Alpenstau zu Starkniederschlägen führte.

Auch im November setzte sich die intensive Tiefdruckaktivität aus dem Vormonat über weiten Teilen West- und Nordeuropas bis in den Mittelmeerraum hinein fort (DWD, 2000). Jetzt lag das Zentrum der Tiefdruckaktivität direkt über den Britischen Inseln (vgl. Abb. 5), was dort zu Dauerniederschlägen führte. Austrogungen des kräftigen westeuropäischen Trogos führten in Verbindung mit Stauwirkungen wiederum zu starken Niederschlägen im Mittelmeerraum sowie in Südwest-Skandinavien.

Niederschlag

Eine erste Übersicht der Niederschläge im Herbst 2000 geben die monatlichen Routine-Analysekarten des WZN (s. Seite **Fehler! Textmarke nicht definiert.**) Eine monatliche Auflösung ist aber für eine Analyse des zeitlichen Verlaufes von Niederschlagsereignissen, die zu Hochwasser führten, zu grob. Hierzu eignen sich höhere zeitliche Auflösungen, wie die nachfolgenden halbmonatlichen Verteilungen, besser.

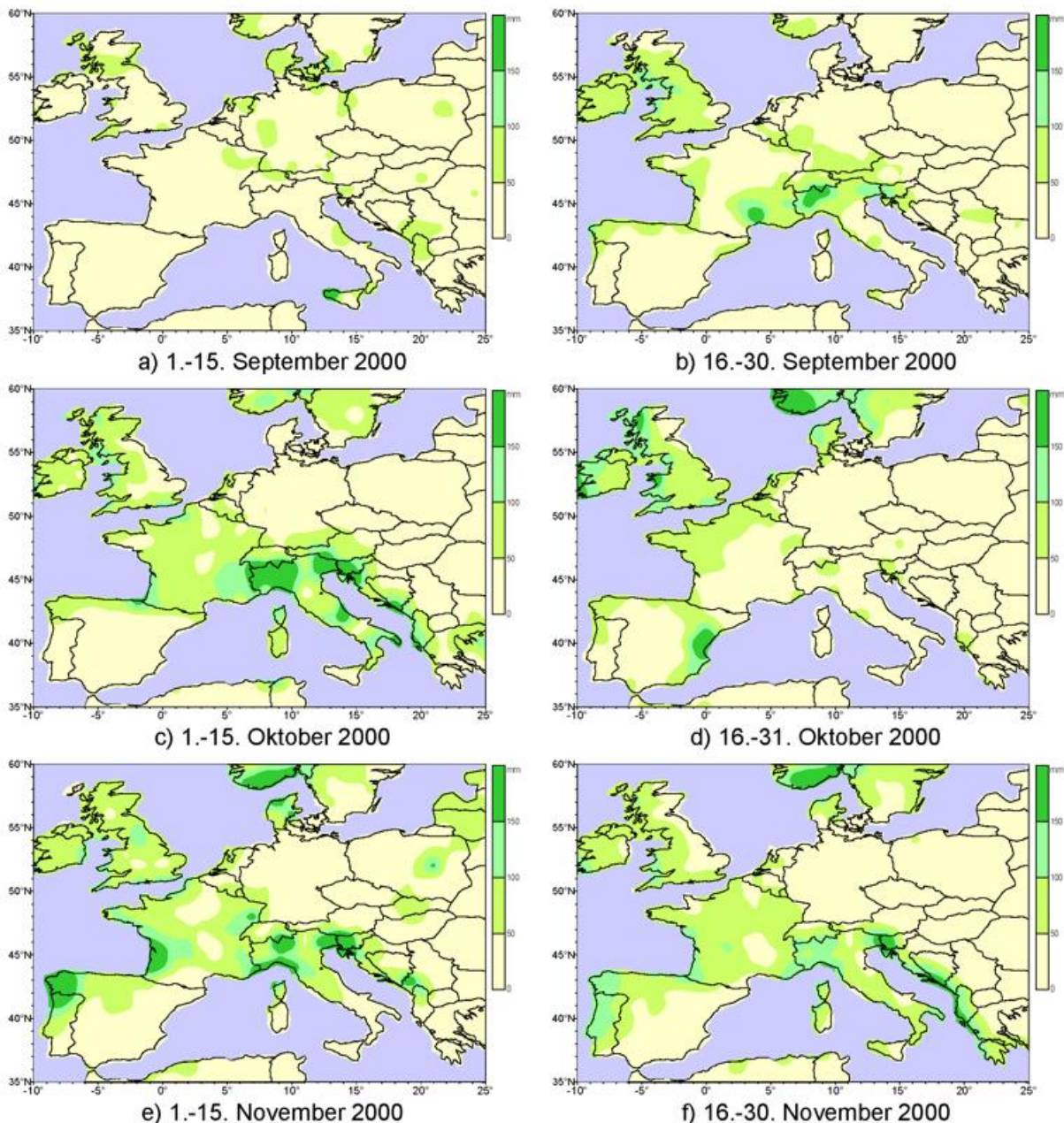


Abb. 6 Räumliche Verteilung der auf den Landflächen Europas gemessenen Niederschlagshöhen (mm) während 6 Perioden im Herbst 2000.

Die halbmonatliche Auswertung zeigt, dass die Niederschlagsaktivität (Niederschlagshöhen > 50 mm) in der 2. Septemberhälfte (Abb. 6b) über den Britischen Inseln und im Bereich der Adria und Riviera einsetzte. Für die erste Monatshälfte des Oktober erhält man die in Abb. 6c dargestellte Verteilung. Die maximalen Niederschläge von großflächig mehr als 100 mm wurden im Osten und Süden von Großbritannien, im Süden von Norwegen und Schweden, im Norden von Portugal und Spa-

nien, in großen Teilen Frankreich und in den an Riviera und Adria angrenzenden Gebieten gemessen. Die größten Mengen waren am südöstlichen Ende der Biskaya sowie in der Südschweiz, Norditalien und Slowenien zu finden. Verbreitet wurden mehr als 200 mm, örtlich mehr als 300 mm gemessen. In der Südschweiz und Norditalien lagen die maximalen Niederschläge auch darüber, was zu Erdbeben (Abb. 2) und Hochwasser führte. In der zweiten Oktoberhälfte 2000 (Abb. 6d) traten Niederschlagsmaxima im Westen von Großbritannien und Irland, in Süd-Norwegen (örtlich mehr als 400 mm) sowie in Südost-Spanien auf.

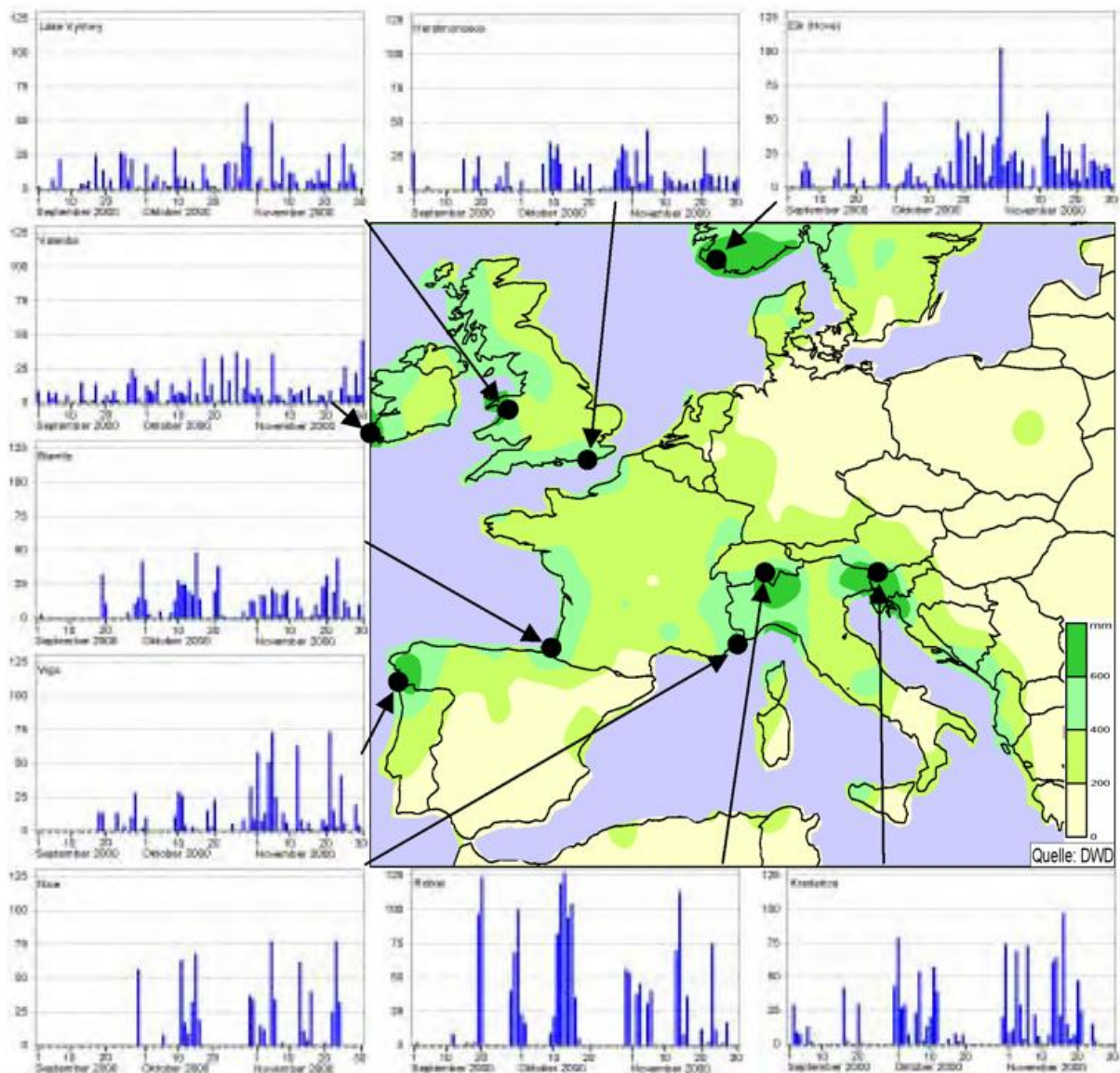


Abb. 7 Räumliche Verteilung der auf den Landflächen Europas im Herbst 2000 gemessenen Niederschlagshöhe und zeitlicher Verlauf der täglichen Niederschlagshöhe an 9 Stationen im Analysezeitraum (kleine Abbildungen).

Auch in der ersten Novemberhälfte (Abb. 6e) regnete es in Europa weiter, am kräftigsten mit Werten von verbreitet mehr als 200 mm und örtlich sogar mehr als 300 mm im Nordwesten Spaniens, an der Biskaya, im Süden von Norwegen, in Norditalien und Slowenien. Die von Hochwasser betroffenen Regionen in England und Wales bekamen Anfang November weiteren Wassernachschub von oben. Die Niederschlagsaktivität setzte sich auch in der zweiten Novemberhälfte fort (Abb. 6f), am

meisten Regen fiel mit Werten von verbreitet mehr als 200 mm und örtlich sogar mehr als 300 mm im Osten der Adria (von Slowenien bis hinunter nach Griechenland) sowie in Süd-Norwegen. In England und Wales regnete es etwas weniger als in den vorigen Wochen, aber die feuchte Witterung dauerte auch dort an.

An den Zeitreihen des täglichen Verlaufes der gemessenen Niederschlagshöhen vom 1. Sep. - 30. Nov. 2000 (Abb. 7) ist der unterschiedliche Charakter der Niederschlagsereignisse an Orten mit ähnlicher herbstlicher Niederschlagshöhe anschaulich zu sehen. Während in den Nordseeanrainerstaaten und an der Biskaya kontinuierliche Niederschläge von z.T. mehr als 50 mm ab Ende September an fast jedem Analysetag auftraten, sind in der Mittelmeerregion kräftigere Niederschläge von bis zu 130 mm aufgeteilt auf nur wenige Tage zu erkennen. Die Niederschlagshöhen im Norden und Westen hingegen waren meist frontal bedingt, im Hauptwirkungsgebiet von kräftigen über längere Zeit nahezu ortsfesten Sturm- und Orkantiefs (vgl. Kap. 3). Die Niederschläge im Mittelmeerraum hingegen hatten meist konvektiven Charakter, verursacht durch starke Gewitter, die sich im Bereich ausgeprägter Tröge über dem warmen Meer bildeten und im Stau von Gebirgen intensivierten.

Klimatologische Einordnung

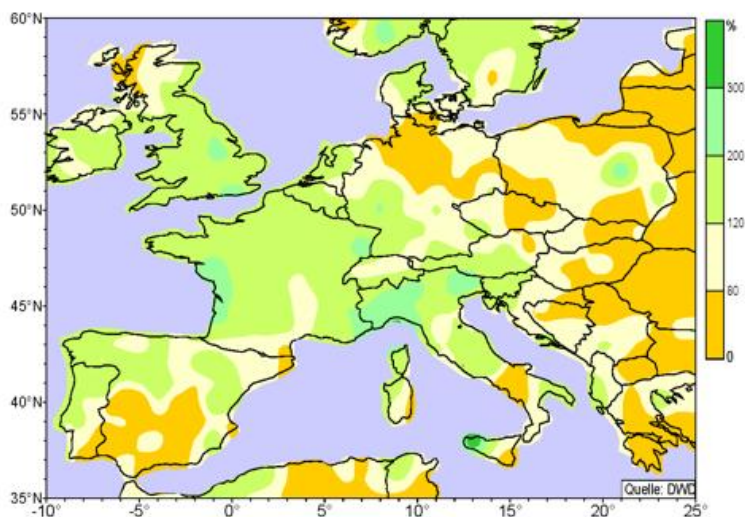


Abb. 8 Räumliche Verteilung der relativen Niederschlagshöhe für den Herbst 2000 in Prozent der Bezugswerte aus dem Zeitraum 1961-1990.

In Abb. 8 sind die Niederschlagshöhen im Herbst 2000 den normalerweise zu erwartenden Bezugswerten 1961-1990 gegenübergestellt. In vielen Regionen West-, Mittel- und Südeuropas wurde das herbstliche Niederschlagssoll übertroffen, regional lagen die Niederschläge sogar oftmals knapp unter bzw. über dem doppelten der Bezugswerte. Nur der Süden der iberischen Halbinsel sowie Osteuropa und der Nordosten Deutschlands waren großflächig zu trocken.

In England und Wales traten als Folge der starken Niederschläge (laut Information des Britischen Wetterdienstes war der September so feucht wie seit 1981 nicht mehr, der Oktober sogar wie seit 1903 nicht mehr und der November der feuchteste seit 1970) die stärksten Überschwemmungen seit 1947 auf. Der diesjährige Herbst war dort mit 492 mm (191 % des Bezugswertes für 1961-1990) der nässeste seiner Art seit Beginn der regelmäßigen Niederschlagsmessungen im Jahr 1766 (Abb. 9).

Die neuesten Ergebnisse (IPCC, 2001) des UN-Gremiums zur Überwachung von Klimaänderungen, IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), zeigen: Der Temperaturanstieg wegen des Anstieges der Treibhausgase ist schon in vielen Regionen der Erde zu beobachten und wird sich laut den neuesten Klimamodell-

prognosen weiter verstärken. Das führt zu einem Anstieg der Verdunstung, was meist eine Zunahme der Niederschläge bedingt (ein Anstieg der Winterniederschläge in Mittel- und Westeuropa infolge einer Häufung von Westwetterlagen kann schon beobachtet werden (vgl. Rapp, 2000). Wenn die Niederschläge im Mittel zunehmen, werden vermutlich auch extreme Niederschlags- und Hochwasserereignisse häufiger und intensiver auftreten. Das IPCC (IPCC, 2001) sagt daher eine Zunahme von intensiven Niederschlagsereignissen (und daraus folgend u.a. häufigere Überschwemmungen, Erdbeben und Lawinen) im Verlauf des 21. Jahrhunderts als sehr wahrscheinlich für viele Regionen der Erde voraus.

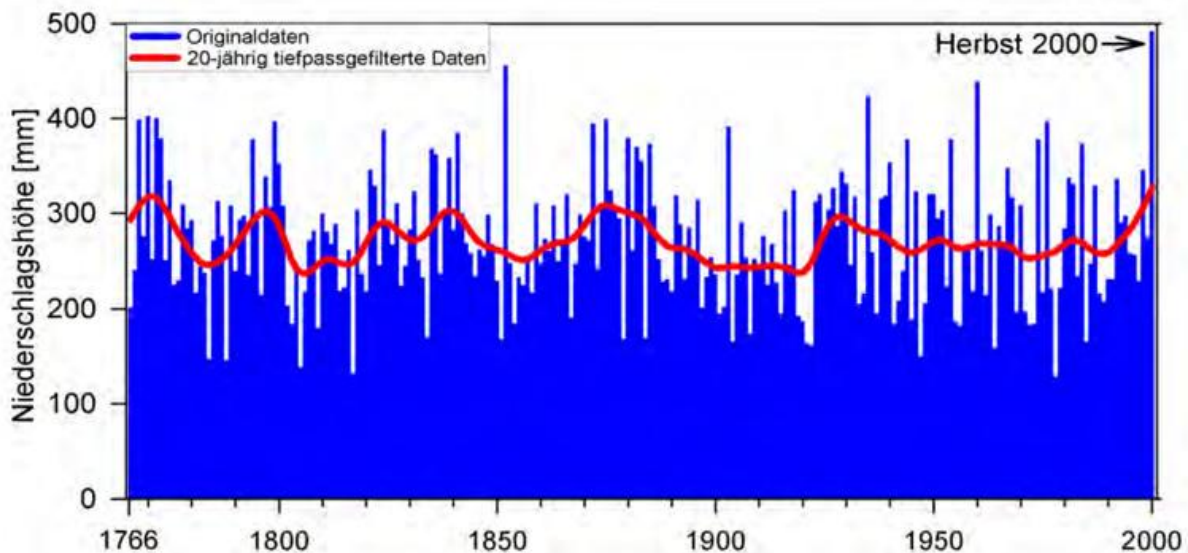


Abb. 9 Verlauf der Herbstniederschläge in England und Wales von 1766-2000 (Datenbasis: Climatic Research Unit, Univ. East Anglia, Norwich, UK und Hadley Centre, UK Met. Office, Bracknell, UK).

Die Häufung von Starkniederschlags- (Easterling et al., 2000) und Hochwassersituationen (wie während der Niederschlagsperiode im Herbst 2000) in den letzten Jahren in Europa ist ein erstes Indiz, dass sich neben der Temperatur- vermutlich auch die Niederschlagsverteilung bei uns in Europa ändert.

Literatur

- FU Berlin (2000): Klimatologische Übersicht für Europa und den Nordatlantik (KEU), monatliche Beilage zur Berliner Wetterkarte. Selbstverlag, Berlin.
- DWD (2000): Die Großwetterlagen Europas. Monatliche Publikation. Selbstverlag, Offenbach.
- Easterling, D.R., J.L. Evans, P. Ya. Groisman, T.R. Karl, K.E. Kunkel and P. Ambenje (2000): Observed variability and trends in extreme climate events: A brief review. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, 417-425.
- Fuchs, T. (2000): Starkniederschläge im Herbst 2000 in Europa. Beilage Nr. 263/2000 zur Wetterkarte des Deutschen Wetterdienstes. Ergänzt in Beilage SO 2/01 zur Berliner Wetterkarte. Im Internet unter: <http://www.dwd.de/research/klis/produkte/monitoring/hw200010/>
- Fuchs, T., J. Rapp, F. Rubel and B. Rudolf (2001): Correction of synoptic precipitation observations due to systematic measuring errors with special regard to precipitation phases. Part B in *Druck Phys. Chem. Earth*.
- IPCC (2001): IPCC Third Assessment Report, Policymakers Summary der Reports von IPCC-WGI und IPCC-WGII (<http://www.ipcc.ch>). Der vollständige Report soll im Laufe des Jahres 2001 von der Cambridge University Press veröffentlicht werden.
- Journal, A.G. and Huijbregts, C. (1978): *Mining Geostatistics*, Academic Press, 600 pp.
- Rapp, J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 212*, 145 S., Selbstverlag, Offenbach/Main.
- Rudolf, B. (1995): Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlags. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 196*, 153 S., Selbstverlag, Offenbach/Main.

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil IV) Das Andauerverhalten der Schneedecke

M. Rachner, G. Schneider, H. Matthäus

In großen Teilen Deutschlands spielt die Schneedecke für hydrologische Belange eine wichtige Rolle. Sie ist ein nicht zu vernachlässigender Faktor der winterlichen Rücklage. Die Speicherung der festen Niederschläge in der Schneedecke kann sich über Wochen und Monate erstrecken und sich dadurch auf den Wasserhaushalt weit über die Winterperiode hinaus auswirken.

Der Einfluss der Schneedecke auf das Abflussregime ist regional sehr unterschiedlich. Westlich einer Linie, die von Karlsruhe in nord-nordöstlicher Richtung etwa bis Lübeck zu ziehen ist, wird das Abflussverhalten von Schneerücklagen kaum beeinflusst. Davon sind nur Flächen des Rheinischen Schiefergebirges ausgenommen. In den ozeanisch beeinflussten Gebieten des nordwestdeutschen Tieflandes wird der fallende Niederschlag in den Wintermonaten unmittelbar und ohne große Verdunstungsverluste abflusswirksam (pluviales Abflussregime). Die Maxima der Abflüsse treten zumeist in den Wintermonaten (Januar, Februar) auf. Östlich dieser gedachten Linie nimmt der Einfluss der Schneedecke auf das jahreszeitliche Abflussverhalten immer deutlicher zu. In den Mittelgebirgen bildet sich regelmäßig eine temporäre Schneerücklage aus, die während längerer Aufbauphasen zu Niedrigwasser und winterlichen Wasserklemmen führen kann. Durch die folgende Schneeschmelze wird das Abflussmaximum zum Frühjahr hin verschoben (nivopluviales Abflussregime).

Der deutsche Alpenraum ist von nivalen und glazialen Abflussregimen geprägt. Sommerliche Abflussmaxima aus Schnee- und Gletscherschmelze und winterliche Niedrigwasserperioden kennzeichnen hier das Abflussgeschehen. Die Niederschläge der Wintermonate werden in diesen Gebirgsregionen nahezu vollständig in mächtigen Schneedecken gespeichert.

Die Abbildungen 1 und 2 beinhalten das mittlere Eintrittsdatum der maximalen Schneedeckenhöhe und die mittlere Schneedeckendauer. Die Karten vermitteln eine flächendeckende detaillierte Übersicht über die regionalen Besonderheiten der jahreszeitlichen Einordnung des Schneedeckeneinflusses.

Die Eintrittsdaten des ersten und des letzten Schneedeckentages einer winterlichen Periode schließen die Schneedeckenzeit ein, die auch schneedeckenfreie Tage enthält. Dagegen gibt die Schneedeckendauer die Anzahl der Schneedeckentage in einer bestimmten Zeitspanne an.

Als Schneedeckentag gilt ein Tag, an dem eine Schneedecke (Bedeckungsgrad $>0,5$) zu einem festgesetzten Termin vorhanden ist. In der vorliegenden Karte wird generell von einer zum Morgentermin ermittelten Schneedeckenhöhe von mindestens 1 cm ausgegangen. Das Datum der maximalen Schneedeckenhöhe ist im Rahmen der Beschreibung des Andauerverhaltens als ein aussagekräftiges Charakteristikum der Schneedeckenentwicklung zu sehen.

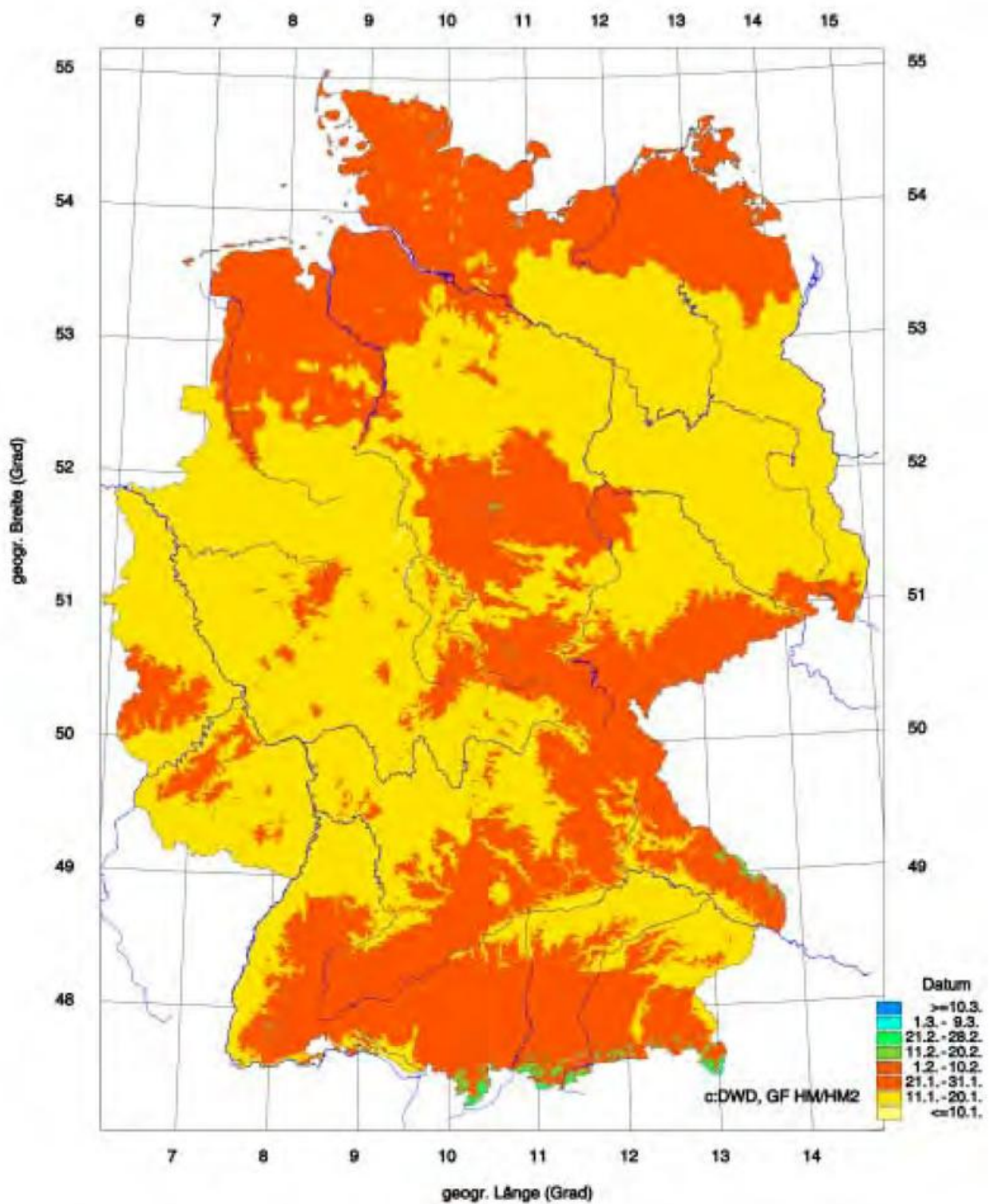


Abb. 1 Mittleres Eintrittsdatum der maximalen Schneedeckenhöhe Zeitraum 1961/90.

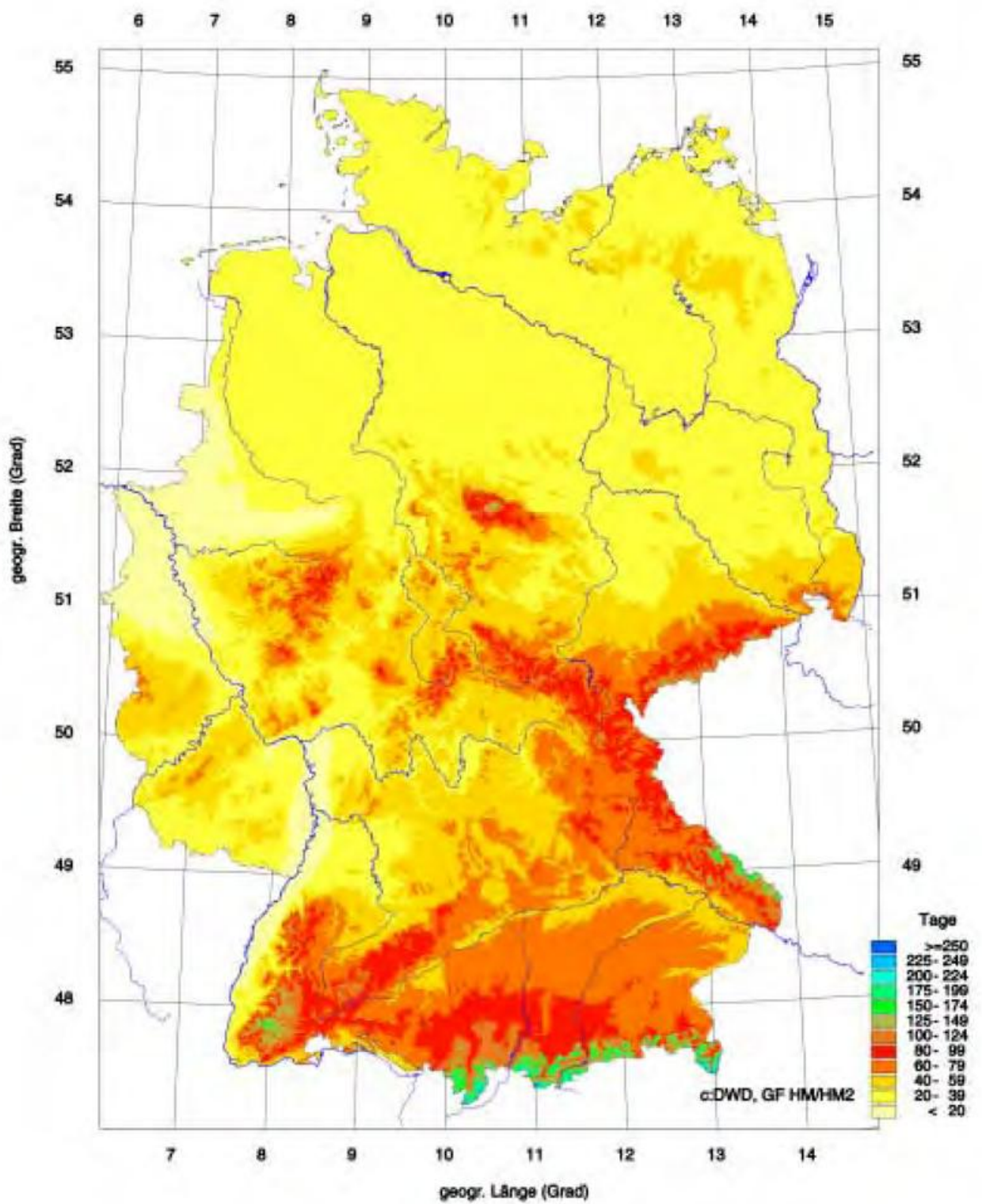


Abb. 2 Mittlere Schneedeckendauer Zeitraum 1961/90.

Den Kartendarstellungen liegen ca. 550 geprüfte, vollständige 30-jährige Datenreihen (1961-1990) zugrunde. Lediglich an einigen wichtigen Standorten, die als Stützstellen für die Darstellung unverzichtbar waren, mussten die Mittelwerte vorliegender kürzerer Reihen an die Daten des Bezugszeitraumes angepasst werden. Besonderer Wert wurde auf eine regional ausgewogene, gleichmäßige Verteilung der Stationen gelegt einschließlich einer adäquaten Berücksichtigung der Flächenanteile einzelner Höhenstufen.

Grundlage der Darstellung ist die regional differenzierte Interpolation der genannten Größen in Abhängigkeit von der Geländehöhe. Die räumliche Auflösung der Rasterfelddarstellung beträgt 1 km². Für die Eintrittsdaten wurden als Klassenbreiten an Dekaden angelehnte Zeitabschnitte der Wintermonate gewählt. Für die Schneedeckendauer wurden variable Klassenbreiten von 20 Tagen bzw. 25 Tagen angenommen.

Die Kartendarstellungen, die das mittlere jährliche Verhalten wiedergeben, werden durch die Abbildungen 3 und 4 ergänzt. Diese Abbildungen dokumentieren für das Naab-Regen-Gebiet die Höhenabhängigkeit der Schneedeckenzeit und des Eintrittsdatums der maximalen Schneedeckenhöhe sowie der Schneedeckendauer.

Das Eintrittsdatum der maximalen Schneedeckenhöhe (s. Abb. 1) trennt die Aufbauphase der Schneedecke von der Abbauphase. Die zeitliche Dauer beider Phasen ist von der Geländehöhe abhängig. In den mittleren Höhenlagen der deutschen Mittelgebirge erreicht das Verhältnis der Zeitdauer beider Abschnitte im Durchschnitt den Wert 1 : 1. Erst in höheren Regionen, in den Gipfel- und Kammlagen, ändert sich das Verhältnis zugunsten der Andauer der Aufbauphase im Naab-Regen-Gebiet etwa oberhalb 800 m ü. NN (Abb. 3).

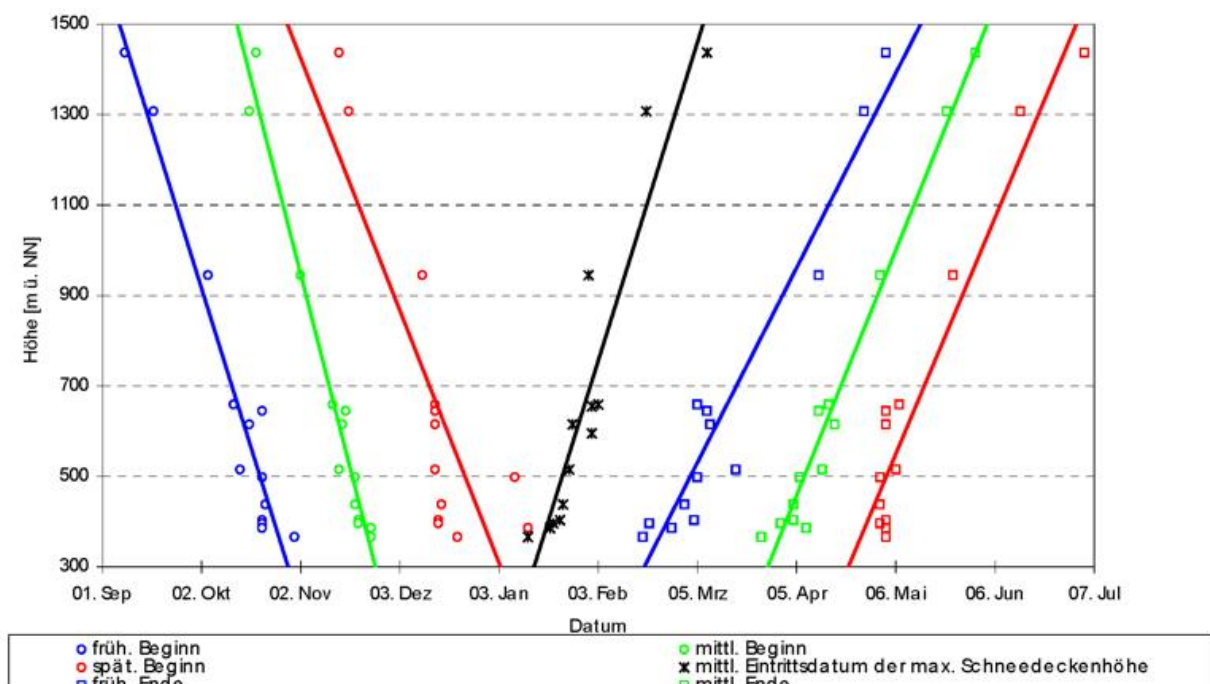


Abb. 3 Beginn und Ende der Schneedeckenzeit und mittl. Eintrittsdatum der max. Schneedeckenhöhe in Abhängigkeit von der Geländehöhe, Einzugsgebiet Naab-Regen, 1961/62 bis 1990/91.

Im Mittel verzögert sich das Eintrittsdatum der maximalen Schneedeckenhöhe um ca. 2 bis 3 Tage je 100 m Höhenzunahme. In Höhenlagen über 1000 m ü. NN wird deshalb der Kulminationspunkt nicht selten erst im Spätwinter erreicht. Darauf folgt in der Regel ein rascher Abbau der Schneedecke. Das Eintrittsdatum der maximalen Schneedeckenhöhe muss nicht mit dem Eintrittsdatum des maximalen Wasseräquivalents übereinstimmen.

Die großräumige Verteilung der mittleren Schneedeckendauer wird in Abb. 2 dargestellt. Das Tiefland zeigt gegenüber den stärker gegliederten Gebirgsräumen erwartungsgemäß eine gleichmäßigere regionale Verteilung der Schneedeckendauer. Bis zu einer Höhe von 200 bzw. 300 m ü. NN bewegen sich die Andauerwerte – ohne deutlich erkennbare Beziehung zur Höhenlage – zwischen Werten von weniger als 20 Tagen bis zu mehr als 40 Tagen. Hier dominiert offenkundig der unterschiedliche ozeanische bzw. binnenländische Einfluss. So werden im Niederrheinischen Tiefland, im Münsterland und im Oberrheinischen Tiefland im Mittel verbreitet weniger als 20 Tage beobachtet. Demgegenüber sind besonders in den östlichen Teilen Schleswig-Holsteins sowie in Mecklenburg-Vorpommern mittlere Werte der Schneedeckendauer zwischen 40 und 60 Tagen vorherrschend.

In den Mittelgebirgen steigt die Schneedeckendauer mit der Geländehöhe rasch an und erreicht im Durchschnitt in den Kamm- und Gipfellagen Werte von über 150 Tagen (s. Abb. 4, Naab-Regen-Gebiet).

Regional können die Werte z. T. stark abweichen. Im Harz (Brocken 1142 m ü. NN) werden bis zu 180 Tage, im Erzgebirge (Fichtelberg 1214 m ü. NN) ca. 170 Tage, im südlichen Schwarzwald (Feldberg 1493 m ü. NN) etwa 190 Tage und im Bayerischen Wald (Großer Arber 1457 m ü. NN) um 180 Tage gemessen. Auf der Schwäbischen Alb werden hingegen in ca. 1000 m Höhe nur etwa 100 Tage im vieljährigen Mittel erreicht.

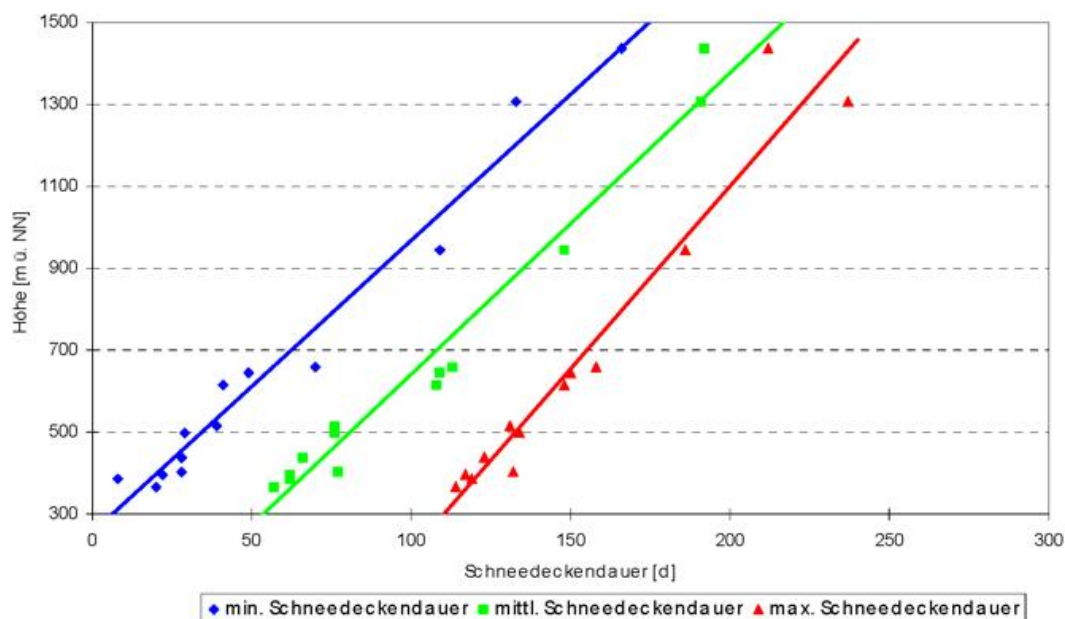
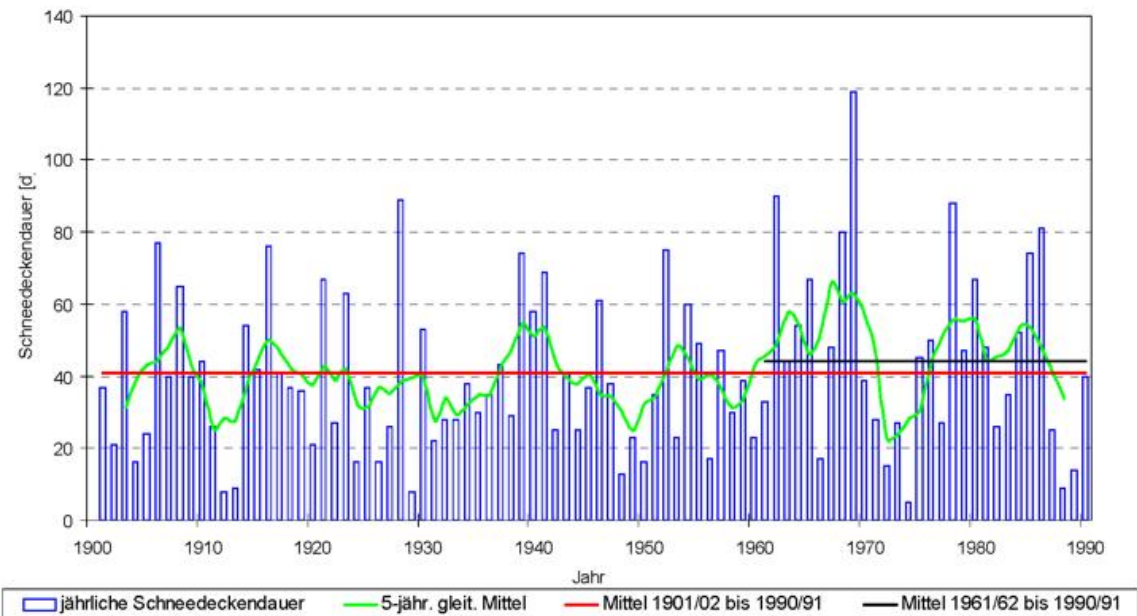


Abb. 5 Schneedeckendauer (in Tagen) von Potsdam, Jahresreihe 1901/02 bis 1990/91.



Die Abhängigkeit der Schneedeckendauer von der Geländehöhe ist auch für das Süddeutsche Schichtstufenland ausgeprägt, wo deutliche Unterschiede in der Dauer der Schneebedeckung gegenüber dem Kraichgau und dem Main-Regnitz-Gebiet zu beobachten sind.

Mit Annäherung an die Alpen ist eine spürbare Zunahme der Schneedeckendauer zu verzeichnen. In Höhen über 1500 m ü. NN werden mehr als 200 Tage ermittelt, und im Gebiet der Zugspitze, in ca. 3000 m Meereshöhe, liegt durchschnittlich an 350 Tagen im Jahr eine Schneedecke.

Mit zunehmender Geländehöhe und mit der Verstärkung des binnenländischen Einflusses auf das Klima werden winterliche Frostperioden seltener unterbrochen. Die Schneedeckenentwicklung unterliegt einer größeren Kontinuität, und die Veränderlichkeit der Schneedeckendauer wird geringer.

Für das Andauerverhalten der Schneedecke sind außer großen regionalen Unterschieden auch starke Schwankungen im langjährigen Gang zu beachten. Die einzelnen Jahreswerte der betrachteten Parameter können erheblich von den in den Karten dargestellten Mittelwerten des untersuchten 30-jährigen Zeitraumes abweichen.

Diese Variabilität wird aus Abbildung 5 ersichtlich, in der die jährliche Schneedeckendauer für die Station Potsdam als 90-jährige Zeitreihe dargestellt wurde.

Im „Hydrologischen Atlas von Deutschland“ wurden diese und weitere Darstellungen zum Andauerverhalten der Schneedecke mit ausführlicher Interpretation veröffentlicht.

Literatur

Hydrologischer Atlas von Deutschland; Herausgeber: Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit; Kartenblatt 2.10 Mittleres Andauerverhalten der Schneedecke; Berlin, 2000

Langzeitänderungen der Wassertemperatur an der deutschen Ostseeküste

P. Hupfer, B. Tinz

Einleitung

Die Oberflächenwassertemperatur des Meeres (SST, sea surface temperature) ist eine wichtige Größe zur Beschreibung des Klimasystems der Erde, insbesondere der Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre. Die Zustandsgröße Wassertemperatur ist mit vielen Prozessen im Ozean und in der Atmosphäre verbunden. Das trifft auch auf die Ostsee als kleines Nebenmeer des Atlantischen Ozeans und in diesem auf die deutschen Küstengewässer zu. Die Auswertung der zahlreich vorliegenden Beobachtungen führte zu einer guten Kenntnis des mittleren thermischen Regimes (z.B. Müller-Navarra und Ladewig 1997). Langzeitänderungen der SST in der Beltsee fanden schon früh Aufmerksamkeit, zumal die bis in die fünfziger Jahre besonders im Herbst und Sommer andauernde Erwärmung bereits mit biologischen und anderen Veränderungen einher ging (Hupfer 1962).

Zieht man für entsprechende Untersuchungen nicht nur Messungen aus dem offenen Meer (so von den Feuerschiffen), sondern auch von Küstenstationen heran, so muss beachtet werden, dass im ufernahen Bereich besonders veränderliche thermische Verhältnisse herrschen (Hupfer 1974). In der im Allgemeinen nur einige 100 m seewärts sich erstreckenden „Zone des extremen Temperaturverhaltens“ besteht ein starker, jahreszeitlich nach Richtung und Betrag wechselnder horizontaler Temperaturgradient, dessen aktuelle Ausprägung von der Einstrahlung und den Windverhältnissen abhängig ist. Dynamische Prozesse wie der Auftrieb von Wassermassen aus tieferen Schichten verleihen dem Wassertemperaturfeld dort eine ausgeprägte Veränderlichkeit. Je nach Lage der Messpunkte besitzen die Daten von Küstenstationen daher eine unterschiedliche Repräsentativität.

Im Rahmen des Bund-Länder-Vorhabens „Klimaänderung und Küste“ wurden die thermischen Verhältnisse in der westlichen Ostsee im Hinblick auf ihr beobachtetes Langzeitverhalten, ihren Zusammenhang mit meteorologischen Feldgrößen und die Abschätzung der künftigen Entwicklung eingehend untersucht (Tinz 1999, Tinz und Hupfer 1999).

Beobachtete Langzeitänderungen

Die Daten von Zeitreihen der SST von 6 Küstenstationen und 5 heute nicht mehr bestehenden Feuerschiffen wurden ausgewertet. Die nachfolgenden Analysen basieren auf den Zeitreihen von Travemünde (08/1946-12/1997) und von dem im Seegebiet zwischen Gedser und Fischland gelegenen dänischen Feuerschiff Gedser Rev (01/1897-03/1976). Es handelt sich um tägliche Messungen zum 08 UTC-Termin, die in Form von Monatsmittelwerten weiter verwendet wurden. Wesentliche statistische Daten der Referenzperiode 1947-1975 können der Tab. 1 entnommen werden.

Monat	Travemünde				FS Gedser Rev			
	SST	s	Max.	Min.	SST	s	Max.	Min.
J	2,2	1,3	5,7	-0,2	2,5	0,9	5,0	0,0
F	1,8	1,3	4,1	-0,6	1,4	1,2	4,0	-0,6
M	2,6	1,5	5,4	0,5	1,6	1,4	4,2	-0,6
A	6,3	1,1	8,5	4,0	4,1	1,2	6,1	1,8
M	11,4	1,1	13,5	9,1	8,0	1,0	9,9	5,9
J	16,0	0,9	17,4	14,2	13,0	1,0	14,4	10,3
J	17,8	1,6	20,8	15,1	15,9	1,3	18,1	13,0
A	18,1	1,4	20,6	15,5	16,5	1,2	18,8	14,6
S	15,8	1,2	18,6	13,7	15,0	1,2	17,6	12,9
O	11,9	0,8	13,6	9,7	11,8	0,8	13,8	10,2
N	7,7	0,8	9,4	6,1	8,2	0,6	9,3	7,0
D	4,6	1,2	7,3	2,3	4,9	0,8	6,4	2,9

Tab. 1 Monatsmittelwerte der Oberflächenwassertemperatur (SST in °C, 08 UTC-Termin), deren Standardabweichung (s in K) sowie die maximalen und minimalen Monatsmittelwerte (Max., Min. in °C) für Travemünde und das Feuerschiff Gedser Rev im Zeitraum 1947-1975.

Die auf die genannte Referenzperiode bezogenen Anomalien der Jahresmittel zeigen im dargestellten Zeitraum ein oszillatorisch anmutendes Verhalten ohne durchgehenden Trend (Abb. 1).

In allen Jahreszeiten fällt eine von etwa 1930 bis in die 1950er Jahre reichende Phase mit überdurchschnittlichen Werten auf, die die wärmste der letzten 100 Jahre war und in Zusammenhang mit der als „Erwärmung der Arktis“ bekannten weltweiten Temperaturerhöhung steht (Hupfer 1962). Bis 1965 fallen die Werte wieder, danach folgt ein Maximum um 1970 sowie nach 1980 ein Anstieg bis in die 1990er Jahre. Besonders in der zweiten Hälfte des dargestellten Zeitraumes verlaufen die saisonalen Schwankungen der SST im wesentlichen gleichsinnig.

Eine eingehende Analyse der Häufigkeitsverteilungen der SST und ihrer Veränderungen ist bei Tinz 1999 ausgeführt. Insgesamt entspricht der Verlauf dieser Größe der Lufttemperatur in dieser Region.

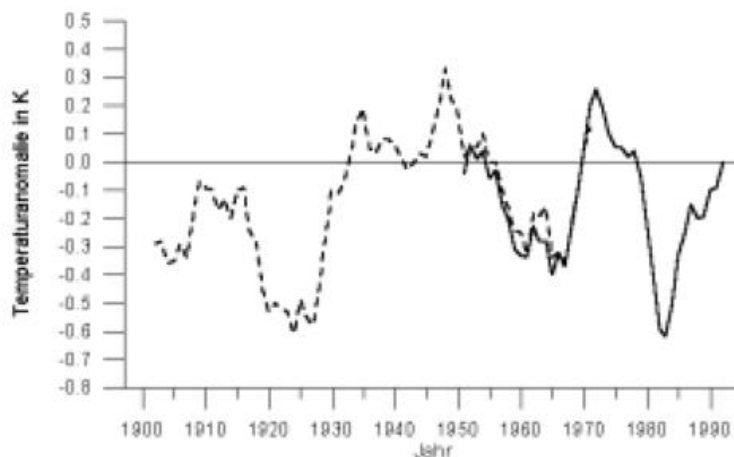


Abb. 1 Elfjährig übergreifend gemittelte, auf den Zeitraum 1947-1975 bezogene Anomalien der Jahresmittelwerte der Oberflächenwassertemperatur (08 UTC-Termin) für das FS Gedser Rev (gestrichelt, 1879-1976) und Travemünde (ausgezogen, 1947-1997).

Statistischer Zusammenhang mit Feldern meteorologischer Größen

Es wurden Korrelationsfelder (Pearsonsche Korrelationskoeffizienten) der Monatsmittel der SST und der $5^\circ \times 5^\circ$ -Felder von Lufttemperatur (Jones-Datensatz) und Luftdruck (NCAR-Datensatz) für den in Abb. 2 gezeigten Raum berechnet.

Die Korrelationsfelder SST/Luftdruck weisen im Jahresverlauf zwei Grundmuster auf. Zwischen Dezember und März/April ist das Feld durch die die Winterstrenge in Europa bestimmende Nordatlantische Oszillation mit signifikant positiven Korrelationskoeffizienten im Norden und entsprechend negativen im Süden gekennzeichnet. Zwischen Juni und August existiert dagegen ein Gebiet signifikant positiver Korrelation mit dem Zentrum über Südschweden. In der übrigen Zeit findet die Umstellung zwischen diesen Grundmustern statt.

Die Korrelation zwischen der SST und dem Lufttemperaturfeld wurden sowohl synchron als auch bis zu 3 Monaten verschoben berechnet. Im synchronen Fall wird in allen Monaten ein nahezu stationäres Gebiet um die deutsche Ostseeküste herum mit signifikanten positiven Korrelationskoeffizienten (für Gedser Rev zwischen $r_0 = 0,55$ im Mai und $r_0 = 0,82$ im August) gefunden (Abb. 2). Die ausgeprägte Autokorrelation der SST und die Besonderheiten des Temperaturfeldes in unmittelbarer Küstennähe erhöhen die mittels der Korrelation nicht erklärte Varianz.

Quantitative statistische Beziehungen zwischen der Lufttemperatur im Gebiet maximaler Korrelation (50° - 60° N, 5° - 15° E) und der SST wurden für die längsten möglichen Zeiträume mittels linearer Regression aufgestellt. Dabei fanden als Prädiktoren nur Lufttemperaturdaten Verwendung, um die Anwendung der Regressionsgleichungen

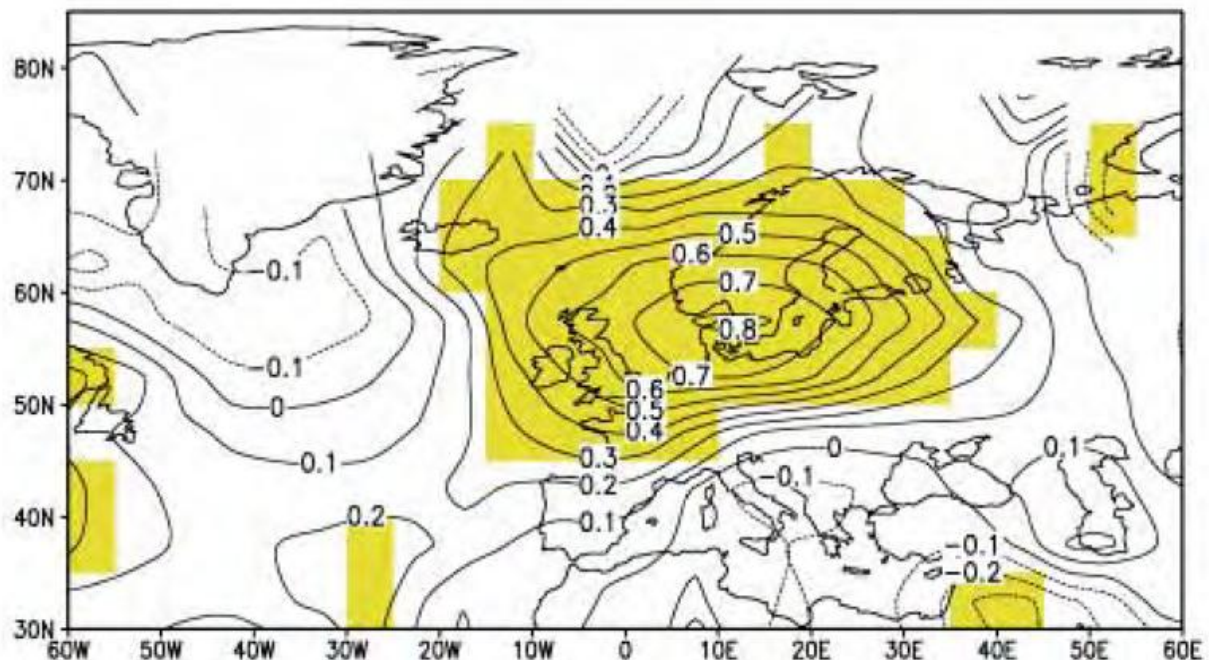


Abb. 2 Korrelationsfeld der Monatsmittelwerte der Oberflächenwassertemperatur T_w am FS Gedser Rev (08 UTC-Termin) und der Lufttemperatur im nordatlantisch-europäischen Raum im Zeitraum 1897-1975 für den Monat August. In den gelb unterlegten Bereichen sind die Korrelationskoeffizienten mit einer Wahrscheinlichkeit von $\geq 95\%$ von Null verschieden. Wenn an Gitterpunkten die Zahl der Wertepaare < 20 ist, sind die Korrelationskoeffizienten nicht dargestellt worden.

Monat	In den Regressionsgleichungen enthaltene Variablen	r_0	r_m	rmse K	eV %
J	TT_0, TT_{-1}, TT_{-2}	0,90	0,92	0,55	79,1
F	TT_0, TT_{-1}, TT_{-2}	0,86	0,90	0,57	70,0
M	TT_0, TT_{-1}, TT_{-2}	0,88	0,91	0,62	82,8
A	$TT_0, TT_{-1}, TT_{-2}, TT_{-3}$	0,80	0,85	0,56	72,4
M	$TT_0, TT_{-1}, TT_{-2}, TT_{-3}$	0,69	0,83	0,59	68,4
J	TT_0, TT_{-1}	0,77	0,77	0,65	59,8
J	TT_0, TT_{-1}, TT_{-3}	0,86	0,87	0,74	76,4
A	TT_0, TT_{-1}	0,88	0,91	0,62	77,6
S	TT_0, TT_{-1}, TT_{-2}	0,81	0,84	0,65	71,2
O	TT_0, TT_{-1}, TT_{-2}	0,78	0,79	0,50	58,2
N	TT_0, TT_{-1}, TT_{-2}	0,73	0,79	0,55	56,6
D	TT_0, TT_{-1}, TT_{-2}	0,77	0,80	0,67	62,4

Tab. 2 Angaben zur Berechnung der Monatsmittel der Wassertemperatur für Travemünde zum 08 UTC-Termin (1947-1990) aus der Monatsmitteln der Lufttemperatur des Gebietes 50-60° N, 5-15° E. TT = Lufttemperatur, Indizes: 0 = gleicher Monat, -1 = Vormonat usw., r_0 = Pearsonscher Korrelationskoeffizient für den gleichen Monat, r_m = multipler Pearsonscher Korrelationskoeffizient, rmse = Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung, eV = erklärte Varianz. Alle Korrelationskoeffizienten sind mit einer Wahrscheinlichkeit von $\geq 95\%$ von Null verschieden.

auf Klimamodelldaten zu ermöglichen. Daher blieben hochkorrelierte SST-Daten der jeweiligen Vormonate unberücksichtigt. Angaben zu den für Travemünde verwendeten Prädiktoren sowie zur Güte der Regression enthält Tab. 2.

Für diese Küstenstation ist die Korrelation mit der Lufttemperatur höher als am Feuerschiff, gleichzeitig ist die Autokorrelation der SST geringer. Zur Zahl der Prädiktoren ist zu bemerken, dass zunächst der Prädiktor mit dem höchsten Korrelationskoeffizienten berücksichtigt wird, danach jeweils der Prädiktor mit der höchsten Korrelation zu den Residuen, bis keine signifikante Korrelation mehr besteht. Zwischen den beobachteten und berechneten SST-Daten bestehen keine signifikanten Unterschiede (vgl. auch Tab. 1 und 3). Nach Testung der Regression an unabhängigen Datenkollektiven kann festgestellt werden, dass die Methode (Tinz 1999) geeignet ist, die Monatsmittel der SST aus dem regionalen Lufttemperaturfeld abzuschätzen.

Abschätzung der Entwicklung im 21. Jahrhundert

Die gefundenen Regressionsgleichungen wurden auf Lufttemperaturdaten aus verschiedenen Läufen des gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modells ECHAM4/OPYC3 (Roeckner et al.1998) angewendet. Im Kontrolllauf (Control), in dem das heutige Klima simuliert wird, wird die Konzentration von Treibhausgasen auf dem Niveau von 1990 konstant gehalten. Im Treibhausgasexperiment (GHG) wird diese Konzentration von 1860 bis 1990 entsprechend den Beobachtungen und danach gemäß dem Szenario IS92a verwendet, was einem Anstieg des CO_2 - Gehaltes bis Modelljahr 2100 um das 2,5fache des vorindustriellen Wertes entspricht (Houghton et al. 1996). In einem weiteren Modelllauf (gerechnet bis Modelljahr 2049)

wird zusätzlich die zeitliche Änderung des abkühlend wirkenden Sulfataerosols (GHG + SUL) berücksichtigt.

In Abb. 3 ist der drastische Anstieg der SST im 21. Jahrhundert, der in allen Monaten zwischen 3 und 4 K gegenüber den gegenwärtigen Verhältnissen beträgt, zu sehen. Die Kurve der Beobachtungswerte fügt sich gut in die der modellierten Werte ein.

Aus Tab. 3 können die Monatswerte für Travemünde entnommen werden. Unter Hinzuziehung der Beobachtungswerte in Tab. 1 kann festgestellt werden, dass sich die aus den Regressionsbeziehungen und aus den Modelldaten bestimmten Werte für das 20. Jahrhundert nur unwesentlich voneinander unterscheiden. Die Differenzen sind durchgängig $\leq 0,5$ K.

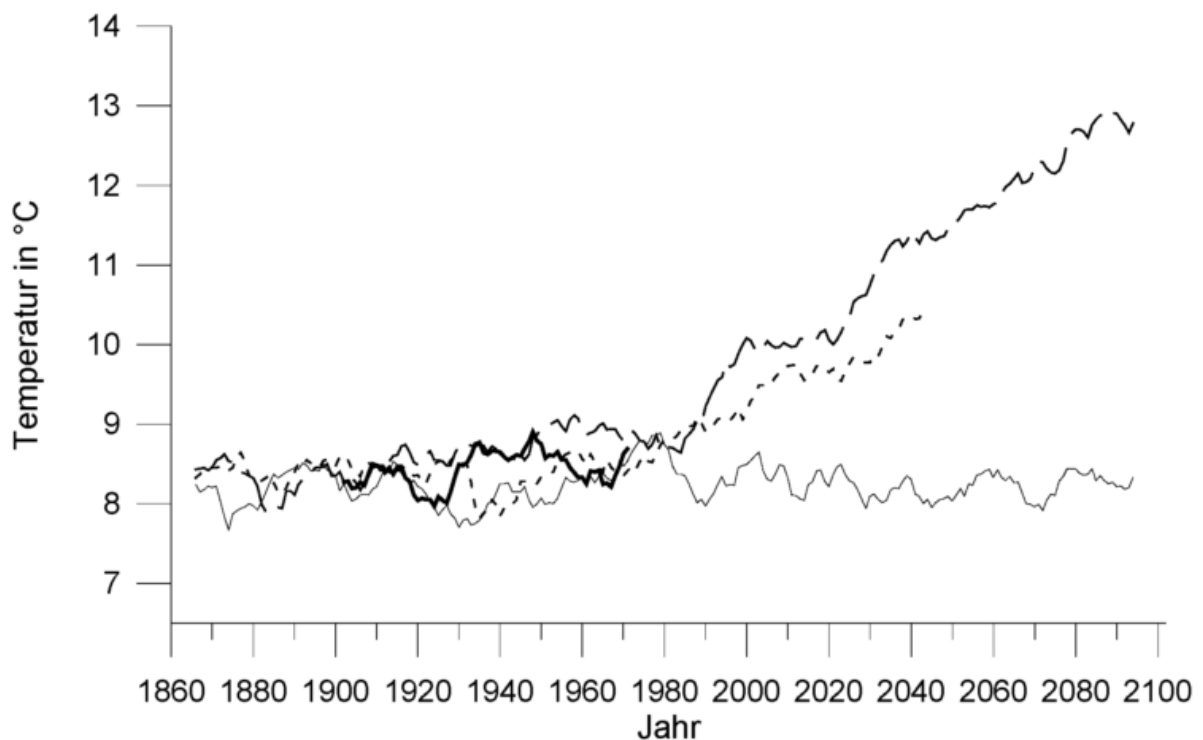


Abb. 3 Elfjährig übergreifend gemittelte Jahresmittelwerte der Oberflächenwassertemperatur am FS Gedser Rev 1897-1976 zum 08 UTC-Termin. Dargestellt sind die Temperaturen nach den Beobachtungen (fett), nach dem Kontrolllauf über den gesamten Zeitraum (dünn) sowie nach den Klimamodellläufen GHG+Sulfat (punktiert, 1860-2049) und GHG (gestrichelt, 1860-2099). Begriffserklärung im Text.

Monat	20. Jahrhundert				21. Jahrhundert			
	1901/90 Regressi on	MJ 1901/90 Control	MJ 1901/90 GHG+Sulfat	MJ 1901/90 GHG	MJ 2040/49 GHG+Sulfat	MJ 2040/49 GHG	MJ 2090/99 GHG	MJ 2090/99 Control
J	2,2	2,3	2,2	2,5	4,4	5,6	6,8	1,6
F	1,8	1,6	1,8	1,8	3,2	4,1	4,8	1,5
M	2,6	2,3	2,6	2,7	4,4	5,2	6,1	2,7
A	6,2	5,9	6,2	6,3	8,3	8,5	9,8	5,9
M	11,3	11,0	11,3	11,6	13,5	14,1	15,5	10,8
J	15,7	15,4	15,7	16,0	17,6	18,3	19,5	15,3
J	17,7	17,6	17,8	18,1	19,9	21,1	22,5	17,7
A	17,7	17,6	17,7	18,1	20,2	21,5	23,2	17,5
S	15,3	15,1	15,3	15,6	17,5	18,4	20,2	15,1
O	11,7	11,4	11,7	11,9	13,2	13,8	15,3	11,2
N	7,6	7,4	7,6	7,9	9,3	10,3	11,6	7,5
D	4,3	4,1	4,3	4,6	6,2	7,4	9,9	4,3
Jahr	9,5	9,3	9,5	9,8	11,5	12,4	13,7	9,3

Tab. 3 Monats- und Jahresmittelwerte der Wassertemperatur für Travemünde in °C (08 UTC-Termin) nach Berechnung aus Lufttemperaturdaten (Regression) und nach verschiedenen Klimamodellrechnungen (Control sowie GHG und GHG+Sulfat (nach dem Treibhausgas-Szenario IS92a). MJ = Modelljahr, weitere Begriffserklärungen im Text.

Bei der Bewertung dieser Ergebnisse ist stets zu berücksichtigen, dass neben Fehlern, die durch die noch vorhandene Unvollkommenheit des Klimamodells enthalten sind, die angenommene künftige Treibhausgasentwicklung hypothetisch ist. Des Weiteren sind künftige, heute nicht abschätzbare natürliche Klima- und Zirkulationsschwankungen nicht in den Klimamodellläufen berücksichtigt. Ferner wird angenommen, dass die gefundenen Regressionsbeziehungen ihre Gültigkeit auch noch im Anomaliebereich von 3-4 K bezüglich der bisherigen Mittelwerte behalten. Einzelheiten zu diesen Abschätzungen können wiederum Tinz 1999 entnommen werden.

Konsequenzen der Langzeitänderungen

Sowohl die seit Vorliegen von Beobachtungen eingetretenen als auch die oben abgeschätzten Änderungen der SST im Bereich der deutschen Ostseeküste sind mit beträchtlichen Folgen verbunden. Im Winter betrifft das das Vorkommen von Meereis, das in strengen Wintern den Schiffsverkehr lahm legen und Monate andauern kann. Mit gleichem methodischen Herangehen wie hier konnte gezeigt werden, dass in diesem Seegebiet ebenso wie in der gesamten Ostsee mit einem dramatischen Rückgang des Auftretens von Meereis in den kommenden Jahrzehnten gerechnet werden kann (Tinz 1998).

Die veränderlichen thermischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet sind mit entsprechenden Schwankungen der Dauer der Badesaison (Zeitraum, in der die SST zum 08 UTC-Termin ohne größere Unterbrechungen ≥ 15 °C beträgt) verbunden. Dauerte diese in Travemünde für den Zeitraum 1947-1975 im Mittel 104 Tage/Jahr, so kann dieser Wert bei der erwarteten Erhöhung der SST bis auf > 150 Tage steigen. Höhere Luft- und Wassertemperaturen führen in bioklimatologischer Hinsicht zu einer größeren Häufigkeit der Tage mit thermischen Komfortbedingungen, was

das Bäderwesen an dieser Küste noch attraktiver gestalten kann. Nicht zuletzt führt die ganzjährig zu erwartende Temperaturerhöhung zusammen mit möglicherweise eintretenden Salzgehaltsschwankungen zu ökologischen Änderungen für Fauna und Flora, was wiederum wirtschaftliche Konsequenzen nach sich ziehen kann.

Danksagung

Wir danken dem Max-Planck-Institut für Meteorologie und dem Deutschen Klimarechenzentrum, beide Hamburg, für die Bereitstellung der Klimadaten und Beratung. Unser Dank gilt ebenfalls dem Institut für Ostseeforschung Warnemünde sowie der Wasser- und Schifffahrtsdirektion Nord Kiel für die Überlassung von Wassertemperaturdaten. Die Untersuchung wurde durch das Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie gefördert (Förderkennzeichen 01LK9304).

Literatur

- Houghton, J. T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A., Maskell, K. (eds.): Climate Change. The Science of Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge 1996, S. 23
- Hupfer, P.: Meeresklimatische Änderungen im Gebiet der Beltsee seit 1900. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, 2. Ser., 17(1962)4, 355-512
- Hupfer, P.: Über die Eigenschaften des Wassertemperaturfeldes in der ufernahen Zone der westlichen Ostsee. Geophys. Veröff. Univ. Leipzig 1(1974), 59-89
- Müller-Navarra, S.H., Ladewig, N.: Über Wassertemperaturen an deutschen Küsten. Die Küste (Heide i. Holst.) Heft 59 (1997), 1-26
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schlese, U., Schulzweida, U.: The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate. Max-Planck-Inst. f. Meteor. Hamburg, Report 218 (1996)
- Tinz, B.: Sea ice winter severity in the German Baltic in a greenhouse gas scenario. Dt. Hydrogr. Z. 50(1998)1, 33-45
- Tinz, B.: Der thermische Impakt von Klimaschwankungen im Bereich der deutschen Ostseeküste. Diss., FU Berlin, FB Geowissenschaften 1999 (im Druck erschienen im Skaker-Verlag, Aachen - Maastricht 2000)
- Tinz, B., Hupfer, P.: Zum Verhalten der Wassertemperatur und bioklimatischer Parameter im Bereich der deutschen Ostseeküste. Die Küste (Heide i. Holst.) Heft 61 (1999), 211-230

Langfristige Abnahme der Globalstrahlung

S. Trepte, P. Winkler

Die Klimaänderung ist ein vieldiskutiertes Thema und die Modellprognosen deuten auf eine Erwärmung hin. Eine wichtige Frage ist, ob sich die zu erwartenden Änderungen an langen Messreihen bestätigen lassen.

Die an der Station Hohenpeißenberg gemessene Globalstrahlung ist während der letzten 47 Jahre zurückgegangen. Das Phänomen der langfristigen Strahlungsabnahme wird auch an anderen deutschen Stationen wie Hamburg, Norderney, Braunlage, Würzburg und Weihenstephan beobachtet (Liepert und Kukla, 1997). Der Rückgang am Hohenpeißenberg beträgt 2,6% pro Dekade für Sonnenhöhen größer 10°.

Als Ursache der langfristigen Strahlungsänderung kommen eine Zunahme der atmosphärischen Trübung und/oder eine Veränderung der Bewölkung in Frage. Zur Untersuchung stehen die Strahlungsmessreihen der Globalstrahlung (G) und diffusen Himmelsstrahlung (D) sowie die direkte Beobachtung der Bewölkung in stündlicher Auflösung zur Verfügung.

Die Einstrahlung ist vom Sonnenstand abhängig und es existieren ausgeprägte Tages- und Jahresgänge. Diese Variabilität muss zunächst durch eine geeignete Normierung eliminiert werden, wofür die berechnete Strahlung einer reinen Rayleigh-Atmosphäre anhand der Formel von Berlage (1928) verwendet wird:

$$G_{0R} = 0,5 I_0 \sin h (1 + q(m)^m)$$

- mit I_0 = Solarkonstante als Funktion der Abstandes Sonne-Erde
 h = Sonnenhöhe
 $q(m)$ = Transmissionsfaktor der Rayleighstreuung (VDI 3789, 1999)
 m = optische Dicke als Funktion von Luftdruck und Sonnenhöhe (Kasten und Young, 1989)

Die normierte Größe G/G_{0R} liegt im Wertebereich zwischen 0 und 1 und kann aufgrund von Reflexionen an Wolken und Schnee auch Werte etwas über 1 annehmen. Die hier vorgenommene Auswertung beschränkt sich auf die strahlungsintensiven Stunden mit einem Sonnenstand von über 10° über dem Horizont.

Abbildung 1 zeigt den Verlauf der normierten Globalstrahlung als Abweichungen vom langjährigen Mittel. Der stärkste Rückgang ist während der Winter- und Frühjahrsmonate zu beobachten. Im Gesamtzeitraum beträgt die Abnahme rund 12%. Werden nur solche Stunden betrachtet, bei denen durchgehend die Sonne geschienen hat, d.h. die direkte solare Strahlung mindestens 120 W/m² betrug, so ist die Globalstrahlungsabnahme mit 1,6% pro Dekade moderater, aber dennoch signifikant. Bei 100% Sonnenscheindauer (SSD) während einer Stunde sind im Mittel 3 Achtel Bewölkung vorhanden, nur etwa 13% dieser Fälle sind völlig wolkenfrei. Auch während der wolkenlosen Situationen ergibt sich ein Rückgang von G/G_{0R} von 1,4%, was auf eine Zunahme der Trübung der Atmosphäre durch Aerosol und Wasserdampf hinweist. Im Fall der Bewölkung hat die Häufigkeit von Cirrus in den

letzten 47 Jahre dramatisch zugenommen, bei etwa gleichbleibendem mittleren Bedeckungsgrad. Die Häufigkeitszunahme beträgt 8,1% pro Dekade (Abb. 2) und könnte für die Abnahme der Globalstrahlung verantwortlich sein. In den Beobachtungen ist auch ein nicht vernachlässigbarer Anteil an Kondensstreifen von Flugzeugen als „künstliche“ Cirruswolken enthalten. Diese können innerhalb der Hauptflugrouten 10 bis 20% zu der Bedeckung mit natürlichen Cirren beitragen (Khvorostyanov und Sassen, 1998; Sausen et al., 1998). Mit zunehmendem Flugverkehr wird sich dieser Anteil vermutlich weiter erhöhen.

Die vermehrte Streuung an Cirren wirkt andererseits dem erwähnten Trübungseffekt teilweise entgegen. Eine Korrelationsrechnung mit dem Wert von G/G_{OR} und der Häufigkeit von Cirrus ergibt eine schwache Beziehung von $r=-0,44$, so dass damit nur etwa 20% der Globalstrahlungsabnahme erklärt werden kann.

Ein direktes Maß für die atmosphärische Trübung ist die Extinktion, wobei hierfür jedoch keine Zeitreihen vorliegen. Die diffuse Strahlung (D) als Streustrahlung an Partikeln und Wolkentröpfchen kann als indirekte Trübungsgröße herangezogen werden. Bei wolkenlosem Himmel ist das Verhältnis D zu G gering und wird durch das atmosphärische Aerosol (Dunst) bestimmt. Bei völlig bedecktem Himmel ist $D=G$. Zur Eliminierung der Jahres- und Tagesgänge wird auch hier eine Normierung mit der diffusen Strahlung einer Rayleigh-Atmosphäre vorgenommen.

Es zeigt sich, dass D/D_{OR} bei Sonnenhöhen größer 10° ebenfalls langfristig abgenommen hat und zwar um 5,3% pro Dekade mit Maximalwerten in den Sommermonaten. Bei 100% Sonnenschein beträgt die Abnahme 3,4%, bei wolkenlosem Himmel ist ein Rückgang um 3,7% zu beobachten. Der negative Trend wird auch bei Liepert und Kukla (1997) für die Stationen Hohenpeißenberg und Hamburg beschrieben (bis 1990). Die Untersuchungen zeigen eine relativ starke D -Abnahme bei wolkenlosem

Himmel und flach stehender Sonne, welches demnach eher auf eine Abnahme der Trübung hindeutet.

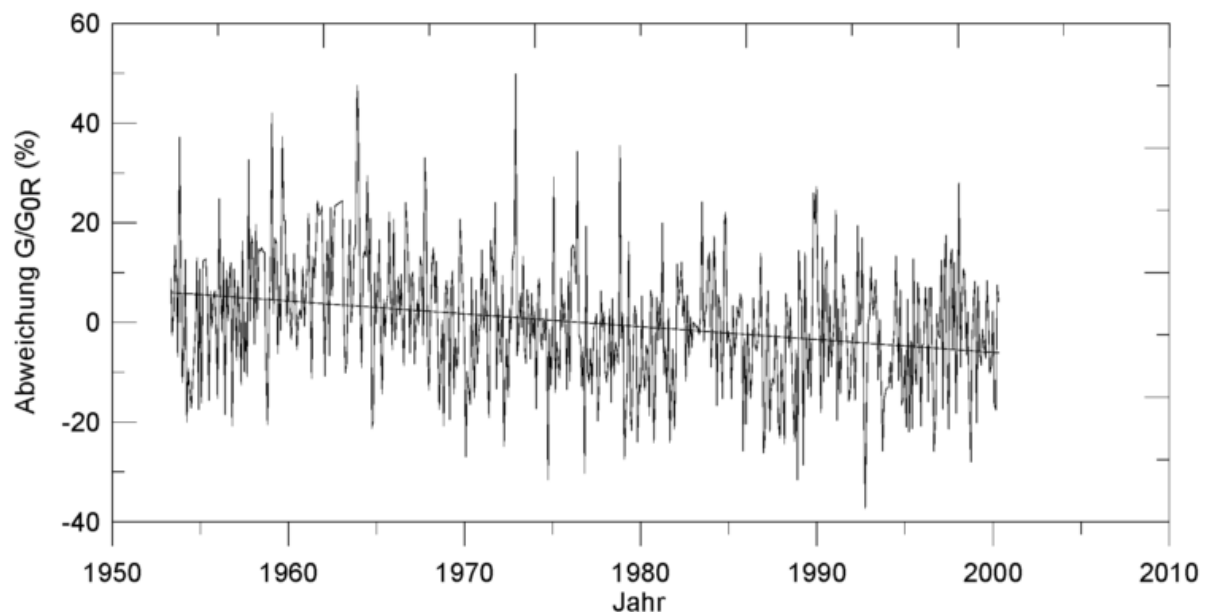


Abb. 1 Verlauf der monatlichen Abweichungen der normierten Globalstrahlung vom langjährigen Mittel am Hohenpeißenberg für Sonnenhöhen größer 10° und Verlauf des Trends.

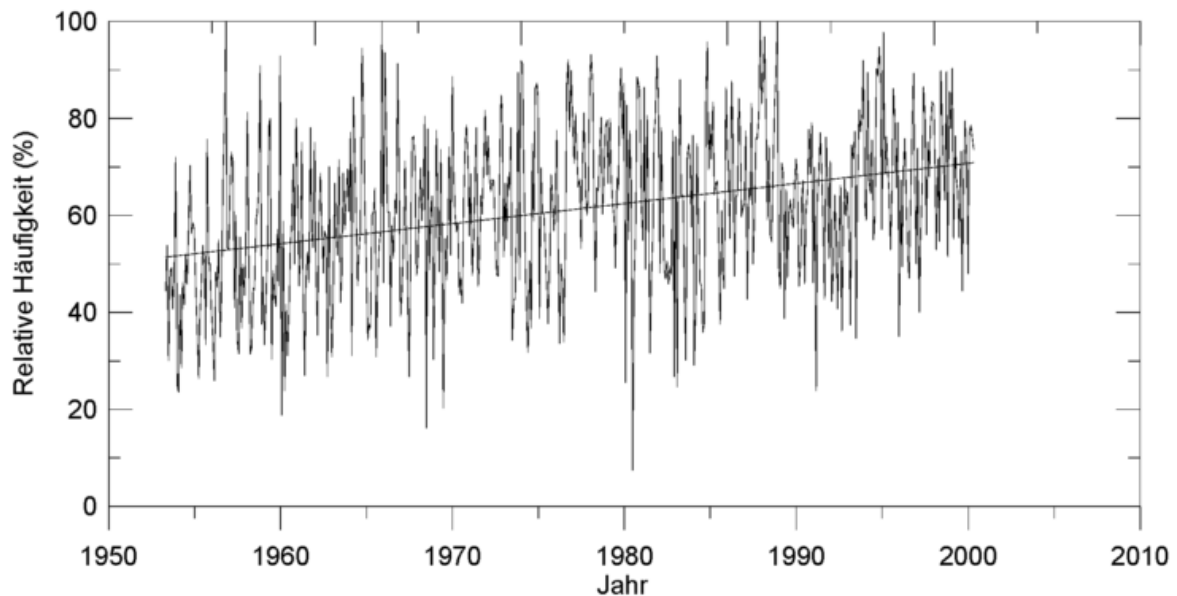


Abb. 2 Monatsmittelwerte der relativen Häufigkeit von Cirrus während Stunden mit Sonnenschein (und Sonnenhöhe größer 10°) im Zeitraum 1953-2000 mit Regressionsgerade.

Die Trübung wird bestimmt durch Streuung und Absorption. Mit der Abnahme der diffusen Strahlung bei wolkenfreiem Himmel ist auch der Streuanteil zurückgegangen, so dass für die Globalstrahlungsabnahme eine verstärkte Absorption verantwortlich ist.

Das entscheidende Medium hierfür ist der Wasserdampf, welcher auch Absorptionsbanden im Globalstrahlungsspektrum (0,3-2,7 µm) besitzt. Man geht davon aus, dass mit steigender Temperatur auch der Wasserdampfgehalt zunimmt. So müsste sich die langjährige Abnahme der Globalstrahlung bei wolkenlosen Bedingungen auch in anderen Messreihen wie Dampfdruck e (bzw. Taupunkt) und atmosphärische Gegenstrahlung A bestätigen lassen. Am Hohenpeißenberg wird die Gegenstrahlung erst ab 1990 routinemäßig gemessen, weshalb zur Bestimmung von längerfristigen Trends auf eine empirische Formel von Swinbank (1963) zurückgegriffen wird:

$$A = (T/T_*)^2 \sigma T^4 \quad T_* = 326,8 \text{ K}$$

Die Größe T ist die Lufttemperatur in 2 m Höhe und σ ist die Stefan-Boltzmann-Konstante mit dem Wert $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$. Die Formel gilt für wolkenlosen Himmel, zeigt aber auch bei $N < 3$ Achtel eine gute Übereinstimmung mit der Beobachtung (Abb. 3). Die Messwerte sind jedoch nicht endgeprüft und könnten noch leichte Inhomogenitäten aufgrund von Gerätewechsel besitzen. Die Gegenstrahlung hat einen typischen, dem Temperatur- und Feuchteverlauf ähnlichen Jahresgang mit Maximalwerten im Sommer und Minimalwerten im Winter. Die Maxima werden von der Berechnung etwas überschätzt. Der langjährige Verlauf zeigt deutlich eine Verringerung der Streuung, wobei auffällt, dass vor allem die Winterminima ansteigen. Dieses geht einher mit einer Zunahme der Westwetterlagen im Winter, wodurch häufiger feuchtere Luft herantransportiert wird (Bissolli, 1999a).

Die Untersuchungen langfristiger Trends von A (berechnet) und e im Zeitraum 1953 bis 2000 ergeben die in Tabelle 1 dargestellten Werte für verschiedene meteorologische Bedingungen

	Untersuchte Fälle	Trend pro Dekade (%)	Signifikanzniveau (%)
Gegenstrahlung A (Swinbank-Formel)	Wolkenlose Stunden	+ 0,49	99
	Stunden mit N<3/8	+ 0,32	99
	Wolkenlose Stunden, nachts	+ 0,76	< 95
	Nachts, N<3/8	+ 0,73	< 95
	9-15 MEZ, 100% SSD, N<3/8	+ 0,56	95
Dampfdruck e (aus gemessenem Taupunkt)	Wolkenlose Stunden	+ 0,93	< 95
	Stunden mit N<3/8	+ 0,36	< 95
	Wolkenlose Stunden, nachts	+ 0,81	< 95
	Nachts, N<3/8	+ 1,0	95
	9-15 MEZ, 100% SSD, N<3/8	+ 0,70	< 95

Tab. 1 Tendanalyse der Abweichungen vom langjährigen Mittel 1953-2000 der Gegenstrahlung und des Dampfdrucks am Hohenpeißenberg bei verschiedenen meteorologischen Bedingungen.

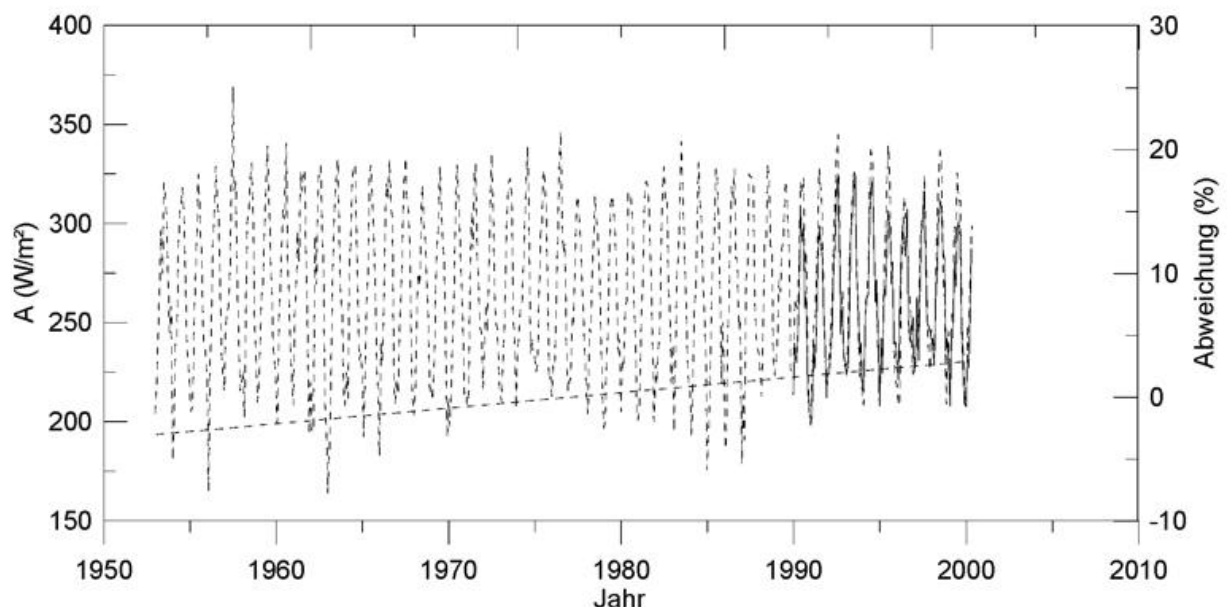


Abb. 3 Atmosphärische Gegenstrahlung am Hohenpeißenberg (Monatsmittelwerte) bei Gesamtbedeckungen $N < 3$ Achtel. Durchgezogene Linie: Beobachtung 1990-2000 (noch nicht endgeprüfte Werte); Gestrichelt: Berechnung mit der Swinbank-Formel 1953-2000; Gestrichelte Gerade: Trend der berechneten winterlichen Werte (Abweichung vom langjährigen Mittel Dez - Feb).

Der langfristige Anstieg von A und e ist eng verknüpft mit der beobachteten Temperaturzunahme am Hohenpeißenberg von 0,2 K pro Dekade (bei wolkenlosem Himmel) seit 1953, die zu einem höheren Wasserdampfgehalt der Luft führt. Abgesehen vom Cirrus ist jedoch eine verstärkte Wolkenbildung nicht zu beobachten, die Gesamtbedeckung hat sogar leicht abgenommen.

Es zeigt sich also, dass ein Teil der Globalstrahlungsabnahme durch Cirren und ein anderer Teil durch eine Zunahme des Wasserdampfgehalts der Atmosphäre verursacht wird. Obwohl dieses nur für die Daten der Station Hohenpeißenberg abgeleitet wurde, so ist dieses doch eine schlüssige Antwort auf die Klimaerwärmung, wodurch der globale Wasserkreislauf mitbeeinflusst, d.h. intensiviert wird.

Die durch die Klimaänderung bedingte troposphärische Temperaturzunahme hat eine Anhebung der Tropopause und eine Abkühlung der unteren Stratosphäre zur

Folge (Steinbrecht et al., 1998; Hoinka, 1998). Bei kälterer (höherer) Tropopause erhöht sich bei ausreichendem Feuchtegehalt die Wahrscheinlichkeit für Cirrusbildung. Die am Hohenpeißenberg beobachtete relative Häufigkeit von Cirrusbewölkung (vgl. Abb. 2) ist im langjährigen Mittel bei einer Tropopausenhöhe von 13 km um 28% größer als bei 9 km. Die Häufigkeit der Tropopausenhöhe 13 km (± 1 km) ist zwischen 1953 und 2000 um etwa 10% gestiegen.

Folgende Ursache-Wirkungsbeziehungen zur langfristigen Abnahme der Globalstrahlung lassen sich damit aufstellen: Die Klimaänderung führt zu einer höheren Temperatur in der unteren und mittleren Troposphäre. Die Folge ist ein erhöhter Wasserdampfgehalt und eine verstärkte Strahlungsabsorption sowie ein Anstieg der atmosphärischen Wärmestrahlung. Der Tropopausenanstieg ist mit verstärkter Cirrusbildung verbunden, wodurch ein größerer Teil der eintreffenden solaren Strahlung reflektiert wird. Zu einer positiven Rückkopplung bzgl. der Temperatur könnte es kommen, wenn der Erwärmungseffekt von Cirren aufgrund der absorbierten und reflektierten Infrarotstrahlung der Erde sich wegen der größeren Häufigkeit intensiviert (Bissolli, 1999b). Im gesamten komplexen Klimageschehen stellt dieser Effekt aber nur einen Teilaspekt dar.

Die Bedeutung langer meteorologischer Messreihen zur Dokumentation von Klimaveränderungen wird anhand dieser Untersuchungen sichtbar, denn damit wird eine detaillierte Aufklärung der komplexen Wechselwirkungen in der Atmosphäre ermöglicht. Die Untersuchungen werden fortgesetzt.

Danksagung

Diese Untersuchung wird vom Umweltministerium des Freistaates Bayern im Rahmen des Forschungsverbundes BayFORUV (Erhöhte UV-Strahlung – Folgen und Maßnahmen) finanziell gefördert.

Literatur

- Bissolli, P. (1999a) Kommen Westwetterlagen häufiger vor als früher? Klimastatusbericht 1999, Deutscher Wetterdienst: 42-47.
- Bissolli, P. (1999b) Klimastudien mit Kondensstreifen. *Naturw. Rdsch.* 5: 204-206.
- Berlage, W. (1928) Zur Theorie der Beleuchtung einer horizontalen Fläche durch Tageslicht. *Meteorologische Zeitschrift*, 54: 174-180.
- Hoinka, K.P. (1998) Statistics of the global tropopause pressure. *Mon. Weather Rev.*, 126: 3303-3325.
- Kasten, F. and A.T. Young (1989) Revised optical air mass tables and approximation formula. *App. Optics*, 28: 4735-4738.
- Khvorostyanov, V. and K. Sassen (1998) Cloud model simulation of a contrail case study: Surface cooling against upper tropospheric warming. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 25, No. 12: p. 2145
- Liepert, B.G. and G.J.Kukla (1997) Decline in Global Solar Radiation with Increased Horizontal Visibility in Germany between 1964 and 1990. *J. Climate*, 10: 2391-2401.
- Sausen, R., K. Gierens, M. Ponater and U. Schumann (1998) A Diagnostic Study of the Global Distribution of Contrails Part I: Present Day Climate. *Theor. Appl. Climatol.* 61: 127-141.
- Steinbrecht, W., H. Claude, U. Köhler and K.P. Hoinka (1998) Correlations between tropopause height and total ozone; Implications for long-term changes. *J. Geophys. Res.* 103: 19,183-19,192.
- Swinbank, W.C. (1963) Long-wave radiation from clear skies. *Quart. J.R. Met. Soc.* 89: 339-348.
- VDI-Richtlinie 3789, Blatt 3 Entwurf (1999) *Umweltmeteorologie, Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Oberflächen.*

Vulkanismus und Klima

P. Bissolli

Schon seit langem ist es bekannt, daß sich größere Vulkanausbrüche auf das Klima auswirken können, und zwar besonders auf die bodennahe Lufttemperatur. Als 1991 der Pinatubo auf den Philippinen ausbrach (Abb. 1), gab es für zwei Jahre eine vorübergehende globale Abkühlung um bis zu 0,5 Grad (Sachs und Graf 1998), dann stieg die Weltmitteltemperatur wieder deutlich an (Abb. 2). Ein noch berühmteres Beispiel ist der Tambora-Ausbruch im Jahr 1815, denn das darauffolgende Jahr 1816 ist als „Jahr ohne Sommer“ in Mitteleuropa und in den USA in die Klimageschichte eingegangen (Stommel und Stommel 1996). Die wahrscheinlich größte bekannte Eruption seit dem Spätquartär war diejenige des Vulkans Toba in Nord-Sumatra vor ca. 71 000 Jahren (Yang et al. 1996). Es wird vermutet, daß diese Eruption einen längeren „vulkanischen Winter“ verursachte, denn es wurde ein Rückgang der Weltmitteltemperatur um ca. 3 bis 5 Grad über mehrere Jahre hinweg geschätzt. Durch veränderte Temperaturbedingungen ist zwangsläufig auch mit veränderten Niederschlags- und Bewölkungsverhältnissen zu rechnen.



Abb.1 Am 17. Juni 1991 brach auf den Philippinen der Vulkan Pinatubo aus. Er schleuderte große Mengen an Schwefelgasen und Staub bis in die Stratosphäre. Aus Graedel und Crutzen (1996).



Abb.2 Anomalien der Weltmitteltemperatur im Sommer (Daten nach GISS, NASA: <http://www.giss.nasa.gov/data/update/gistemp>). Dargestellt sind die Temperaturabweichungen vom Mittel 1951-1980. In den Jahren 1992 und 1993 gab es einen markanten Rückgang der Sommertemperatur gegenüber den Vorjahren, der vermutlich auf den Ausbruch des Vulkans Pinatubo zurückzuführen ist. Danach stieg die Weltmitteltemperatur wieder an und erreichte 1998 ihren bisherigen Höchstwert. Im gesamten letzten Jahrzehnt des 20. Jahrhunderts, also auch in den Jahren nach dem Pinatubo-Ausbruch, lag die Sommer-Weltmitteltemperatur über dem Mittel der Referenzperiode 1951-1980.

Abkühlung durch Schwefel-Staubwolken

Qualitativ ist dieser Effekt folgendermaßen zu beschreiben: Bei Vulkaneruptionen werden nicht nur Lava und Aschepartikel, sondern auch verschiedene Gase freigesetzt. Eine besondere Rolle für das Klima spielen schwefelhaltige Gase, die zu Schwefeldioxid oxidieren und sich dann weiter in sulphathaltige Staubteilchen umwandeln. Größere explosive Vulkanausbrüche bewirken einen Transport des Vulkanstaubes bis in eine höhere Atmosphärenschicht, die Stratosphäre, und zwar besonders in Höhen um 20-25 km. Die vertikale Luftbewegung ist in diesen Zonen relativ gering. Im Gegensatz zur Troposphäre (atmosphärische Schicht bis ca. 10 km Höhe, in den Tropen noch höher), wo Staubteilchen meistens schon nach wenigen Wochen zum Boden zurückfallen (trockene Deposition) oder durch Regentropfen ausgewaschen werden (nasse Deposition), verbleiben dadurch solche Teilchen in der Stratosphäre recht lange, nämlich mehrere Jahre (Jäger 1992). Dies führt mit der Zeit durch die Zirkulation der hohen Atmosphäre zu einer Bildung von Staubschleiern (engl.: dust veils) in der Stratosphäre. Diese Staubschleier können sich bereits nach zwei bis drei Wochen rund um die ganze Erde ausbreiten. Teilweise lassen sich noch nach einem Jahr auch in großer Entfernung vom Eruptionsort diese Effekte mit bloßem Auge erkennen (Trübung des Himmels, roter Sonnenuntergang).

Durch Absorptions- und Streuprozesse können nun die Staubschleier eine Veränderung der auf der Erdoberfläche auftreffenden Sonnenstrahlung bewirken. Im sichtbaren und ultravioletten Spektralbereich sind es reine Streuprozesse, die hier wirksam sind. Dagegen spielt im nah-infraroten Spektralbereich (besonders bei Wellen-

längen zwischen 2 und 3 μm) auch die Absorption der Sonnenstrahlung durch den Vulkanstaub eine wesentliche Rolle (Kirchner et al. 1998), so daß als Nettoeffekt im Jahresmittel mehr Strahlungsenergie in der Stratosphäre verbleibt und weniger bis zur Erdoberfläche gelangt. Die Folge dieser Strahlungsprozesse ist eine Abkühlung der bodennahen Luft, wobei dieser Effekt nicht nur in unmittelbarer Umgebung der Vulkane, sondern wegen der rasch zunehmenden Ausdehnung der Staubschleier auch auf weit größerem Gebiet zu beobachten ist, abgesehen von der Polarnacht nahezu über der gesamten Erde (Bissolli 1985). In der Stratosphäre bewirken diese Prozesse entsprechend eine stratosphärische Erwärmung (Angell 1997). Weitere Details können einem Übersichtsartikel von Robock (2000) oder, noch ausführlicher, dem Buch von Kondratyev und Galindo (1997) entnommen werden.

In Abb. 3 sind Einzelheiten der Eruptionsmechanismen dargestellt. Nach Abschätzungen müssen mindestens 3 Millionen Tonnen Schwefeldioxid in die Stratosphäre emittiert werden, damit ein merklicher Klimaeinfluß entsteht (Sachs und Graf 1998). Zum Vergleich: Während des Pinatubo-Ausbruches 1991 wurden etwa 20 Millionen Tonnen Schwefeldioxid in die Stratosphäre geschleudert. Aber auch kontinuierliche nicht-explosive Schwefeldioxid-Entgasungen in die Atmosphäre können, wenn auch in geringerem Ausmaß, zum Klimaeinfluß beitragen.



Abb. 3 Schema eines Vulkan-Magmasystems. Aus Sachs und Graf (1998).

Auch eine Erwärmung durch Vulkane ist möglich

Allerdings gibt es auch einen Gegeneffekt: Im Winter entsteht nach Vulkaneruptionen über manchen Teilen der Erde keine Abkühlung, sondern eine Erwärmung der bodennahen Luftschicht, und zwar insbesondere über den Kontinenten in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre (Robock und Mao 1995, Kirchner et al. 1998), dagegen nicht in den Tropen und im Nahen Osten. Diese Erwärmung kommt indirekt durch atmosphärische Zirkulationseffekte zustande: die stratosphärische Erwärmung bewirkt eine Veränderung der Luftbewegung, insbesondere eine Verstärkung des polaren Wirbels in der Stratosphäre. Dadurch wird auch die Zirkulation in der Troposphäre (genauer gesagt die troposphärischen planetarischen Wellen) mit beeinflusst, woraus wiederum eine Verstärkung der oberflächennahen West- und Südwestströmung z.B. über dem Atlantik und Europa und damit eine vermehrte Zufuhr von milden Luftmassen resultiert. Im Jahres- und Weltmittel überwiegt aber in der Regel der Abkühlungseffekt.

Ein Zusammenhang zwischen Vulkanismus und den bekannten El Niño / La Niña-Phänomenen wurde häufig diskutiert. Auch hier wäre eine mögliche Erklärung über die atmosphärische Zirkulation (stratosphärischer Polarwirbel, Subtropenjet), die von beiden Phänomenen beeinflusst wird, denkbar (z.B. Denhard et al. 1997). Andere Wissenschaftler vermuten dagegen, daß diese Ereignisse nur zufällig oft zeitnah beieinander liegen (Robock 2000).

Vulkanismus-Simulationen mit dem Computer

Woher sind diese Zusammenhänge bekannt? Der Einfluß der Vulkantätigkeit auf das Klima läßt sich mit Hilfe von mathematisch-physikalischen Klimamodellen, die sich durch Computerprogramme realisieren lassen, untersuchen. So kann der solare Strahlungsfluß nach Vulkanausbrüchen und der daraus resultierende Temperatureffekt mit Hilfe von Strahlungstransportberechnungen simuliert werden, wobei über Größe, Art und Verbreitung der Eruptionsprodukte Annahmen gemacht werden müssen. Dadurch treten natürlich Unsicherheiten der Modellsimulationen auf. Immerhin sind die Modellrechnungen aber physikalisch schlüssig und liefern auch quantitative Abschätzungen.

Mit Modellsimulationen können auch die meteorologischen Umgebungsbedingungen untersucht werden, die für den Vulkaneinfluß relevant sein können. So haben Graf et al. (1998) nach Simulationen am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg festgestellt, daß z.B. der horizontale Wind einen ganz entscheidenden Einfluß auf Form und Höhe der Vulkanstaubschleier ausübt. Je stärker der Wind weht, desto niedriger ist im allgemeinen die Obergrenze der Vulkanstaubwolke. Andererseits findet bei stärkerem Wind aber auch bereits in einem frühen Stadium eine Trennung zwischen Gasen und Partikeln statt, so daß dann eine größere Menge an Gasen in die Stratosphäre gelangen kann. Der Zusammenhang zwischen Vulkaneinfluß und den Umgebungsbedingungen ist also nicht einfach, zumal neben dem Wind auch die vertikale Schichtung von Temperatur und Luftfeuchtigkeit eine Rolle spielt. Weitere

Simulationen dieser Art werden also wohl noch notwendig sein, um auch im Detail die Modellergebnisse realistisch mit wirklichen Vulkanausbrüchen vergleichen zu können.

Beobachtungsdaten zeigen den Klimaeinfluß auch

Der Klimaeinfluß der Vulkantätigkeit läßt sich aber nicht nur physikalisch erklären und durch Modelle abschätzen, sondern auch anhand von konkreten Datenreihen der auf der Erdoberfläche auftreffenden solaren Strahlung und der Lufttemperatur zeigen. Tatsächlich ist unmittelbar nach großen Vulkanausbrüchen (im globalen Mittel vor allem im Sommer, aber auch im Jahresmittel) ein Rückgang der Strahlung und damit auch der bodennahen Temperatur um einige Zehntel Grad über wenige (meist 1-3) Jahre zu beobachten (vgl. Abb. 2 als Beispiel für den Pinatubo). Nach dieser Zeit nimmt die Wirkung stark ab. Auch eine stratosphärische Erwärmung nach Vulkanausbrüchen um einige Grad (soweit Daten vorliegen) wurde tatsächlich gemessen.

Dies allein ist natürlich noch lange kein Nachweis dafür, daß ein solcher vulkanbedingter Abkühlungseffekt wirklich existiert, denn diese genannten Temperaturreckgänge hätten ja auch rein zufällig mit Vulkanausbrüchen zeitlich zusammenfallen können. Ein wesentlich stärkeres Indiz liegt vor, wenn Vulkanchronologien, die auch über die Stärke von Vulkanausbrüchen etwas aussagen, mit Temperatur-Datenreihen in eine statistische Beziehung gebracht werden können. Leider liegen aber für die Vulkanaktivität bzw. deren Strahlungseinfluß keine direkten Messungen über Jahre oder gar Jahrzehnte vor wie etwa bei der bodennahen Lufttemperatur. Daher muß auf Abschätzungen und indirekte Messungen zurückgegriffen werden.

Indirekte Messungen sind z.B. Daten der elektrischen Leitfähigkeit von Eisbohrkernen. Wenn sich vulkanbedingte Sulphate im Eis ablagern, erhöht sich der Säuregehalt und damit die elektrische Leitfähigkeit des Eises. Hammer (1977) analysierte bereits in den siebziger Jahren Eisbohrkerne aus Grönland und legte eine entsprechende Meßreihe vor. Heutzutage sind inzwischen mehrere Vulkanismus-Analysen von Eisbohrkernen über lange Zeiträume (vom Grönland-Eisschild über 100.000 Jahre, Zielinski et al. 1996, aus der Antarktis immerhin noch für die letzten 4.100 Jahre, Cole-Dai et al. 2000) vorhanden.

Abschätzungen liegen in Form von verschiedenen Vulkanindizes vor, die meist auf historischen Vulkanchronologien und Strahlungsmessungen basieren oder, insbesondere für weiter zurückliegende Zeiträume, auch aus Eisbohrkerndaten abgeleitet werden. Einen Überblick über die verschiedenen Indizes liefern Robock und Free (1995). Wahrscheinlich erreichten mindestens elf Eruptionen im Zeitraum 1853-1991 die Stratosphäre (IAVCEI 1992). Dank der Verfügbarkeit der Eisbohrkerne existieren aber auch daraus abgeleitete Abschätzungen für wesentlich frühere Zeiträume. Um etwas genauere Abschätzungen zu erhalten, sind in neuerer Zeit einige Wissenschaftler dazu übergegangen, den Klimaeinfluß der Vulkantätigkeit mit Hilfe der optischen Dicke des Vulkanstaubes anzugeben. Da Messungen der stratosphärischen optischen Dicke (bzw. der Trübung der Atmosphäre durch optisch dichte Teilchen)

erst ab 1961 vorliegen, muß diese Größe für weiter zurückliegende Zeiträume mit Hilfe von anderen Informationen über Vulkane (Stärke, Datum, Ort) rekonstruiert werden, zweckmäßigerweise auch die räumliche Verteilung der optischen Dicke (s. z.B. Grieser und Schönwiese 1998, Denhard et al. 1997). Mit Hilfe der optischen Dicke kann dann wiederum die Strahlungswirkung der Vulkantätigkeit errechnet werden, entweder über einfache empirische Formeln oder, etwas genauer, über mehr oder weniger komplexe mathematisch-physikalische Modelle.

Werden nun derartige Vulkanismus-Zeitreihen mit der bodennahen Lufttemperatur (global, hemisphärisch und regional) statistisch korreliert, so ergibt sich tatsächlich eine signifikante Korrelation, vor allem längerperiodisch gesehen. Erste statistische Auswertungen wurden bereits in früheren Jahren durchgeführt (z.B. Bissolli 1985, Bissolli und Schönwiese 1986). Inzwischen liegen wesentlich differenziertere statistische Analysen vor. Mit Hilfe verschiedener statistischer Methoden läßt sich auch die hypothetische, durch den Vulkanismus ausgelöste Variabilität in den Temperaturreihen von anderen Klimaeinflüssen trennen (Denhard et al. 1997, van Ulden und van Dorland 2000).

Ein Gegenspieler zum Treibhauseffekt

Interessant ist der mutmaßliche vulkanische Abkühlungseinfluß vor allem deswegen, weil er ein Gegenspieler zu anderen Einflüssen ist, die zu einer globalen Erwärmung führen, wie etwa dem anthropogenen Treibhauseffekt. Zumindest episodisch-kurzfristig liegt der Strahlungsantrieb des Vulkanismus in der gleichen Größenordnung wie der Treibhauseffekt (einige Watt pro m^2 , Houghton et al. 1995). Das vorige Jahrzehnt war im globalen Mittel das wärmste des nun vergangenen 20. Jahrhunderts und, zumindest auf der Nordhemisphäre, wahrscheinlich auch des 2. Jahrtausends, soweit die bisherigen Temperatur-Rekonstruktionsdaten dies zeigen (vgl. WMO 2000). Diese Erwärmung konnte auch durch den Vulkanismus nicht kompensiert werden, obwohl es im Jahr 1991 den sehr starken Pinatubo-Ausbruch gab. Eine Häufung von derartigen Ausbrüchen könnte allerdings die globale Erwärmung vorübergehend dämpfen. Basierend auf Eisbohrkern-Daten der letzten sechs Jahrhunderte lieferten Hyde und Crowley (2000) eine statistische Hochrechnung, die aufzeigt, daß wahrscheinlich mit einer stärkeren Eruption in den nächsten 10 Jahren zu rechnen ist. Allerdings ist eine solche Vorhersage mit großen Unsicherheiten behaftet, und eine einzelne Eruption wird sicherlich einen globalen langfristigen Erwärmungstrend auf die Dauer nicht aufhalten können. Auch Energiebilanzmodellstudien (Denhard et al. 1997) ergaben, daß der vulkanische Antrieb zwar wesentlich zu den hemisphärischen Temperaturvariationen beiträgt, aber wegen seiner zeitlichen Charakteristik (episodischer Einfluß) hinter dem anthropogenen Treibhauseinfluß zurückbleibt.

Ein Mitverursacher des Ozonlochs

Übrigens haben Satellitenbeobachtungen auch gezeigt, daß es einen Zusammenhang zwischen großen Vulkanausbrüchen und der globalen Ozonabnahme in der Stratosphäre (Ozonloch) gibt (ca. 3-10% Ozonabnahme über 1-2 Jahre hinweg, vgl. z.B. Sachs und Graf 1998, Spänkuch und Schulz 1999, Kondratyev und Galindo 1997). In der Tat befinden sich unter den Eruptionsprodukten auch potentiell ozonabbauende Bestandteile (Chloride, Bromide, Schwermetalle, vgl. Abb. 3).

Größere Vulkanausbrüche sind also in mehrfacher Hinsicht für unsere Umwelt und das globale Klima von Bedeutung, und sind daher, neben vielen anderen Faktoren, ein wichtiger Gegenstand der Klimaüberwachung. Erst kürzlich (im Mai 1999) wurde mit Lidar-Systemen ein Anstieg des stratosphärischen Aerosolgehaltes gemessen, der auf den Ausbruch des Shishaldin-Vulkans in Alaska im April 1999 zurückzuführen sein könnte (Rizi et al. 2000).

Ausbruchsjahr	Name des Vulkans	Land
1783	Laki	Island
1815	Tambora	Java (Indonesien)
1835	Cosiguina	Nicaragua
1875	Askja	Island
1883	Krakatau	Java (Indonesien)
1886	Okataina	Neuseeland
1902	Santa Maria	Guatemala
1907	Ksudach	Kamtschatka (Russland)
1912	Novarupta	Alaska (USA)
1956	Bezymjannaja	Kamtschatka (Russland)
1963	Agung	Bali (Indonesien)
1974	Fuego	Guatemala
1980	St. Helens	USA
1982	El Chichón	Mexiko
1991	Pinatubo	Philippinen

Tab.1 Einige bedeutende Vulkanausbrüche auf der Erde während der vergangenen 250 Jahre (zusammengestellt nach Bissolli 1985, Sachs und Graf 1998, Robock 2000).

Literatur

- Angell, J.K.: Stratospheric warming due to Agung, El Chichon, and Pinatubo taking into account the quasi-biennial oscillation. *J. Geophys. Res.* 102, D8, 9479-9485 (1997).
- Bissolli, P.: Der Einfluß des Vulkanismus und der hypothetischen Variationen der Emission solarer Strahlung auf die bodennahe Lufttemperatur 1881-1981. Diplomarbeit, Inst. f. Met. u. Geophys. d. Univers. Frankfurt a.M. (1985).
- Bissolli, P., Schönwiese, C.-D.: Der Einfluß des Vulkanismus auf die bodennahe Lufttemperatur 1781-1984. *Annalen der Met.* 23, 11-12 (1986).
- Cole-Dai, J., Mosley-Thompson, E., Wight, S.P., Thompson, L.G.: A 4100-year record of explosive volcanism from an East Antarctica ice core. *J. Geophys. Res.* 195, D19, 24431-24441 (2000).

- Denhard, M., Grieser, J., Klein, M., Schönwiese, C.-D.: Statistische und deterministische Abschätzung vulkanischer Einflüsse auf das Klima. Ber. d. Inst. f. Met. u. Geophys. d. Univers. Frankfurt a.M. 101 (1997).
- Graedel, T.E., Crutzen, P.J.: Atmosphäre im Wandel. Spektrum Akadem. Verl. Heidelberg, Berlin, Oxford 1996.
- Graf, H.-F., Herzog, M., Oberhuber, J.M., Textor, C.: The effect of environmental conditions on volcanic plume rise. Max-Planck-Inst. f. Met., Hamburg, Rep. No. 282 (1998).
- Grieser, J., Schönwiese, C.-D.: Parameterization of spatio-temporal patterns of volcanic aerosol induced stratospheric optical depth and its climate radiative forcing. *Atmósfera* 12, 111-133 (1998).
- Hammer, C.U.: Past volcanism revealed by Greenland ice sheet impurities. *Nature* 270, 482-486 (1977).
- Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callandar, B.A., Harris, N., Kattenberg, A., Makell, K. (Hrsg.): Climate change 1995. The Science of climate change. Cambridge Univers. Press, Cambridge 1995.
- Hyde, W.T., Crowley, T.J.: Probability of future significant volcanic eruptions. *J. of Climate* 13, 1445-1450 (2000).
- IAVCEI (International Association of Volcanism and Chemistry of the Earth's Interior): Database on large, climate-perturbing holocene eruption, with special emphasis on those within the past 200 years. IAVCEI Task Group on Volcanism and the Earth's Atmosphere, Univers. of Hawaii, Honolulu (1992).
- Jäger, H.: The Pinatubo eruption cloud observed by LIDAR at Garmisch-Partenkirchen. *Geophys. Res. Lett.* 19, 191-194 (1992).
- Kirchner, I., Stenichkov, G.L., Graf, H.-F., Robock, A., Antuna, J.C.: Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. Max-Planck-Inst. f. Met., Hamburg, Rep. No. 261 (1998).
- Kondratyev, K.Y., Galindo, I.: Volcanic activity and climate. A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia (USA) 1997.
- Rizi, V., Masci, F., Redaelli, G., Di Carlo, P., Iarlori, M., Visconti, G., Thomason, L.W.: Lidar and SAGE II observations of Shishaldin volcano aerosols and lower stratospheric transport. *Geophys. Res. Lett.* 27, 3445-3448 (2000).
- Robock, A., Free, M.P.: Ice cores as an index of global volcanism from 1850 to the present. *J. Geophys. Res.* 100, 11549-11567 (1995).
- Robock, A., Mao, J.: The volcanic signal in surface temperature observations. *J. of Climate* 8, 1086-1103 (1995).
- Robock, A.: Volcanic eruptions and climate. *Rev. of Geophys.* 38, 2, 191-219 (2000).
- Sachs, P.M., Graf, H.F.: Die Rolle der Vulkane. In Lozán, J.L., Graßl, H., Hupfer, P. (Hrsg.): Warnsignal Klima. Wiss. Auswert., GEO, Hamburg 1998.
- Spänkuch, D., Schulz, E.: Zum Impakt von Vulkaneruptionen auf das atmosphärische Ozon. *Sitzungsber. d. Leibnitz-Sozietät* 30, 3, 135-144 (1999).
- Stommel, H., Stommel, E.: 1816: Das Jahr ohne Sommer. In P.J. Crutzen (Hrsg.): Atmosphäre, Klima, Umwelt. 2. Aufl. Heidelberg, u.a. (1996).
- Ulden, A.P. van, Dorland, R. van: Natural variability of global mean temperatures: contributions from solar irradiance changes, volcanic eruptions and El Niño. *Porch. 1st Solar & Space Weather Euroconfer.*, Santa Cruz de Tenerife, Spanien. ESA SP-463 (2000).
- WMO (World Meteorological Organization): WMO statement on the status of the global climate in 1999. WMO-No. 913, Genf 2000.
- Yang, Q., Mayewski, P.A., Zielinski, G.A., Twickler, M.: Depletion of atmospheric nitrate and chloride as a consequence of the Toba volcanic eruption. *Geophys. Res. Lett.* 23, 2513-2516 (1996).
- Zielinski, G.A., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Whitlow, S., Twickler, A.: A 110,000 year record of explosive volcanism from the GISP2 (Greenland) ice core. *Quart. Res.* 45, 109-118 (1996).

Probleme bei der Analyse von Klimatrends auf der Basis von Stationszeitreihen

J. Rapp

Einleitung

Jede klimatologische Trendanalyse auf der Basis von Stationszeitreihen ist Fehlerquellen ausgesetzt, die, falls sie bekannt sind, korrigiert oder bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden sollten. Im wesentlichen existieren drei Arten potentieller Datenfehler, die den Trend verfälschen können: Sporadisch auftretende Datenlücken und Datenausreißer sind aufgrund ihrer zeitlich eng begrenzten Wirkung weniger problematisch als die Folgen systematischer Messfehler oder zeitlicher Inhomogenitäten. Dabei stellen Datenlücken keine Fehler im engeren Sinn dar, vielmehr ist hierbei keine regelmäßige Messung bzw. Übermittlung klimatologischer Größen erfolgt. Mit Ausreißern sind keine extremen Einzelereignisse, sondern die Folgen fehlerhafter Messungen oder unvollständiger Datentransfers gemeint.

Datenlücken und -ausreißer

Zeitpunkt und Dauer bzw. zeitliche Abfolge der Lücken und Ausreißer, zusätzlich der Merkmalswert von Ausreißern, beeinflussen das Ausmaß der Verfälschung des Trends. Der Einfluss von Datenlücken ist an den Rändern der Zeitreihe größer als in der Mitte. Eine Lücke in der ersten Hälfte der Zeitreihe kann genauso zu einem virtuellen negativen Trend führen wie in der zweiten Hälfte und umgekehrt. Bei zunehmender Dauer der Datenlücke und ansteigender Variabilität der Zeitreihe wird die Wahrscheinlichkeit, dass der Trend verfälscht wird, größer. Wie bei den Datenlücken modifizieren einzelne Ausreißer am Anfang und Ende einer Zeitreihe den linearen Trend stärker als solche in der Mitte des Intervalls. Ausreißer nach oben führen in der ersten Hälfte des Zeitintervalls zu einer Trendabschwächung, in der zweiten Hälfte zu einer Trendverstärkung, falls die Zeitreihe einen positiven trend aufweist. Bei Ausreißern zu niedrigeren Werten ist es umgekehrt. Die Verfälschung des Trends durch Ausreißer ist unabhängig von der Standardabweichung der Zeitreihe (Abbildung 1).

Zur Bestimmung eines "Ersatzwertes" für Datenlücken und -ausreißer existieren verschiedene Verfahren:

- manuelle Recherchen nach den „wahren“ Werten in Alternativquellen (Original-Datenlisten, Meteorologische Jahrbücher, Facharbeiten),
- Methoden auf der Basis der unvollständigen bzw. fehlerhaften Zeitreihe, das heißt zeitliche Interpolation (zum Beispiel die Verwendung des Mittelwertes des Gesamt- oder eines Teilintervalls, die Verwendung des Ordinatenwertes der Trendgeraden durch die Zeitreihe zum Zeitpunkt der Datenlücke bzw. des Datenaus-

- reißers, robuste Verfahren (siehe zum Beispiel Schlittgen & Streitberg, 1995) oder eine Funktionsanpassung mit Hilfe eines Periodogramms, eines Splines, o.ä.m.),
- Methoden, die benachbarte Referenzstationen benutzen, das heißt räumliche Interpolation (zum Beispiel räumliche Mittelwertbildung, lineare oder multiple Regressionsbeziehungen (Sánchez Penzo et al., 1997) oder entfernungs- und richtungsabhängige Interpolation, wie sie zum Beispiel im Fall der Niederschlags- höhe von Rudolf, 1995, vorgeschlagen wird).

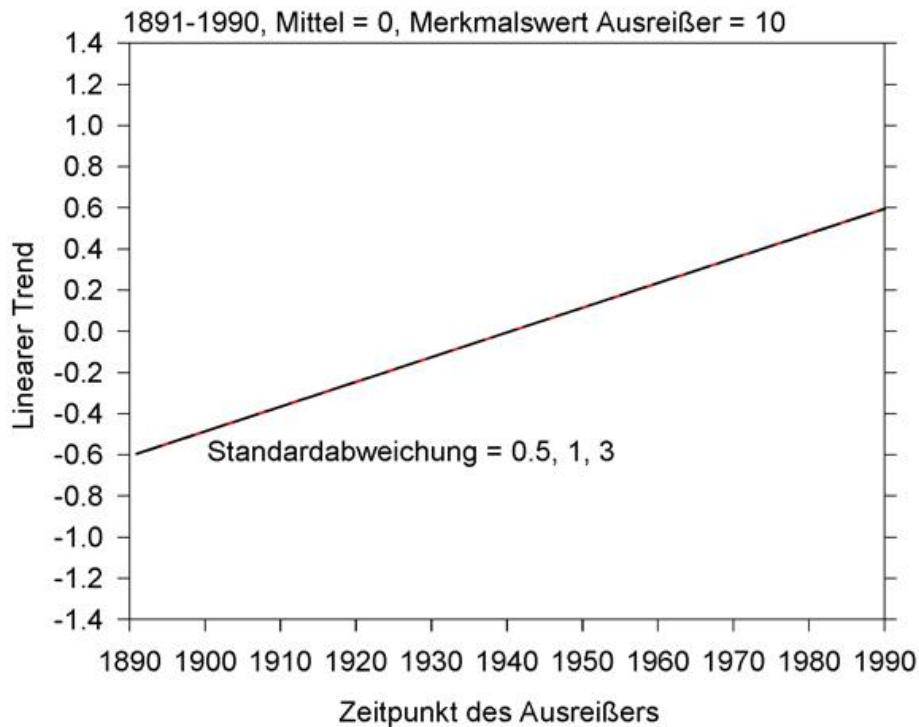


Abb. 1 Simulation der Wirkung eines Ausreißers des Merkmalwertes 10 auf den mittleren linearen Trend von 50 Zufallsreihen verschiedener Variabilität (Mittelwert = 0, Standardabweichung = 0.5, 1.0 und 3.0, Zeitraum 1891-1990), falls der Eintrittszeitpunkt des Ausreißers von 1891 bis 1990 stetig variiert wird; aus Rapp (2000).

Systematische Messfehler

Die Messung der Niederschlagshöhe ist im Gegensatz zur Bestimmung der Lufttemperatur und des Luftdrucks mit erheblichen Schwierigkeiten und Fehlern verbunden. Neben dem dominierenden Windeinfluss (Herauswehen durch Turbulenz und Wirbelbildung) können der Aufbau und die Eigenschaften des Messinstrumentes (Maße, Installationshöhe, Form, Material, Farbe, Alter, Isolation) sowie eventuell auftretende Gerätefehler (Herausspritzen, Verdunstung, Kondensation, Benetzung, Lecks) und Beobachterfehler (Ablesung) zu systematischen Messfehlern führen (Sevruck & Nespor, 1994), die bei fester Niederschlagsphase weitaus größer sind als bei flüssiger.

Bei einem langfristigen Trend der Lufttemperatur ändern sich die Anteile der Niederschlagsphasen an der "wahren" Niederschlagshöhe, falls Windgeschwindigkeit und Niederschlagshäufigkeit konstant bleiben. Eine Rückrechnung der korrigierten in die

theoretisch gemessene (das heißt "wahre") Niederschlagshöhe ermöglicht den Vergleich mit der real Gemessenen. Bei langfristig steigender Lufttemperatur, zum Beispiel einem linearen Trend von +1 °C, wie er in den letzten 100 Jahren in Deutschland real gemessen wurde, fällt mehr Niederschlag in flüssiger als in fester Form. Daher verkleinert sich der Gesamtfehler, so dass die beobachteten Niederschlagstrends einen virtuellen Zusatztrend von ca. 2 % der Niederschlagshöhe beinhalten (Abbildung 2).

Für die meisten Orte in Deutschland ist dieser Fehler ungefähr eine Größenordnung kleiner als die gemessenen Niederschlagstrends. Bedeutsamer ist dieses Phänomen in Gebieten mit größerem Anteil des Niederschlages in fester bzw. gemischter Phase. Hanssen-Bauer & Forland (in Goodison et al., 1998) schätzen den virtuellen Trend für die norwegische Station Ny-Alesund für Temperaturänderungsszenarien von +2, +4 und +6 °C ab. Sie kommen dabei auf Virtuellzuschläge von 6, 10 und 13 %, die den für mitteleuropäische Verhältnisse abgeschätzten Effekt (Abbildung 2) spürbar übersteigen.

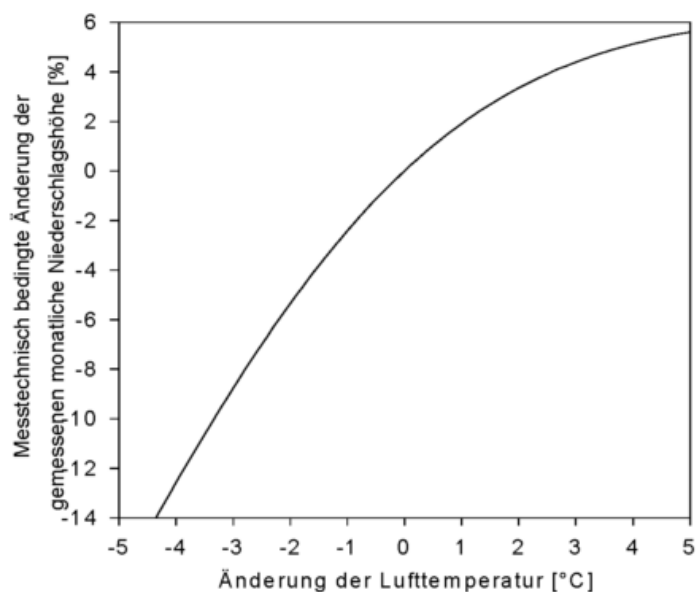


Abb. 2 Messtechnisch verursachte relative Änderung der Niederschlagshöhe aufgrund des systematischen Fehlers der Niederschlagsmessung bei langfristigem Trend der Lufttemperatur, für mitteleuropäische Klimaverhältnisse; aus Rapp (2000).

Zeitliche Inhomogenitäten

Inhomogenitäten einer Zeitreihe, die auf graduellen oder abrupten, auf jeden Fall nicht-klimatologischen Einflüssen beruhen und eine permanente Änderung statistischer Charakteristika zeigen, können ebenfalls den Trend modifizieren. Nicht-klimatologische Einflüsse lassen sich prinzipiell unterscheiden nach der Änderung der Beobachtung (Beobachtungszeit, -ort, -art), dem Wechsel der Instrumentation (zum Beispiel Kalibration, Aufstellhöhe, Design) und Veränderungen der unmittelbaren

Umgebung (Vegetation, Bebauung; siehe auch Aschwanden et al., 1996). Sie sind, abhängig vom Klimaelement, Ursache von unterschiedlich ausgeprägten Inhomogenitäten.

Wie sich eine abrupte Inhomogenität auf den Verlauf einer Zeitreihe auswirkt, illustriert Abbildung 3, die die geglättete Jahresniederschlagshöhe von Wieda (südlich des Harzes) enthält. Mit den relativen Homogenitätstests nach Craddock (1979) bzw. Alexandersson (1986) lässt sich eine Inhomogenität etwa im Jahr 1932 detektieren. Der Wertesprung beträgt zu diesem Zeitpunkt -9% . Ein Vergleich mit der Zeitreihe des in der Nähe befindlichen Ortes Treuenbrietzen macht diese Inhomogenität deutlich, da die Phasen der einzelnen Variationen, wenn auch nicht die absoluten Werte, in beiden Zeitreihen übereinstimmen. Der säkulare relative Trend liegt in Treuenbrietzen nur bei -1.2% des Mittelwertes, ist also deutlich geringer als bei der inhomogenen Zeitreihe von Wieda, deren verfälschter Trend -5.6% beträgt. Eine weitere, weniger markante Sprungstelle taucht in Wieda um das Jahr 1978 auf. Im Vergleich zur Niederschlagsvariation in Treuenbrietzen ist eine abrupte Zunahme der Niederschlagsmenge zu erkennen, die eine dokumentierte Stationsverlegung verursacht haben dürfte und den negativen Trend, der aus der Inhomogenität im Jahr 1932 herrührt, etwas abschwächt.

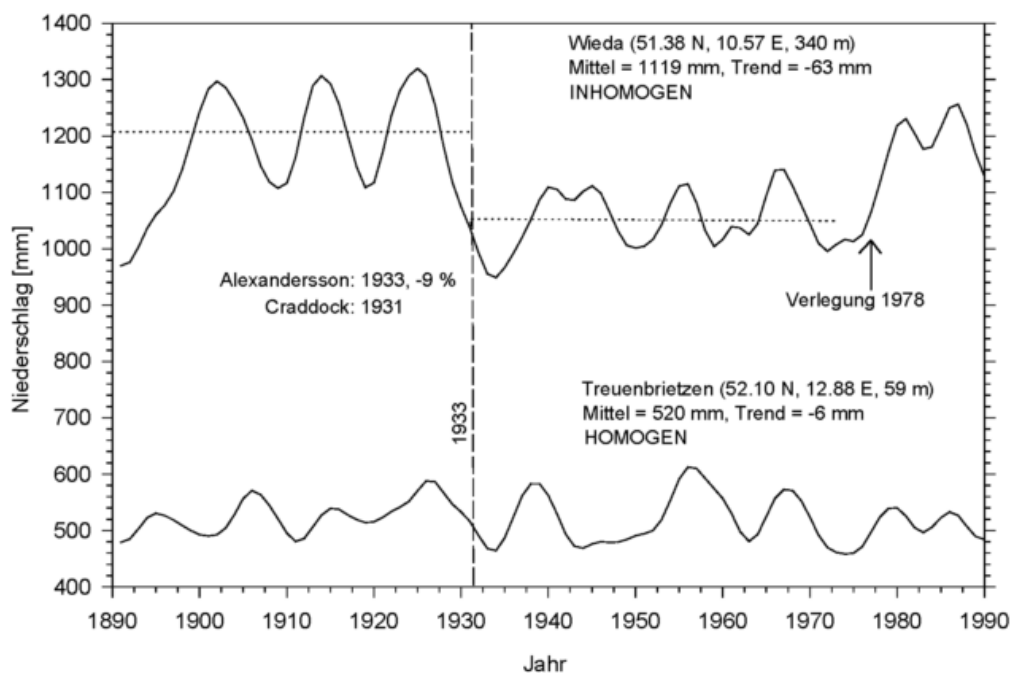


Abb. 3 Vergleich zweier 10-jährig tiefpassgefilterter Zeitreihen der Jahresniederschlagshöhe 1891-1990, für die inhomogene Station Wieda (oben) und die homogene Station Treuenbrietzen (unten), aus Rapp & Schönwiese (1996).

Inhomogenitäten, die in der Mitte des Untersuchungsintervalls auftreten, verfälschen den Trend wesentlich stärker als solche, die zu Beginn oder am Ende der Analysezeit liegen. Diese Abhängigkeit kann zur direkten Berechnung des linearen Trends

der homogenisierten Zeitreihe T_H aus der Charakteristik der inhomogenen Reihe genutzt werden. Es gilt nämlich

$$T_H = T_I + \frac{6I}{(3t_0 + t_n)^2} \left(t_I + \frac{1}{2}(t_n - t_0) \right)^2 - \frac{3}{2}I,$$

wobei T_I der lineare Trend der inhomogenen Zeitreihe, I der Betrag und t_I der Zeitpunkt des Inhomogenitätssprungs (berechnet beispielsweise nach dem Test von Alexandersson, 1986), t_0 der Anfangs- und t_n der Endzeitpunkt der Zeitreihe sind (zur Ableitung siehe Rapp, 2000).

Das Aufspüren abrupter Inhomogenitäten ist gegenüber der Detektion gradueller Änderungen relativ einfach. Meist ist eine allmählich zunehmende Bebauung oder das Wachstum der Vegetation Ursache für die schleichende Verfälschung und damit die reduzierte räumliche Repräsentanz von Klimazeitreihen. Ein eindrucksvolles Beispiel hierfür bildet die Entwicklung der Jahresmitteltemperatur im thüringischen Jena im Vergleich mit Nachbarstationen. Seit etwa 1950 hat sich die Differenz der Temperatur zu den Messungen in Erfurt, Leipzig, Dresden, Potsdam und Berlin stetig vergrößert (Abbildung 4). Dieser Anstieg findet um 1990 ein Ende und die Differenz verringert sich wieder. Dieser zusätzliche, regional begrenzte Trend der Lufttemperatur beträgt in der Zeit zwischen 1950 und 1990 etwa $0.5\text{ }^\circ\text{C}$.

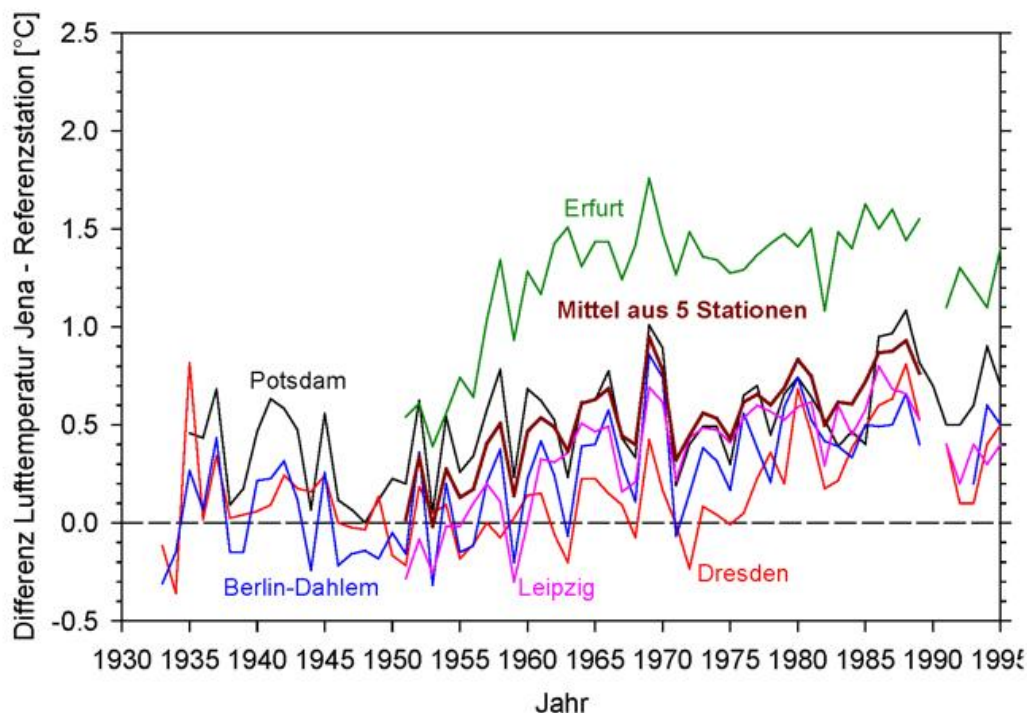


Abb. 4 Differenz der Jahresmitteltemperaturen von Jena und in der Nähe liegender Stationen (Berlin, Potsdam, Dresden, Leipzig, Erfurt) einschließlich dem Mittel dieser fünf Stationen, 1933-1995, aus Rapp (2000).

Fazit

Folgende Tabelle gibt abschließend einen Überblick über die Einflüsse auf die Messung bzw. Datenerfassung von verschiedenen meteorologischen Messgrößen, die den Trend von Zeitreihen verfälschen können (nach Rapp, 2000).

Verfälschender Einfluss	Art	Ursache	Zeitliche Charakteristik
Trend der Windgeschwindigkeit	Systematischer Fehler bei der Niederschlagsmessung	natürlich *)	graduell
Trend der Lufttemperatur	Systematischer Fehler bei der Niederschlagsmessung	natürlich *)	graduell
Trend der Niederschlagsart, -intensität und/oder -häufigkeit	Systematischer Fehler bei der Niederschlagsmessung	natürlich *)	graduell
Wechsel der Instrumentation	Inhomogenität	anthropogen	abrupt
Veränderung der Umgebung (Vegetation, Bebauung)	Inhomogenität	anthropogen bzw. natürlich	abrupt oder graduell
Modifikation der Beobachtung (Beobachtungszeit, -ort)	Inhomogenität	anthropogen	abrupt
Datenlücken	Datenmängel	anthropogen	abrupt
Datenausreißer	Datenmängel	anthropogen bzw. natürlich	abrupt

*) ggf. auch indirekt anthropogen (z.B. durch Intensivierung des Treibhauseffektes).

Literatur

- Alexandersson H. (1986): A homogeneity test applied to precipitation data. *J. Climatol.* 6, 661-675.
- Aschwanden A., Beck M., Häberli Ch., Haller G., Keine M., Roesch A., Sie R., Stutz M. (1996): *Klimatologie der Schweiz. Bereinigte Zeitreihen - die Ergebnisse des Projektes KLIMA 90. Klimatologie 1961-1990, Heft 2, 4 Bände, Band 2: Methoden*, Schweizerische Meteorologische Anstalt, Zürich, 105 Seiten.
- Craddock J.M. (1979): Methods of comparing annual rainfall records for climatic purposes. *Weather*, 34, 332-346.
- Goodison B.E., Louie P.Y.T., Yang D. (1998): *WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison, Final Report*, WMO/TD-No. 872, Instruments and Observing Methods Report No. 67, 300 pp.
- Rapp, J. (2000): *Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Dissertation. Universität Frankfurt/Main, zugleich Bericht des DWD Nr. 212, Offenbach/Main, 145 Seiten.*
- Rapp J., Schönwiese C.-D. (1996): *Atlas der Niederschlags- und Temperaturrends in Deutschland 1891-1990. Frankf. Geowiss. Arb., Band B 5, 2. korr. Aufl., 255 Seiten.*
- Rudolf B. (1995): *Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlages. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 196, Offenbach, 153 Seiten.*
- Sánchez Penzo S., Rapp J., Schönwiese C.-D. (1997): *Statistische Untersuchung langfristiger Veränderungen des Niederschlages in Baden-Württemberg. Handbuch Wasser 2, Nr. 42, Zentraler Fachdienst Wasser-Boden-Abfall-Altlasten bei der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe, 153 Seiten.*
- Schlittgen R., Streitberg B.H.J. (1995): *Zeitreihenanalyse. 6. Auflage. R. Oldenbourg, München, 571 Seiten.*
- Sevruk B., Nespor V. (1994): *The effect of dimensions and shape of precipitation gauges on the wind-induced error. In: Desbois M. & Désalmand (ed.), Global precipitation and climate change, Springer, Berlin, 231-246.*

**Projekt für freiwillig wetterbeobachtende Schiffe (VOS)
Projekt: Klima Auswahl (VOSCLIM)**

V. Wagner

Weltweit sind ca. sieben- bis achttausend Schiffe (Abb.1) aus vielen seefahrenden Nationen in der maritim-meteorologischen Wetterbeobachtung tätig. Sie tun diesen Dienst überwiegend freiwillig und sorgen so für die notwendige Datenbasis von den Weltmeeren in der Meteorologie. Die Daten, die in „real time“ von den Schiffen an die meteorologischen Dienste übermittelt werden, bilden die Grundlage für die aktuelle Wettermodellierung und –vorhersage. Der andere Teil wird als „non real time“ Beitrag



Abb. 1 Typisches Containerschiff im freiwilligen Wetterbeobachtungsdienst

von den Hafendiensten (PMOs) von den Schiffen geholt, wenn sie die Häfen anlaufen und zusammen mit den im „real time“ Modus gelaufenen Daten nach gewissen Qualitätsprüfungen in den nationalen Archiven abgelegt. Damit sie darüber hinaus auch weltweit und auf einem einheitlichen Mindest-Qualitätsniveau verfügbar sind, werden sie vierteljährlich den sog. GCCs zugeschickt (DWD, Hamburg / UK Met Office, Bracknell), die den Qualitätszustand noch einmal prüfen und sie dann an 8

Regionale Zentren zur Erstellung international vereinbarter Monitoring Produkte (MCSS) und zu Archivierung weiterleiten.

Obwohl die Beobachtungen von gebildeten Laien erstellt werden, ist ihre Qualität grundsätzlich so gut, insbesondere nach der Qualitätsprüfung in den Archiven, dass sie als Datenbasis in der Klimatologie und für Fragen der Klimaänderung brauchbar sind.

Allerdings sind auch hier Verbesserungen wünschenswert, um insbesondere den Genauigkeitsanforderungen moderner Klimamodellierung Rechnung zu tragen.

Ein internationales WMO-Projekt (VSOP-NA) in den Jahren 1988 –1990 an dem neben anderen Atlantikanrainern auch Deutschland durch seine maritime Organisationseinheit des DWD teilnahm, ermöglichte einen gezielten Qualitätsvergleich der Daten im Hinblick auf unterschiedliche Messmethoden und nationale Richtlinien.

Ein wesentliches Ergebnis war, daß die Datenverwendbarkeit in dem Maße steigt, je besser die Umstände ihrer Entstehung und je genauer die Gegebenheiten ihres Umfeldes (Messträger „Schiff“) bekannt sind.

Problematische Größen waren vor allem Windmessungen, nicht nur wegen des Störkörpers des Schiffes in Abhängigkeit seines Beladungszustandes (bes. bei Containerschiffen) und der Höhe des Windmessers sondern auch wegen mangelhafter Berechnungen des wahren Windes aus dem meist beobachteten Relativwind (betrifft nicht die Windschätzungen). Auch die Wassertemperatur ist stark abhängig von der Methode ihrer Messung. Weiterhin war es wichtig zu wissen, wo Instrumente an Bord angebracht waren, um schiffsbedingte Einflüsse (z. B. Schornsteinnähe oder Decksaufheizung, Einfluss von Dunstabzugskanälen, Lüftern etc.) zu identifizieren. Die Skalierung der Instrumente war von Land zu Land unterschiedlich mit entsprechend unterschiedlichen Genauigkeitsgrenzen. Die ausführlichen Ergebnisse sind der WMO/TD-No. 455/456 zu entnehmen.

Die Ergebnisse dieses Experiments führten zu dem neuen Projekt: VOSCLIM. Ziel des Projektes ist es folglich, eine Untermenge von freiwilligen Wetterbeobachtungsschiffen zu gewinnen, die hochqualitative maritim meteorologische Daten im Sinne der VSOP-NA Empfehlungen erzeugen, welche durch ausführliche Metadaten hinsichtlich ihrer Entstehungsbedingungen beschrieben sind. Dies geschieht durch Dokumentation des Messträgers „Schiff“ als auch durch eine Reihe von Metadaten, die jeder Beobachtung bzw. Messung beigegeben werden. Insbesondere sind die teilnehmenden Beobachter gebeten, die Beobachtungsvorschriften genauestens einzuhalten und ggfs. auf Besonderheiten aufmerksam zu machen.

Da es angestrebt wird, die sensiblen und latenten Wärmeflüsse der Ozeane in einem Gebiet von 500 x 500 km² mit einer Genauigkeit von ca. 10 Watt/m² zu bestimmen, sind folgende Messgenauigkeiten anzustreben: Temperaturen: +/- 0,2-0,1 °C, Wind ca. 0,5 m/s.

Daraus ergibt sich die wünschenswerte Instrumentierung der Schiffe hinsichtlich Genauigkeit und Exposition:

- Genaue und gut exponierte Thermometer mit einer Genauigkeit von $0,1^{\circ}\text{C}$ Wassertemperaturmessung mittels an der Schiffswand unter Wasser angebrachter elektrische Thermometer
- Gut exponierte Anemometer mit einer Genauigkeit von $0,1\text{ m/s}$
- Präzisionsbarometer mit $0,1\text{ hPa}$ Genauigkeit und Anschluss an die Außenluft
- Elektronisches Journal mit der Möglichkeit der zuverlässigen Berechnung des wahren Windes und Qualitätsprüfung vor Ort

Jeder Beobachtung sollen folgende Metadaten beigefügt sein:

- Kurs und Fahrt des Schiffs zum Zeitpunkt der Beobachtung
- Höhe der Decksladung zum Zeitpunkt der Beobachtung
- Tiefgang zum Zeitpunkt der Beobachtung

Das Schiff selbst soll hinsichtlich seiner Abmessungen, Messstandorte sowie der Maßgaben der WMO No 47 gut beschrieben sein. Auf diese Weise lässt sich die Qualität der Daten einschätzen. Es sind auch exemplarische Rechnungen zum Störeinfluss des Schiffskörpers in Abhängigkeit von Windrichtung und Beladungszustand geplant.

Die Daten werden in einem Projektdatenzentrum (DAC bei NCDC/NOAA) vorgehalten. Die eigentliche Beobachtung wird erweitert mit dem zugehörigen Ergebnis aus einem numerischen Modell (bereitgestellt von UK Met Office) und den Metadaten zu jeder Beobachtung. Daneben existiert ein Schiffsdatenkatalog mit den entsprechenden Schiffsparametern. Der vorläufige Datenflussplan ist der Abb. 2 zu entnehmen.

Mit diesem Projekt werden hochwertige Referenzdaten gewonnen, mittels derer Daten aus dem Bereich des Remote Sensing (z.B. Satelliten) geeicht oder justiert, sowie Modelle verifiziert werden können. Es wird auch in Zukunft nicht möglich sein, den verlangten Datenbedarf von den Ozeanen allein aus Schiffs- oder Bojendaten zu decken. Eine Assimilation mit anderen Quellen ausreichender Zuverlässigkeit ist erforderlich.

Das Projekt ist daher darauf angelegt, zuverlässige Referenzdaten bereitzustellen mit dem langfristigen Ziel, den Großteil der gesamten VOS-Flotte auf diesen Standard hin zu entwickeln. Gegenwärtig ist das Projekt selbst in der Entwicklungsphase.

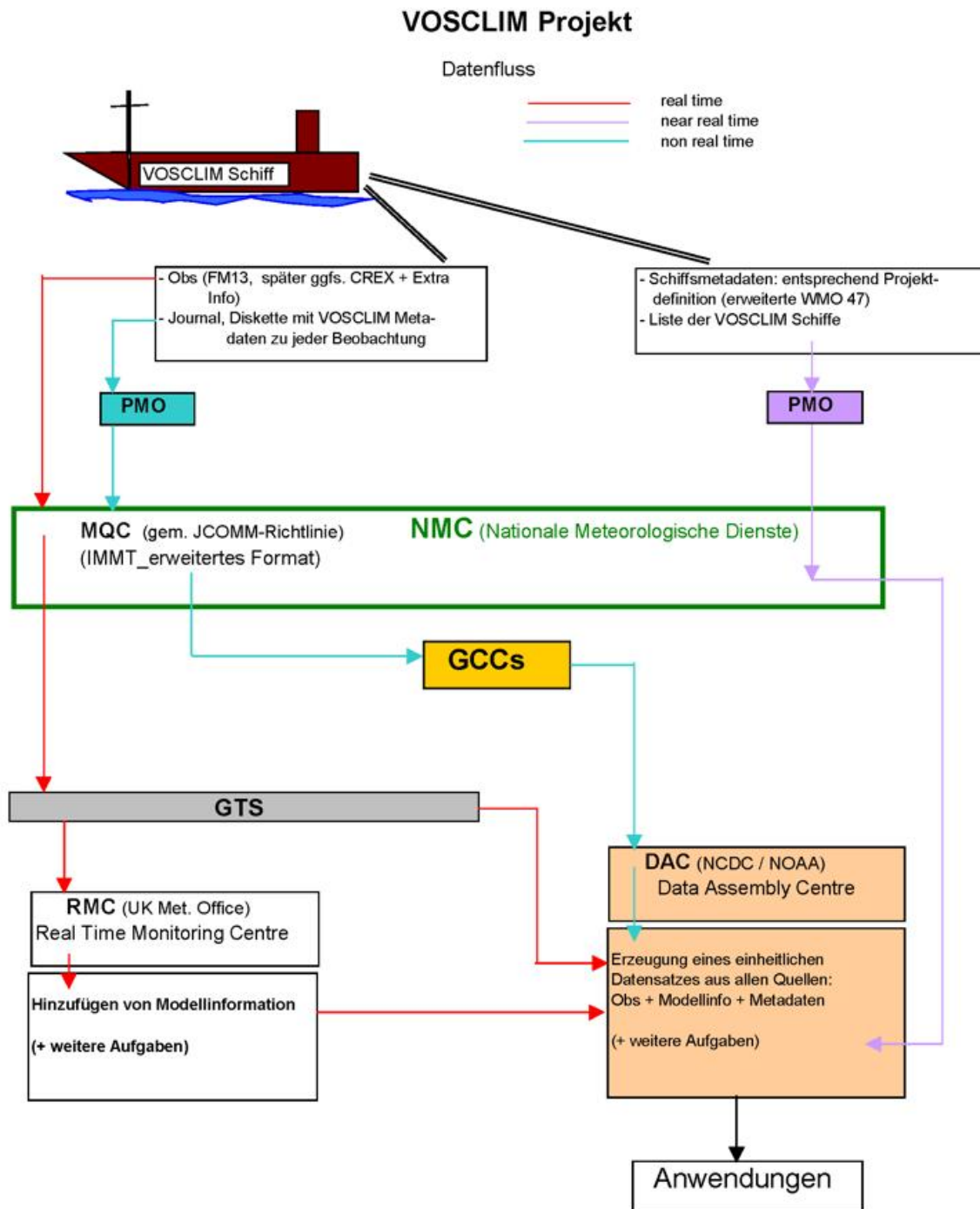


Abb. 2 Vorläufiger Datenflussplan im VOSCLIM Projekt (Stand: Oktober /2000)

Literatur

- The Accuracy of Ship's Meteorological Observations – Result of the VSOP-NA, WMO/TD-No. 455, 1991 A Catalogue of the Voluntary Observing Ships Participating in the VSOP-NA WMO/TD-No. 456, 1991
- Voluntary Observing Ships (VOS) Climate Subset Project (VOSCLIM) – Project Document WMO/TD-No. 1010, 2000 (hier gibt es weitere ausführliche Literaturverweise)

The GCOS Surface Network Monitoring Centre (GSNMC)

- results for WMO RA VI - Europe -

S. Rösner, T. Fuchs, C. Lefebvre

Summary

Monitoring availability and quality of climatological data from GCOS Surface Network (GSN) stations, globally distributed via the Global Telecommunication System (GTS) of WMO is now operational on a monthly basis. Data are now being managed by a relational database management system.

Although 3 monitoring reports have meanwhile been published by the GSNMC¹ no significant improvement can be seen in the availability of GSN CLIMAT reports. The monitoring of the quality of monthly mean temperature and monthly precipitation totals shows that only for about 2% of the received messages one or both values need to be modified or deleted.

Introduction

Monitoring availability and quality of climatological data exchanged between national meteorological services is an essential step to ensure that these data are available for climate monitoring and other purposes in appropriate time and quality. In order to climatological monitor temperature and pressure on a global scale, the GCOS Surface Network (GSN) was introduced in 1999. Two centres have then been established to monitor the availability and quality of the exchanged CLIMAT messages from these 1000 stations (GCOS-53, 1999). The two centres are jointly operated by the Japan Meteorological Agency (JMA) and the Deutscher Wetterdienst (DWD). GSN stations are expected to disseminate their CLIMAT messages via the Global Telecommunication System (GTS) of the WMO on a global scale.

A description of the GSNMC is given in Rösner (1999) and may also be found on the home page of the GSNMC as part of bi-annual monitoring reports which may also be obtained from WMO.

Monitoring the performance of GSN stations in WMO RA VI

The geographical border of the WMO Regional Association VI (WMO RA VI - Europe) is given in Fig. 1. RA VI consists of about 50 Members (countries). The population density varies from almost no population e.g. in central Greenland to some hundred people per km² in central Europe.

The list of GSN stations operated by RA VI-countries consists of 122 high quality climatological stations. 120 of those are within the geographic border of RA VI, two be-

¹ http://www.dwd.de/research/klis/gsn_mc

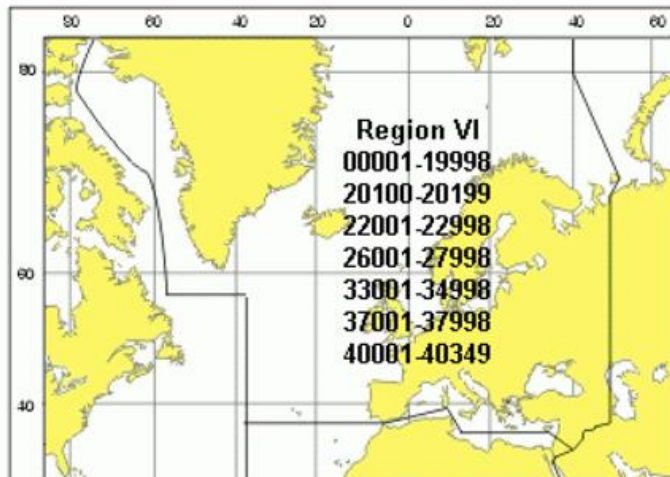


Fig. 1 Geographical borders of WMO RA VI with WMO station numbers included therein.

long geographically to WMO RAI (Africa). Fig. 3 gives an impression how the stations are distributed. For climate monitoring purposes on a regional scale this network needs to be enhanced by other high quality climatological stations. Since meteorological observations have a long tradition in Europe, there are still a few more of these stations operated in Europe.

Monitoring of availability means to carefully look at the incoming messages and check, if they were usable. That means to

answer questions like: "Is the given month year indicator correct?", "Is the message decodable so that the original physical values may be obtained?". Another problem to solve is: how to deal with the fact that most stations report their climatological data more than just once per month? Which message is then to believe? How to react if later received messages just have the word 'NIL' in their body although an earlier message reported values for the specific month? These are some of the typical problems the GSNMC has to deal with.

The availability of GSN stations which have been received at both monitoring centres during the whole year 2000 is shown in Fig. 3. , that the availability of GSN CLIMAT

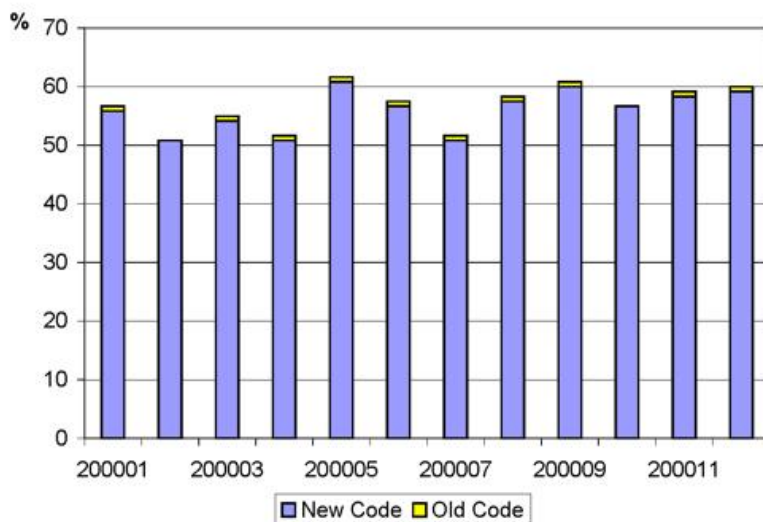


Fig. 2 Availability of CLIMAT messages from GSN stations located in WMO RA VI.

messages from WMO RA VI is not very high although still better than on the global average. From 46 of the 122 stations all 12 CLIMAT reports for the monitoring period January to December 2000 have been received. On the other hand 40 stations have not been received during that period. Fig. 2 also shows that some stations or countries (only one country in WMO RA VI) have not yet changed to the new CLIMAT code introduced in 1994.

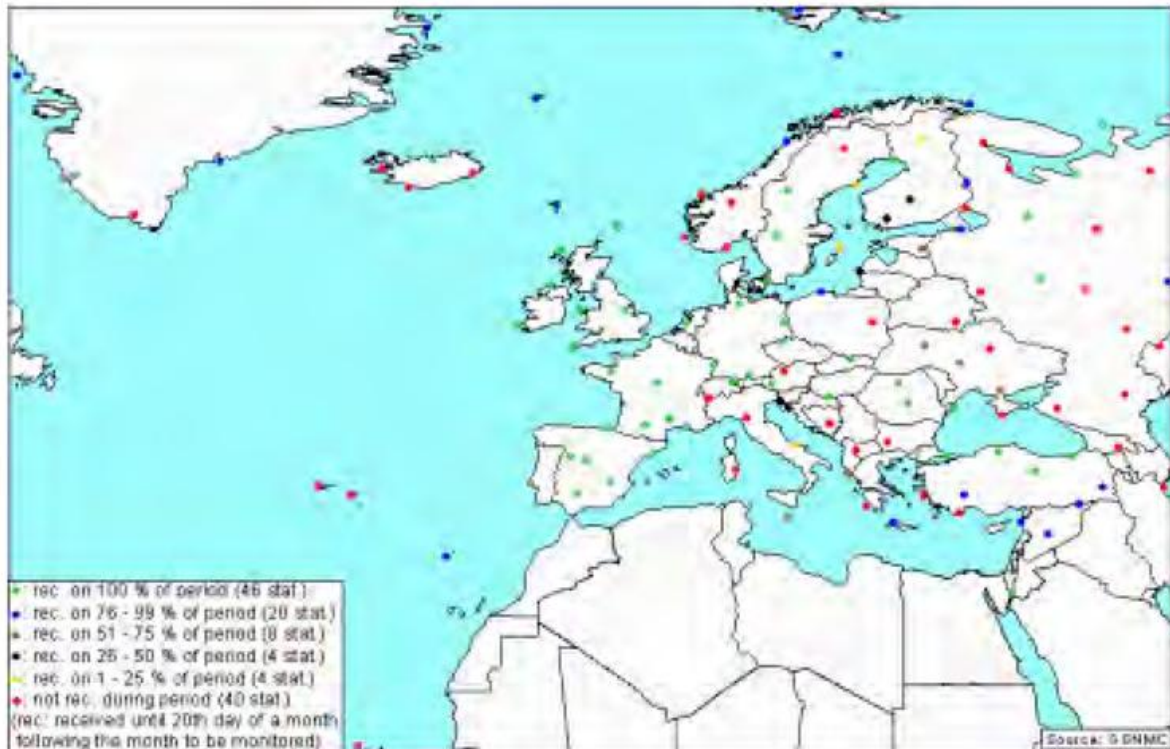


Fig. 3 Reception rate of GSN stations operated by member countries of RA VI. (period Jan - Dec 2000)

Fig. 4, which presents some of the most often errors, illustrates, that there are problems with the month-year indicator in CLIMAT messages. It happens, that not the actual month is written, or that this group is missing or even appears between station messages. Sometimes the section identifier 111 is missing or at wrong position. Some countries always have the same errors within their messages.

Fig. 5 illustrates the daily and cumulative number of received CLIMATs for May 2000 from GSN stations in WMO RA VI, received in June 2000. According to WMO regulations CLIMAT messages should be distributed until 5th but not later than 8th day of the following month.

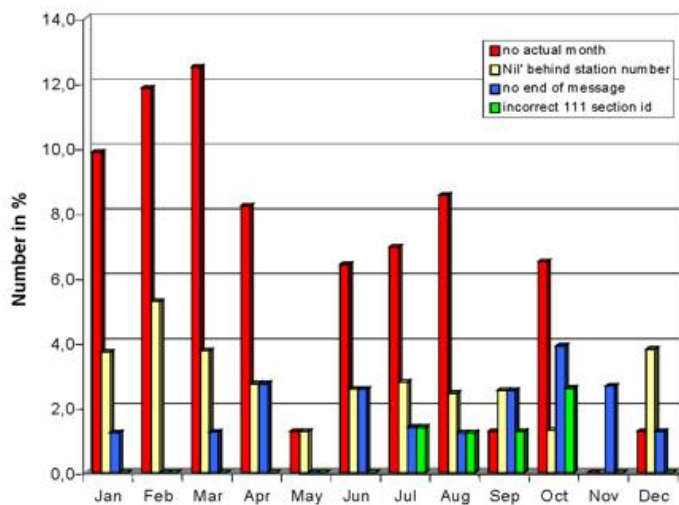


Fig. 4 Number of typical errors in percent of all received CLIMATs.

Since January 2000 also the quality of precipitation and temperature data reported within the CLIMAT messages is monitored. Monthly mean temperature is quality controlled by JMA and monthly precipitation total is quality controlled by the Global

Precipitation Climatology Centre (GPCC)¹ operated by the DWD. Table 1 lists those stations and months for which modifications have been necessary. In general only for a few stations (3 out of 120 for WMO RA VI) the reported temperature and/or precipitation values needed to be modified or deleted.

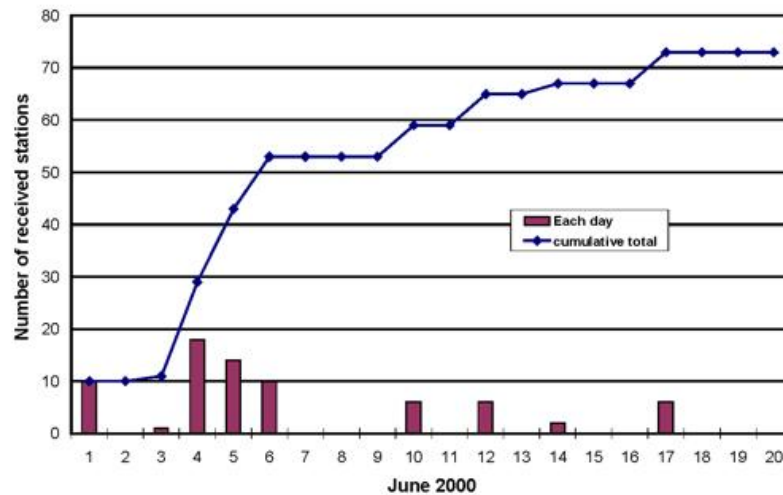


Fig. 5 Daily and cumulative number of received CLIMATs from GSN stations in WMO RA VI for June 2000.

WMO-No.	2000												Rate
	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	
04063	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	t	-	8%
04250	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	p	-	8%
08535	-	-	-	-	-	-	p	-	-	-	-	-	8%
10393	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	p	8%
15360	-	-	-	-	-	-	p	-	-	-	-	-	8%
17090	-	-	-	-	-	-	-	-	-	p	-	-	8%
22837	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	t	8%
26063	-	-	-	-	-	p,t	-	-	t	-	-	-	17%
40001	p	p	p	p	-	-	-	-	p	p	p	p	67%
40022	-	-	p	p	-	-	-	-	p	-	p	p	42%
40199	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	p	-	8%

Table 1 Results of monitoring the quality of monthly mean temperature (t) and precipitation total (p) in CLIMAT reports of GSN stations in WMO RA VI for the monitoring period January to December 2000. Only a few reported values are indicated to be modified. The "-" indicates that either the quality check was passed or no CLIMAT was available.

References

- Rösner, Stefan, 1999: The GCOS Surface Network Monitoring Centre with special emphasis on Precipitation at the Deutscher Wetterdienst (DWD). In Klimastatusbericht 1999, S. 124-127.
- GCOS-53 (WMO/TD-No. 958), 1999: GCOS Surface Network (GSN) Monitoring Centre Implementation Meeting (Offenbach, Germany, 19-20 January, 1999).

¹ <http://www.dwd.de/research/gpcc>

CM-SAF Training Workshop in Dresden

Peer Hechler

Officially started in 1999, a five year's international project is currently being in execution in order to develop methods to exploit data of new EUMETSAT satellite generations MSG (Meteosat Second Generation) and EPS-METOP for climatological purposes.

DWD -kindly sponsored by EUMETSAT and WMO and supported by the project partner institutes- organised a first CM-SAF Training Workshop in Dresden from 20 – 22 November 2000. Nearly 100 scientists –mainly climatologists and satellite experts- from 30 countries convened, amongst them well-known scientists as Prof. Hartmut Graßl, EUMETSAT's Director-General Dr. Tillmann Mohr, WMO Director Dr. Michael J. Coughlan, Prof. Ehrhard Raschke and DWD's President Udo Gärtner. The aim of the Workshop was threefold:

- make potential users aware of the CM-SAF, its plans and future products
- consolidate the definition of user requirements for the forthcoming Operational Phase
- initiate training activities in the use of CM-SAF products.

The Workshop was accompanied by a public exhibition and a press conference. On the occasion of the latter Dr. Mohr announced that all Member States finally approved EUMETSAT's amended Convention which now widens the Organisation's objectives to include the operational monitoring of the climate and detection of climate change.

CM-SAF plans to derive cloud-, radiation- and water vapour products as well as parameters of the ocean's surface and interior (see background information) were presented and discussed during the Workshop sessions. It can be summarised that DWD together with its partner institutions gained common consent for the strategic direction chosen with the CM-SAF effort. In this context major results and recommendations have been:

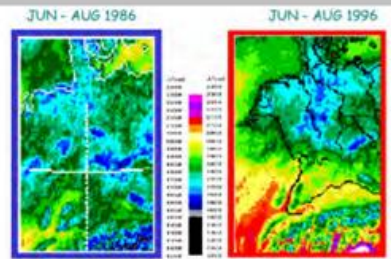
- full acceptance of the CM-SAF parameter list by the potential users
- the CM-SAF will basically be based on operational satellites
- the CM-SAF processing area, if possible towards the whole globe
- to strengthen the CM-SAF involvement in international projects and activities
- to discuss the feasibility of common data formats and processing algorithms for the whole SAF network
- to explore the definition of homogeneous products covering both MSG and METOP processing areas.

Background: The CM-SAF Products

Cloud and Radiation:

Determination of consistent parameters suitable for regional climate applications

The SAF on Climate Monitoring fills a gap in providing consistent data sets of cloud and radiation budget parameters for an area which covers Europe (including parts of the North Atlantic Ocean). The spatial resolution will be 15 km (except of components of the radiation budget at the top of the atmosphere where a spatial resolution of 50 – 70 km is envisaged). Besides surface- and top of the atmosphere radiation budget components (including albedo), several cloud parameters, such as fractional cloud cover, cloud classification, cloud top temperature and height and others will be derived.

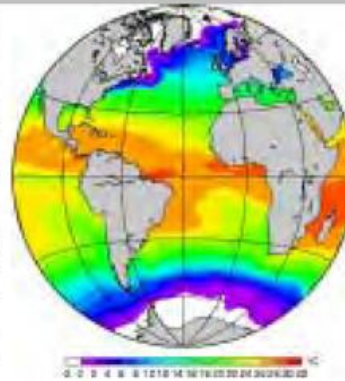


Downward Surface Short-wave Radiation over Germany

Global Ocean State Estimate:

Dynamical extrapolation of sea surface observations into the global ocean interior

The ocean assumes the central role in the planet's climate system on behalf of its immense capacity to store and redistribute water, heat and radiatively active trace substances. Climate monitoring and predictions therefore require the continued assessment of the state of the interior ocean. By merging data from remote sensing facilities with numerical models of the global ocean circulation the SAF on Climate Monitoring will generate an estimate of the state of the global ocean circulation at monthly time intervals. The estimate includes sea-ice extent, temperatures and salinities of the ocean interior as well as circulation velocities.

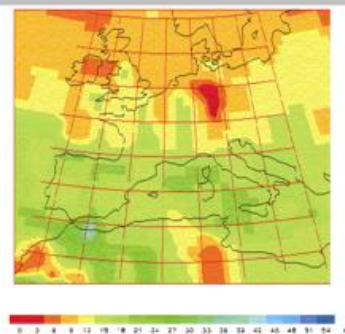


Global SST, January 1996

Water Vapour in the Atmosphere:

Validation and merging of satellite derived water vapour information

Water vapour in the atmosphere is for several reasons of special interest in climatology: as a greenhouse gas, as a component in the water cycle and because of the latent heat and its role in atmospheric dynamics. The SAF on Climate Monitoring will contribute merged and gridded daily data sets of total precipitable water as well as layer precipitable water (3 layers) based on operational level-2.0 satellite products and validated with in-situ observations as well as ground-based remote sensing data. With an initial spatial resolution of 100 km x 100 km the products cover Europe and parts of the North Atlantic.



Total precipitable Water over Europe, 26.12.99

References

Woick, H. et al., 2001: The Satellite Application Facility on Climate Monitoring, Advances in Space Research (accepted paper)

Klimastatusberichte 1997, page 74ff and 1999, page 128f

(for further information see <http://www.dwd.de/research/event.htm>).

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland

Teil 2

G. Müller-Westermeier

Der Teil 2 des Klimaatlasses Bundesrepublik Deutschland umfasst die Themen

Verdunstung
Mittleres tägliches Maximum der Lufttemperatur
Mittleres tägliches Minimum der Lufttemperatur
Kontinentalität,

die in insgesamt 58 Klimakarten im Maßstab 1 : 2 500 000 behandelt werden.

Für die ersten 3 Themen werden wiederum jeweils 19 Karten präsentiert. Sie enthalten wie im Teil 1 Mittelwerte des Referenzzeitraums 1961-1990 für alle Monate, das Jahr, die meteorologischen Jahreszeiten und die Halbjahre, wobei das Sommerhalbjahr durch die Monate Mai bis Oktober definiert ist und das Winterhalbjahr durch die übrigen Monate.

Das Thema Kontinentalität ist ebenfalls für den Zeitraum 1961-1990 bearbeitet und dargestellt. Die Kontinentalität ist als maximale Differenz der mittleren monatlichen Lufttemperatur zweier Monate eines Jahres definiert. Es ergibt sich daher im Mittel über die 30 genannten Jahre eine einzige Karte.

Die in Teil 1 angekündigten Themen Globalstrahlung, Dampfdruck und Phänologische Daten werden in noch folgenden Teilen des Klimaatlasses behandelt werden

Bestellungen für den

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland, Teil 1, ISBN 3-88148-355-1 zum Preis von je DM 98,00 zuzügl. Versandkosten

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland, Teil 2, ISBN 3-88148-372-1 zum Preis von je 50,00 Euro zuzügl. Versandkosten
(Erscheinungstermin 2. Jahreshälfte 2001)

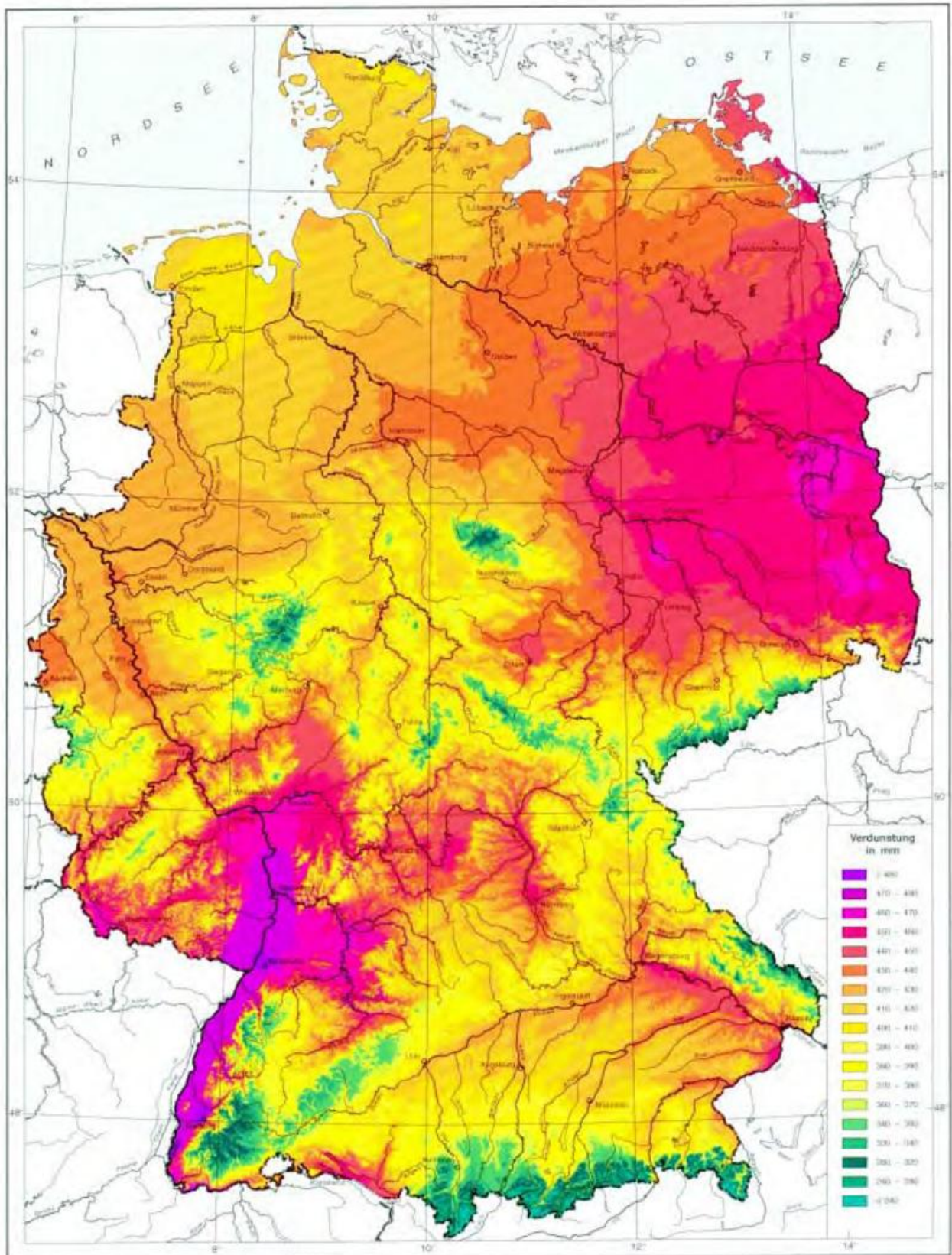
An
Deutscher Wetterdienst
Bibliothek
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach

KLIMAATLAS BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND

Karte 4.18

Mittlere Grasreferenzverdunstung, Sommerhalbjahr

Zeitraum: 1961 – 1990



Veranstaltungen jeder Art sind untersagt.

Maßstab: 1 : 2 500 000

0 50 100 km

Landkarte: Staatsvermessungsamt, Bundesrepublik Deutschland 1978 und 2010

Deutscher Wetterdienst



Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

ACSYS	Arctic Climate System Study
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
APDA	Arctic Precipitation Data Archive
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
CAPE	Convectively Available Potential Energy
CM-SAF	Satellite Application Facility on Climate Monitoring
CoL	cut-off low
COMMA	Cologne Model of the Middle Atmosphere
COST	Co-operation in Science and Technical Research
CREX	Character Form for the Representation and Exchange of Data
CWINDE	Cost Wind Initiative for a Network Demonstration in Europe
DAC	Data Acquisition Center (NCEP/NOAA)
DMJ	Deutsches Meteorologisches Jahrbuch
DMRZ	Deutsches Meteorologisches Rechenzentrum
DU	Dobson Unit
DV	Datenverarbeitung
DWD	Deutscher Wetterdienst
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EM	Europa-Modell
EPS	Ensemble Prediction System
ERA-15	ECMWF Re-Analysis (15 year period)
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
EZMW	Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage
FASTEX	Fronts and Atlantic Storm Track Experiment
FU	Freie Universität
FWW	Flugwetterwarte
GCC	Global Collecting Centre
GCM	Global Climate Model
GCOS	Global Climate Observing System
GEWEX	WCRP Global Energy and Water Cycle Experiment
GHG	Greenhouse Gas
GISS	Goddard Institute of Space Studies
GME	Global Model Extended
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GPS	Global Positioning System
GRIPS	GCM Reality Intercomparison Project for SPARC
GSNMC	GCOS Surface Network Monitoring Centre
GTS	Global Telecommunication System
GUAN	GCOS Upper Air Network
GVaP	GEWEX (tropospheric) Water-vapour Climatology Project
IAP	Institut für Atmosphärenphysik
ICSU	International Council for Science

IGY	International Geophysical Year
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IQSY	International Quiet Sun Year
JMA	Japan Meteorological Agency
KOSTRA	Koordinierte Starkniederschlagsregionalisierung
KSB	Klimastatusbericht
MCSS	Marine Meteorological Summaries Scheme
MESZ	Mitteleuropäische Sommerzeit
METOP	Meteorological Operational Programme
MEZ	Mitteleuropäische Zeit
MOHp	Meteorologisches Observatorium Hohenpeissenberg
MOL	Meteorologisches Observatorium Lindenberg
MRP	Mikrowellenradiometer-Profiler
MSG	Meteosat Second Generation
MSU	Microwave Sounding Unit
NAO	North Atlantic Oscillation
NASA	National Aeronautical and Space Administration
NCDC	US National Climatic Data Centre
NCEP	National Center for Environmental Prediction
nFk	nutzbare Feldkapazität
NIL	not in list
NIMBUS	Meteorological research satellites series
NMC	National Meteorological Centre
NN	Normal Null
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PMO	Port Meteorological Office
Ppbv	parts per billion volume
PSC	Polar Stratospheric Clouds
PV	Parlamentarische Versammlung
PVU	potential vorticity unit
QBO	Quasi-Biennial Oscillation of equatorial stratospheric wind
RA VI	WMO Regional Association EUROPE
RADAR	Radio Detection and Ranging
RASS	Radio-Acoustic Sounding System
REWANUS	Regionalisierung der Extremwerte der Wasserabgabe aus Niederschlag und Schneedecke
RMC	WMO Regional Meteorological Centre
rmse	root mean square error
RZ	Regionalzentrale
SAF	Satellite Application Facility
SNOW-K	Schneemodell (Klima-Variante)
SO	Southern Oscillation
SODAR	Sound Detecting and Ranging
SPARC	WCRP Project on Stratospheric Processes
SSD	Sonnenscheindauer
SST	Sea Surface Temperature
ST	Stratosphärisch-Troposphärischer Austausch

TD	Technical Documents
UHF	Ultra High Frequency
UK	United Kingdom
UN	United Nations
UTC	Universal Time Code
UV	Ultraviolet
VDI	Verein Deutscher Ingenieure
VHF	Very High Frequency
VOS	Voluntary Observing Ship
VOSCLIM	project to implement operationally a subset of the VOS to provide a high quality reference data set
VSOP-NA	VOS Special Observing Project North Atlantic
WCRP	World Climate Research Programme
WGL	Wissenschaftsgemeinschaft Gottfried Wilhelm Leibnitz
WMO	World Meteorological Organization
WPR	Windprofiler Radar
WZN	Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie

Anschriften der Autoren

NAME	ANSCHRIFT	EMAIL
Adam, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Am Observatorium 12 15864 Lindenberg	wolfgang.adam@dwd.de
Amet, F	Meteorologisches Institut der Universitaet Bonn Auf dem Huegel 20 53121 Bonn,	
Dr. Bissolli, Peter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	peter.bissolli@dwd.de
Bremer, J	Leipniz-Institut Atmosphärenphysik e.V. Schlossstr. 6 18225 Kühlungsborn	für bremer@iap-kborn.de
Claude, Hans-Jürgen	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	hans.claude@dwd.de
Dier, Horst	Deutscher Wetterdienst Am Observatorium 12 15864 Lindenberg	horst.dier@dwd.de
Dr. Dittmann, Ernst	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	ernst.dittmann@dwd.de
Prof. Ebel	Inst. für Geophysik und Meteorologie Kerpener Str. 13 50937 Köln	eb@eurad.uni-koeln.de
Fuchs, Tobias	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	tobias.fuchs@dwd.de
Göber, M	Meteorologisches Institut der Universitaet Bonn Auf dem Huegel 20 53121 Bonn,	
Dr. Günther, Thilo	Deutscher Wetterdienst Lindenberger Weg 24 13125 Berlin	thilo.guenther@dwd.de
Hagenbrock, R	Meteorologisches Institut der Universitaet Bonn Auf dem Huegel 20 53121 Bonn,	
Hechler, Peer	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	peer.hechler@dwd.de
Prof. Dr. Hense, Andreas	Meteorologisches Institut der Universitaet Bonn Auf dem Huegel 20 53121 Bonn	ahense@uni-bonn.de
Prof. Dr. Hupfer, Peter	Humboldt-Universität zu Berlin Institut für Physik Invalidenstr. 110 10115 Berlin	peter.hupfer@physik.hu-berlin.de

NAME	ANSCHRIFT	EMAIL
Janssen, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	wolfgang.jansen@dwd.de
Jaeger, Anja	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	anja.jaeger@dwd.de
Kowol-Santen, J	Inst. für Geophysik und Meteorologie Kerpener Str. 13 50937 Köln	
Kreis, Andrea	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	andrea.kreis@dwd.de
Prof. Dr. Labitzke, Karin	Meteorologisches Institut der Freien Universitaet Berlin Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10 12165 Berlin	labitzke@strat01.met.fu-berlin.de
Dr. Leiterer, Ulrich	Deutscher Wetterdienst Am Observatorium 12 15864 Lindenberg	ulrich.leiterer@dwd.de
Löpmeier, Franz Josef	Deutscher Wetterdienst Bundesallee 50 38116 Braunschweig	franz-josef.loepmeier@dwd.de
Lefebvre, Christiana	Deutscher Wetterdienst Jenfelder Allee 70a 22043 Hamburg	christiana.lefebvre@dwd.de
Matthäus, Helga	Deutscher Wetterdienst Lindenberger Weg 24 13125 Berlin	helga.mathaeus@dwd.de
Müller-Westermeier, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	gerhard.mueller- westermeier@dwd.de
Nitsche, Helga	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	helga.nitsche@dwd.de
Dr. Rachner, Martin	Deutscher Wetterdienst Lindenberger Weg 24 13125 Berlin	hm2@dwd.de
Dr. Rapp, Jörg	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	jörg.rapp@dwd.de
Rösner, Stefan	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	stefan.roesner@dwd.de
Dr. Rudolf, Bruno	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	bruno.rudolf@dwd.de
Dr. Steinbrecht, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	wsteinbrecht@mohp.dwd.d400.de
Dr. Steinhagen, Hans	Deutscher Wetterdienst Am Observatorium 12 15864 Lindenberg	hans.Steinhagen@dwd.de

NAME	ANSCHRIFT	EMAIL
Schneider, Gerold	Deutscher Wetterdienst Lindenberger Weg 24, 13125 Berlin	gerold.schneider@dwd.de
Dr. Tinz, Birger	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	Birger.tinz@dwd.de
Trampf, Walter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	walter.trampf@dwd.de
Dr. Trepte, Sebastian	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	sebastian.trepte@dwd.de
Ullrich, Rolf	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	rolf.ullrich@dwd.de
Dr. Wagner, Volker	Deutscher Wetterdienst Jenfelder Allee 70a 22043 Hamburg	volker.wagner@dwd.de
Werscheck, Martin	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	martin.werscheck@dwd.de
Dr. Winkler, Peter	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	peter.winkler@dwd.de

Impressum

Deutscher Wetterdienst
Referat "Grundlagen der Klimaüberwachung"
Frankfurter Str. 135
Postfach 10 04 65
63004 Offenbach
Stand: April 2001

Redaktion:

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

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

Das Redaktionsteam dankt
Herrn Arne Spekat
DMG Sekretär
Institut fuer Meteorologie
Freie Universität Berlin
C.-H.-Becker Weg 6-10
12165 Berlin
für die Unterstützung bei der Erstellung des KSB 2000.

Gesamtübersicht der Artikel in den Klimastatusberichten 1997 - 1999

KSB 1997

Klimaüberwachung beim DWD -aktuelle Aktivitäten und Tendenzen-
P. Hechler

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland
P. Fuchs, G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Die Witterung in Deutschland im Jahre 1997
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Deutsche Küstengebiete
A. Lefebvre

Zwei außergewöhnlich starke Regenepisoden als Ursache des Oderhochwassers im Juli 1997
T. Fuchs, J. Rapp

Hydrometeorologische Aspekte des Sommerhochwassers der Oder 1997
G. Malitz, T. Schmidt

Niederschlagsmonitoring des Weltzentrums für Niederschlags-klimatologie im DWD
B. Rudolf

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Entwicklung des atmosphärischen Ozons
H. Claude, U. Köhler

Objektive Wetterlagenklassifikation
E. Dittmann

Phänologie
W. Trampf, W. Janssen

Klima aus erster Hand
S. Rösner

Aufbereitung langer meteorologischer Meßreihen für klimatologische Zwecke
J. Herzog, G. Müller-Westermeier

The Use of Satellite Data for Climatological Applications: The Satellite Application Facility on Climate Monitoring
P. Hechler, M. Werscheck

KSB 1998

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

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

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

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

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

Die Witterung in deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Die phänologische Entwicklung
W. Trampf, W. Janssen

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude, W. Steinbrecht

Objektive Wetterlagenklassifikation
P. Bissolli, E. Dittmann

Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

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

Starkniederschläge im Oktober
T. Fuchs, J. Rapp, B. Rudolf, E. Dittmann, G. Müller-Westermeier

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

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

Das Bioklima in Deutschland

G. Jendritzky

KSB 1999

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

Ch. Lefebvre

Orkantief Lothar vom 26.12.1999

G. Müller-Westermeier

Häufigkeit von Sturmböen in den letzten Jahren

U. Otte

Niederschlagsanalyse zum Pfingsthochwasser 1999 im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee

T. Fuchs, J. Rapp, B. Rudolf

Starkniederschlag in Deutschland - Messergebnisse, statistische Auswertungen, Schätzungen

G. Malitz

Kommen Westwetterlagen häufiger vor als früher ?

P. Bissolli

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil III)

G. Müller-Westermeier

Thermopluviogramm

E. Dittmann

Die Witterung in Deutschland

G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Die Witterung in den deutschen Küstengebieten

Ch. Lefebvre

Die agrarmeteorologische Situation

F.-J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung

W. Trampf

Entwicklung der Ozonschicht

H. Claude

Objektive Wetterlagenklassen

P. Bissolli, E. Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre

H. Nitsche

Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa

B. Rudolf

Veränderungen der phänologischen Jahreszeiten

Menzel

Eine erweiterte Definition des Begriffes ‚Trend‘ in der Klimadiagnose

J. Rapp

Wie erkennt man signifikante Klimaänderungssignale?

F.-W. Gerstengarbe, H. Österle, P. C. Werner

Naturkatastrophen und Klimaänderung - Befürchtungen und Handlungsoptionen der Versicherungswirtschaft

G. Berz

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland

E. Dittmann

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

S. Rösner

Training Workshop of the Satellite Application Facility on Climate Monitoring

P. Hechler