



Numerische Klimamodelle – Was können sie, wo müssen sie verbessert werden?

Teil I: Das Klimasystem der Erde



Zerfall des Larsen B Schelfeises



Savanne in der zentralen Sahara

Herausgeber
Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter
Dr. H. D. Behr (Hamburg)

Redaktionsausschuß
Dipl.-Met. **U. Gärtner** (Offenbach a. M.)

Priv.-Doz. Dr. G. Adrian (Offenbach a.M.)
Prof. Dr. B. Brümmer (Hamburg)
Prof. Dr. J. Egger (München)
Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)
Prof. Dr. G. Groß (Hannover)
Dr. J. Neisser (Lindenberg)
Prof. Dr. C.-D. Schönwiese (Frankfurt a.M.)
Prof. Dr. P. Speth (Köln)
Prof. Dr. G. Tetzlaff (Leipzig)

Zum Titelbild:

Klima hat sich und wird sich immer wieder ändern. Aus einer Savanne wurde die hyperaride Sahara (rechts), weil die Erdbahn um die Sonne sich änderte. Das Larsen B Schelfeis an der Antarktischen Halbinsel ist im Jahre 2002 völlig in viele kleine Teile zerfallen (links, obere Mitte). Warum?

Bildquellen:
Links: ESA Media Relations Office, Darmstadt,
Rechts: PIK-Potsdam.

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Frankfurter Straße 135, 63067 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement 22,50 €, Einzelheft 6,50 €, Doppelheft 13,- €, Dreifachheft 19,50 € zuzüglich MwSt. und Versandkosten.

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Druck:
Weppert GmbH & Co. KG
97424 Schweinfurt
Silbersteinstraße 7

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

28. Jahrgang, Heft 3/4, 2002

Thema des Heftes:

Numerische Klimamodelle – Was können sie, wo müssen sie verbessert werden?

Teil I: Das Klimasystem der Erde

Fachliche Redaktion: H. Graßl, Hamburg

Fachliche Durchsicht: C.-D. Schönwiese, Frankfurt a.M.

Kapitel	Seite
Zu diesem Heft	81
H. GRAßL	
1 Das Klimasystem	82-84
S. BAKAN, E. RASCHKE	
2 Der natürliche Treibhauseffekt	85-94
E. RASCHKE, M. QUANTE	
3 Wolken und Klima	95-107
A. HENSE	
4 Klimavariabilität durch interne Wechselwirkungen	108-116
K. HERTERICH	
5 Variabilität der Erdbahnparameter und Klimaänderungen	117-122
U. CUBASCH	
6 Variabilität der Sonne und Klimaschwankungen	123-132
H. GRAF	
7 Klimaänderungen durch Vulkane	133-138
Blick nach draußen	
Der schwedische Wetterdienst (SMHI)	139-142
Institute stellen sich vor	
Der Lehrstuhl für Umweltmeteorologie an der Brandenburgischen Technischen Universität Cottbus	143-146
G. LOHMANN	
Meteorologische Interpretation geologischer Daten – Neue Wege in der Paläoklimaforschung	147-152
A. MEYER	
Visualisierung von Rasterdaten mittels Isoborder, Isolinien, Isogonen, Polygonen und Isoflächen unter Verwendung von Java	153-157
H. D. BEHR	
Das Satellitenbild des Monats Juli 2002	158-160
Tagung	161
Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Jahr 2000	162-166
Anschriften der Autoren dieses Heftes	167
Redaktionelle Hinweise für Autoren	168

Thema des Heftes: Numerische Klimamodelle – Was können sie, wo müssen sie verbessert werden?

Zu diesem Heft

Unser Leben hängt ganz wesentlich von drei Parametern ab, nämlich der Sonnenstrahlung, dem Wasser vom Himmel und den für unsere Ernährung notwendigen Pflanzen. Das Klima der Erde wird ebenfalls ganz wesentlich von den gleichen Parametern bestimmt. In meteorologischer Fachsprache also von der Strahlungsflussdichte der Sonne, dem Niederschlag und den Strahlungseigenschaften der Vegetation sowie den Spurengasemissionen von Flora und Fauna. Deshalb sind die Variabilität des Klimas und eventuelle Klimaänderungen für uns von fundamentaler Bedeutung. Klar sichtbar wird das dadurch, dass wir in großer Zahl nur in den Regionen leben können, wo ausreichend Niederschlag flächendeckende Vegetation zulässt.

Das Interesse am Verständnis des Klimas und seiner Prozesse sollte daher allgemein hoch sein, weil es gilt, die Variabilität und damit die Wetterextreme zu kennen sowie das Vorhersagbare zu entdecken und dann beides weise zu nützen. Dennoch war das öffentliche Interesse und damit die Förderung der Klimaforschung lange gering, so dass z. B. eine kleine Gruppe von Wissenschaftlern noch im Jahre 1983 in einem Bericht an die Weltorganisation für Meteorologie (WMO 1984) zwar Methan als Treibhausgas (No. 5 in der Reihung natürlicher Treibhausgase) auflistete, aber nicht sagen konnte, ob es seit Beginn der Industrialisierung zugenommen hatte.

Als dann aber die direkten Messungen die Zunahme der Kohlendioxidkonzentration, also die veränderte Zusammensetzung der Atmosphäre, in den späten 70er Jahren des 20. Jahrhunderts eindeutig dokumentierten, begann Klimaforschung im großen Maßstab, weil dadurch die Wahrscheinlichkeit für eine globale Klimaänderung durch den Menschen groß geworden war. Deshalb haben WMO und der Internationale Rat Wissenschaftlicher Vereinigungen (ICSU = International Council of Scientific Unions) 1980 das Weltklimaforschungsprogramm gestartet.

Da Klima das Ergebnis vielfältiger Wechselwirkungen der Komponenten des Klimasystems ist, wuchs Klimaforschung zu globaler, interdisziplinärer Forschung heran, durch die neben den Meteorologen auch die Ozeanographen, Hydrologen, Bodenkundler, Vulkanologen, Geophysiker, Geologen, Luft- und Meereschemiker, Geographen und Glaziologen sowie die Sonnenphysiker wesentlich gefordert waren.

Denn das beispielsweise in Hamburg herrschende Klima hängt auch von der ozeanischen Tiefenzirkulation, dem arktischen Meereis, der Vulkanaktivität der vergangenen Jahre, der Lage der Meeresstraßen, der Bewaldung der Tropen etc. ab.

Wenn das Verständnis komplexer Systeme, wie des Klimasystems der Erde, voranschreitet, wird man auch etwas über die zukünftig Entwicklung sagen können. Dazu sind nur allgemeine Zirkulationsmodelle geeignet, die möglichst viele Systemteile umfassen. Also mussten aus den Wettervorhersagemodellen, die nur die Atmosphäre und ihre Ränder ohne chemische Umwandlung in der Atmosphäre umfassten und die mit für Klimafragen völlig unangemessenen Strahlungsparameterisierungen versehen waren, wirkliche Klimamodelle werden, die dreidimensional die Dynamik der Atmosphäre, des Ozeans und der Landoberflächen (einschließlich Vegetation und Böden) möglichst realistisch nachbilden. Dieser Modellentwicklungsprozess ist noch lange nicht abgeschlossen, aber doch so weit fortgeschritten, dass die numerischen Klimamodelle nicht nur wichtige politik-relevante Information liefern, sondern auch zu ersten Ansätzen eines Erdsystemmanagements (z. B. dem Kioto-Protokoll) beigetragen haben.

*Mit diesem PROMET-Heft soll das erste von dreien, die dem Thema Klimamodelle gewidmet sind, starten. In sieben Kapiteln wird in diesem ersten Heft das **Klimasystem** beschrieben. Im zweiten Heft wird es um die Modellierung **natürlicher Klimavariabilität**, z. B. das El Niño Phänomen gehen, und im dritten werden Modelle und deren Ergebnisse zu anthropogenen, also **vom Menschen verursachten Klimaänderungen** vorgestellt. Dabei wird auch diskutiert werden, wozu man sie nicht verwenden sollte, weil z. B. räumliche Auflösung sowie physikalische und chemische Parameterisierungen dies noch nicht zulassen.*

H. Graßl

1 Das Klimasystem

H. GRÄBL

1 Leben und Spurenstoffe als Klimafaktoren

Das Klima der Erde wird anders als das der erdähnlichen Planeten Mars und Venus vom Leben auf ihr (mit)bestimmt. Eine herausragende weitere Besonderheit ist die Dominanz von kleinen Beimengungen der Erdatmosphäre für die Strahlungsbilanz. So erreicht die Masse aller fünf wichtigen Treibhausgase, des flüssigen Wassers und des Eises in Wolken sowie der Aerosolteilchen zusammen nur drei Promille der Gesamtmasse der Erdatmosphäre. Beachtet man weiterhin, dass das wichtigste Treibhausgas, der Wasserdampf, wegen der starken Temperaturabhängigkeit seines Dampfdruckes bei Sättigung auf eine Temperaturänderung, z. B. durch eine atmosphärische Konzentrationszunahme der langlebigen Treibhausgase, kräftig reagieren muss, dann sind gar nur etwa 0,3 Promille aller Moleküle der Erdatmosphäre eigentlich klimabestimmend. Wieviel Sonnenenergie bei welchen Wellenlängen die Erdoberfläche erreicht, und wieviel Wärmestrahlung aus welchen Teilen der Erdatmosphäre in den Weltraum entweicht, um die langfristig ausgeglichene Energiebilanz herzustellen, wird von Wasserdampf, Wolkenwasser, Wolkeneis, Kohlendioxid (CO₂), Ozon (O₃), Lachgas (N₂O), Methan (CH₄) und Aerosolpartikeln bestimmt. Damit sind auch der Pansen aller Wiederkäuer als Methanquelle, die Lachgasproduktion durch Bodenbakterien und die Emission von Dimethylsulfid ((CH₃)₂S) durch einige Meeresalgen klimarelevant.

2 Das Klimasystem

In den vergangenen Jahren hat es sich eingebürgert, vom Klimasystem zu reden, weil man die vielfältigen Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Teilen (Systemkomponenten) der Erde als die besonders wichtigen Klimaprozesse, wie z. B. Tiefenwasserbildung im Atlantik sowohl um Grönland als auch in der südlichen Weddell-See, erkannt hat. Die starke Vernetzung der Prozesse in und zwischen Luft, Wasser, Leben, Boden und Gestein, also in und zwischen Atmo-, Hydro-, Bio-, Pedo- und Lithosphäre, zwingt uns allerdings auch alle Systemkomponenten gemeinsam zu betrachten. Vereinfachungen sind nur möglich, wenn man die Zeitskala einengt. Die Modellbildung ist jedoch noch sehr oft behindert, weil vollständige Datensätze zum Test der Modelle fehlen. Erst mit den Satellitendaten ist die globale Überdeckung und die mesoskalige Auflösung zur Norm geworden, so dass Daten der Fernerkundung für das Verständnis der Klimaprozesse und für Modelltests zusehends wichtiger geworden sind. Da Modelle die Synthese unseres Wissens darstellen, ist wesentlicher wissenschaftlicher Fortschritt fast immer mit der Falsifizierung bisheriger Modelle durch neue Datensätze verbunden, weil danach verbesserte

Modelle wieder mit der Beobachtung wenigstens grob übereinstimmen, und dann zur wichtigsten ihrer Aufgaben, der Vorhersage, verwendet werden können.

Im Folgenden werden einige der typischen Modellstudien kurz vorgestellt um zu zeigen, mit kurzen Zeitskalen beginnend, wieviele Teile des Klimasystems für welche Aufgaben zeitabhängig beschrieben werden müssen. Dabei wird besonders auf den Niederschlag geachtet, weil dieser Klimaparameter für das Leben so wichtig ist.

3 Planetarische Grenzschicht über See

Die Wechselwirkung zwischen Meeresoberfläche und planetarischer Grenzschicht kann bereits mit einem Modell der Grobstrukturanalyse (Large-Eddy-Simulation (LES)) behandelt werden, wobei in nur wenigen Stunden Simulationszeit und bei einem Modellgebiet von etwa 10 km die Oberflächentemperatur und die Rauigkeit fest vorgegeben werden können. Dennoch können damit Parameterisierungen der bewölkten planetarischen Grenzschicht für großskalige Zirkulationsmodelle abgeleitet werden, sofern das LES-Modell ausreichend mit Daten von aufwändigen Feldexperimenten in der planetarischen Grenzschicht getestet worden ist.

4 Land-Seewind-Zirkulation

Soll der Klimaprozess Land-Seewind-Zirkulation numerisch nachgebildet werden, wächst die Integrationszeit auf Tage und neben einer Landnutzungsklassifizierung mit Bodenmodell ist ein ausreichend großes Seegebiet einzubeziehen. Aber auch die freie Troposphäre ist mit zu berücksichtigen und an den Rändern muss die mittlere Strömung vorgegeben werden. Ohne eine Parameterisierung der Vorgänge in Wolken einschließlich Strahlungswirkung und Niederschlag ist Realitätsnähe allerdings nicht zu erreichen. Feldexperimente zum vollständigen Test eines solchen Modells gibt es jedoch noch nicht. Nur Teilaspekte, wie die Lage der Seewindfront, können mit Satellitendaten oder Beobachtungen an einzelnen Stationen validiert werden.

5 Regionaler Niederschlag und seine Änderung

Soll die zukünftige Niederschlagsverteilung in einer größeren Region abgeschätzt werden, sind zunächst zeitabhängig von einer globalen Analyse oder einem gekoppelten Atmosphäre/Ozean/Land-Modell für einen Zeitabschnitt aus der Vergangenheit (z. B. ein Jahrzehnt), die Strömung am Rand und die Oberflächentemperatur der

Seegebiete vorzugeben. Getestet werden kann nur über den Landgebieten mit ausreichend dichtem in-situ Niederschlagsmessnetz. Nach dem Test muss in einem zweiten Modelllauf das Regionalmodell mit den Ergebnissen eines globalen gekoppelten Atmosphäre/Ozean/Ozean/Land-Modelles „gefüttert“ werden und als Ergebnis erhält man die gewünschte zukünftige, regional höher aufgelöste Niederschlagsverteilung im inneren Modellgebiet. Diese gilt allerdings nur für ein bestimmtes Szenario zukünftigen menschlichen Verhaltens und Fehler in der allgemeinen Zirkulation des gekoppelten Modells werden auch auf die regionale durchschlagen. Die regionale Niederschlagsverteilung ist wegen erhöhter räumlicher Auflösung nur besser in Gebieten mit Land/See-Kontrasten und ausgeprägter Topographie (siehe dazu Abb. 1-1). Man bedenke, dass eine korrekte Wiedergabe der Niederschlagsmenge und -verteilung mindestens eine korrekte Aufwärtsbewegung in der Atmosphäre und damit Bewölkung am richtigen Ort voraussetzt.

6 Globale Niederschlagsverteilung

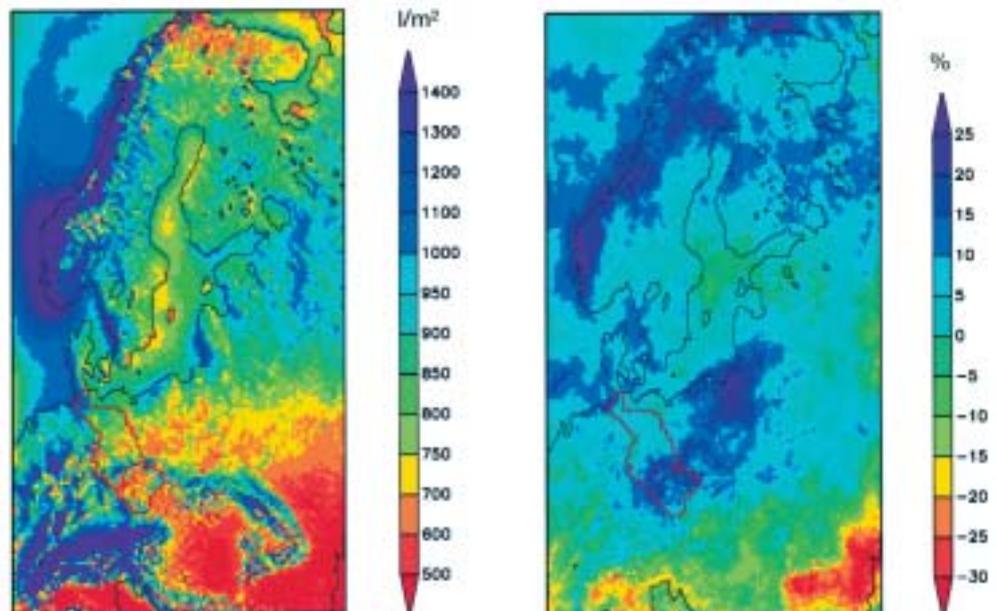
Soll die globale Niederschlagsverteilung einschließlich Variabilität und eventuellen Veränderungen im 20. Jahrhundert nachgebildet werden, ist zunächst ein gekoppeltes Atmosphäre/Ozean/Land-Modell notwendig, das ohne Korrektur der Flüsse an der Ozeanoberfläche über Jahrhunderte in Kontrollläufen getestet stabiles Klima mit typischer Variabilität von Jahr zu Jahr und Jahrzehnt zu Jahrzehnt zeigt. Danach ist die zeitabhängig zunehmende Störung durch erhöhten Treibhauseffekt, Ozonverdünnung in der Stratosphäre, Zunahme der Lufttrübung in und im Lee von industriellen Ballungsgebieten sowie in tropischen Savannen mit Vegetationsbränden und durch Landnutzungsänderungen vorzugeben. Alle diese Störungen im Klimasystem sind bisher noch nicht gemeinsam vorgegeben worden und auch die in Abb. 1-2 und 1-3 vor-

gestellte mittlere globale Niederschlagsverteilung bzw. der Nettofrischwasserfluss sind erst in diesem Jahr zu Stande gekommen. Außerdem ist sie über den Ozeanen mit den Hauptniederschlagsgebieten in den Tropen und über dem Golfstrom bzw. dem Kuroshio noch nicht ausreichend durch mit in-situ Daten getestete Fernerkundungsalgorithmen erhärtet. Die Berechnung von Niederschlagsänderungen über See wie in Abb. 1-1 gezeigt, muss also noch getestet werden. Erste Verbesserungen sind von KLEPP et al. (2002) vorgeschlagen worden. Bei allen bisher beschriebenen Modellversuchen ist die Zeitskala kurz genug gewesen, um die Eisgebiete und die Biome konstant halten zu können und auch Schwankungen der Erdbahn um die Sonne konnten unbeachtet bleiben.

7 Austrocknung der Sahara

Soll der Übergang der Sahara von einer Trockensavanne in ein hyperarides Gebiet verstanden werden, so müssen sowohl die Vegetation interaktiv mit der Atmosphäre gekoppelt sein, d.h. die Vegetation muss sich ändern dürfen und dadurch wieder selbst Klima ändern, als auch die Schwankungen der Erdbahnparameter beachtet werden. Für solche Jahrtausende überstreichende Simulationen sind die gegenwärtigen Superrechner noch viel zu langsam, um eine hohe räumliche Auflösung von 100 km und besser zu garantieren. Daher werden dafür Modelle mittlerer Komplexität verwendet, deren Module mit höher auflösenden getestet wurden. CLAUSSEN et al. (1999) haben mit einem solchen Modell zeigen können, dass die Sahara etwa 5400 Jahre vor heute abrupt austrocknete, weil auf der nördlichen Erdhälfte wegen systematisch verminderter Bestrahlung durch die Sonne im Sommer schwächere Monsune auftraten (siehe auch Claußen in Heft II dieser Trilogie) und die Rückkopplung der Vegetation den Übergang nach einigen besonders trockenen Jahren erzwang.

Abb. 1-1: Mittlere jährliche Niederschlagsverteilung der 90er Jahre des 20. Jahrhunderts im mittel- und nordeuropäischen Raum (links), berechnet mit dem regionalen Zirkulationsmodell REMO, sowie die für das Jahrzehnt 2020-2029 folgende Niederschlagsänderung in Prozent bei Vorgabe des B2-Szenarios (IPCC 2001). REMO wird angetrieben vom globalen gekoppelten Modell ECHAM4/OPYC und hat eine horizontale Auflösung von 18 km. Nach: JACOB und BÜLOW (2002).



8 Eiszeitzyklen

Sollen die Eiszeitzyklen verstanden werden, ist auf jeden Fall neben den Schwankungen der Erdbahnparameter auch ein Anwachsen und Abschmelzen von Inlandeisgebieten zu beachten. Bei den langen Zeitskalen von Hunderttausenden von Jahren ist klar, dass nur räumlich grob auflösende Modelle mit höheren Zeitschritten zum Erfolg führen können. Solche Modelle mittlerer Komplexität sind entwickelt worden und sowohl in diesem Heft (Beitrag Herterich) als auch in Heft II wird davon berichtet werden. Zum Test der Modelle stehen nur an einigen Orten oft nur grob zeitlich auflösende und nur grob zeitlich absolut einzuordnende Paläodaten aus Eisbohrkernen und Tiefseesedimenten zur Verfügung. Damit ist es allerdings gelungen, die Bedeutung der Erdbahnparameter für diese langfristigen Klimaveränderungen nachzuweisen; den Mechanismus für die Dominanz des 100.000-jährigen Zyklus seit etwa 800.000 Jahren hat man jedoch noch nicht klären können.

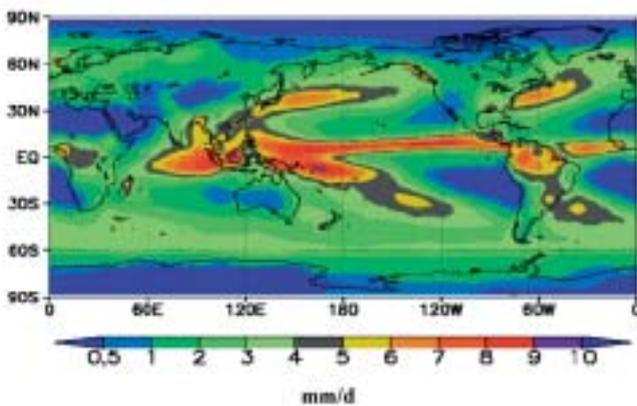


Abb. 1-2: 20-jähriges Mittel des Niederschlages (1981–2000), abgeleitet aus direkten Messungen über Land (Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie des DWD in Offenbach) und Satellitendaten (geostationäre und polar umlaufende) durch das „Global Precipitation Climatology Project (GPCP)“ des Globalen Energie- und Wasserkreislauf-Experimentes (GEWEX) im Weltklimaforschungsprogramm; siehe auch www.gewex.com.

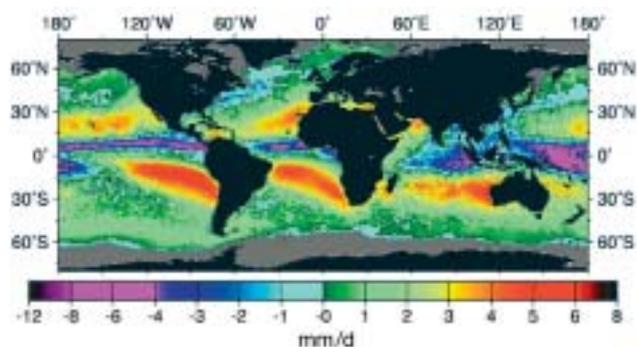


Abb. 1-3: Mittlerer Netto-Süßwasserfluss der Jahre 1992/93 über dem Ozean, abgeleitet aus Satellitendaten, die sowohl den Niederschlag wie die Verdunstung bestimmen lassen; zu Details der Klimatologie „Hamburg Ocean Atmosphere Parameters from Satellites (HOAPS)“ siehe auch <http://www.mpimet.mpg.de/Depts/Physik/HOAP>

9 Ausblick auf dieses Heft

In diesem Heft wird nach dieser Einführung (Kapitel 1) in einem Beitrag von Bakan und Raschke (Kapitel 2) der natürliche Treibhauseffekt als ein Grundphänomen von Planetenatmosphären vorgestellt. Mit einem Beitrag über die Rolle der Wolken für das Klima der Erde von Raschke und Quante spricht Kapitel 3 ein zentrales Gebiet heutiger Klimaforschung an, in dem es noch vieles zu verstehen gilt. Danach beschreibt in Kapitel 4 Andreas Hense die Klimavariabilität durch die interne Wechselwirkung der Klimasystemkomponenten, d. h. die Schwankungen von Jahr zu Jahr oder auch von Jahrzehnt zu Jahrzehnt, die nicht durch Vulkanausbrüche oder veränderte Abstrahlung von der Sonne verursacht werden. In Kapitel 5 stellt Klaus Herterich vor, wie weit das Verständnis des Einflusses der Bahnparameter der Erde (Umlauf um die Sonne) vorangekommen ist, wie stark also die Milankowitsch-Theorie durch Paläoklimadaten bestätigt worden ist und ob man das schon modellieren kann.

In Kapitel 6 beschreibt Ulrich Cubasch wie weit wir den Einfluss der Schwankungen der Sonnenstrahlung auf das Klima der Erde verstehen. Ob wir z. B. die „Kleine Eiszeit“ von etwa 1400 bis 1850 n. Chr. damit erklären können. Im abschließenden Kapitel 7 stellt Hans Graf vor, wie stark Vulkane das globale Klima beeinflussen, was durch die beiden starken Ausbrüche im ausgehenden 20. Jahrhundert mit der Möglichkeit zu ausführlicher Beobachtung erheblich erleichtert wurde.

Literatur

- CLAUSSEN, M., C. KUBATZKI, V. BOROVKIN, A. GANOPOLSKI, P. HOELZMANN, H.J. PACHUR, 1999: Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation at the end of the mid-Holocene. *Geoph. Res. Letters* **24**, 2037-2040.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis; Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of IPCC; Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- JACOB, D., K. BÜLOW, 2002: Private Mitteilung.
- KLEPP, C., S. BAKAN, H. GRASSL, 2003: Improvements of satellite-derived freshwater cyclonic rainfall over the North Atlantic, *J. of Climate*, im Druck.
- JOST, V., S. BAKAN, K. FENNIG, 2002: HOAPS new satellite-derived flux climatology; *Met. Z.* **11**, 61-70.
- WMO (World Meteorological Organisation), 1984: Report of the WMO meeting of experts on potential climatic effects of ozone and other minor trace gases; WMO Global Ozone and Monitoring Project, Report No. **14**, WMO, Geneva.

2 S. BAKAN, E. RASCHKE Der natürliche Treibhauseffekt

1 Einleitung

Das Leben auf unserem Planeten ist schicksalhaft mit dem Zustand des Klimasystems verbunden. Erst durch den natürlichen Treibhauseffekt mehrerer Spurengase erreicht die Temperatur an der Erdoberfläche die für höhere Lebewesen günstigen Werte. Dieser Antrieb hat sich im Laufe der Erdgeschichte durch eine Vielzahl geo-chemischer Prozesse entwickelt und beschert auf der Erdoberfläche ein angenehmes Temperaturumfeld. Nunmehr wird ein so starker anthropogener Einfluss auf den Treibhauseffekt vermutet, dass er das gesamte Klima in eine unerwünschte Richtung drängen könnte. Wegen zu erwartender Umstellungen in der Nutzung fossiler Energien wird er in der Öffentlichkeit oft kontrovers diskutiert.

Die Wärmestrahlung der Atmosphäre zum Erdboden ist prinzipiell verstanden, seit man die Wärmestrahlung von Gasen kannte (s. geschichtliche Zusammenstellung bei ROHDE und CHARLSON 1998). Schon Fourier hat 1827 den Begriff des atmosphärischen Glashauses gebraucht. ARRHENIUS (1896) hat die erste verfügbare spektrale Messung von Langley benutzt, um daraus die Konsequenz für eine Atmosphäre im Strahlungsgleichgewicht zu bestimmen. Sein Ergebnis war, dass sich die Erdoberflächentemperatur bei Verdopplung des CO₂-Gehaltes aufgrund der zusätzlichen Wärmestrahlung zum Boden um etwa 6 °C erhöhen sollte. Die nächsten wichtigeren Betrachtungen dazu kamen dann von deutschen Gruppen, vor allem um Hergesell in Lindenberg in den 20-er-Jahren, die zum ersten Mal den vertikalen Aufbau der Erdatmosphäre vermessen hatten und damit eine Idee von der Luftmenge über uns und den in ihr enthaltenen Gasen bekamen. Quantitativ hat dann aber erst PLASS (1956) in mehreren Arbeiten neuere Absorptionsdaten zur Abschätzung der Änderung des Strahlungsflusses aus der Atmosphäre bei erhöhter CO₂-Säule berechnet, KAPLAN (1960) hat den Einfluss der Bewölkung abgeschätzt und MÖLLER (1963) den zusätzlichen Einfluss von Wasserdampf. In dieser Zeit gab es neben neueren Labordaten zur Absorption auch erstmals ein klares Bild von der theoretischen Beschreibung der Strahlungsübertragung in der Atmosphäre (CHANDRASEKHAR 1960) und die Entwicklung der Computer erlaubte auch endlich vereinfachte Berechnungen dazu. In einem ausführlicheren Modell unter Einbeziehung des vertikalen Austausches durch Konvektion, heute vielfach als Strahlungs-Konvektions-Modell bekannt, konnten dann MANABE und MÖLLER (1961) und MANABE und STRICKLER (1964) die Wirkung des natürlichen und die Wirkungsrichtung eines zusätzlichen Treibhauseffektes aufzeigen.

Die physikalischen Prinzipien, die dem Treibhauseffekt und seiner Wirkung auf das Klimasystem zugrunde liegen, sind daher heute gut verstanden und dokumentiert. Wir beabsichtigen daher eine zusammenfassende Darstellung des Kenntnisstandes zum Treibhauseffekt und leiten diese ein mit einer Übersicht über die Grundlagen der Strahlungswirksamkeit von Treibhausgasen in der Atmosphäre. Weitergehende Information über Strahlung in der Atmosphäre und ihre Auswirkung auf Wetter und Klima findet man in vielen Lehrbüchern, wie z.B. LIOU (2002), GOODY und YUNG (1995), THOMAS und STAMNES (1999), oder aus dem deutschsprachigen Raum KRAUS (2000), ROEDEL (1994) oder WARNECKE (1997).

2 Strahlungsübertragung in der Atmosphäre

2.1 Elektromagnetische Strahlung

Bekanntlich sendet Materie elektromagnetische Strahlung aller Wellenlängen aus (Emission), und zwar um so mehr, je wärmer der emittierende Körper ist. So sorgt die Emission elektromagnetischer Strahlung aus der etwa 6000 K heißen Photosphäre der Sonne für Energie in Form des sichtbaren Lichtes auf der Erde. Einfallende elektromagnetische Strahlung wird aber auch von Materie verschluckt (Absorption) und trägt dadurch zur Erwärmung der Umgebung bei. Das geschieht mit der Strahlung der Sonne in der irdischen Atmosphäre und am Erdboden, was die Voraussetzung für das Leben auf diesem Planeten schafft (z.B. GOODY und YUNG 1995, THOMAS und STAMNES 1999).

Für das Klimasystem der Erde mit Temperaturen zwischen etwa 200 und 300 K erweist sich der Wellenlängenbereich von 0,1 bis 100 µm als energetisch relevant (Abb. 2-1, oberer Teil). Bei den Wellenlängen unterhalb von 3 µm überwiegt dabei die Einstrahlung von Sonnenlicht. Die Substanzen der Erdatmosphäre und vor allem die Erdoberfläche absorbieren davon einen erheblichen Anteil und führen dadurch unserem Planeten die wesentliche Energie zu. Bei den Temperaturen des irdischen Klimasystems findet die Emission durch den Erdboden und durch Bestandteile der Atmosphäre überwiegend bei Wellenlängen oberhalb von 3 µm im sogenannten thermischen Bereich des Spektrums statt, weshalb man auch oft von Wärmestrahlung spricht.

Für viele praktische Belange der Klimaforschung kann man diese beiden Strahlungsarten und Spektralbereiche getrennt betrachten, da der Überlappungsbereich um 3 µm energetisch wenig bedeutsam ist. Allerdings spielt er bei der Fernerkundung von Atmosphäreigenschaften eine wichtige Rolle, da man hier u. a. Eiswolken besonders gut erkennen kann – auch über sehr dichten Wasserwolken.

Der Abb. 2-1 kann man bereits entnehmen, dass das Emissionsspektrum der wolkenfreien Erdatmosphäre durch Wasserdampf, Kohlendioxid, Ozon (in Bodennähe und in der Stratosphäre), Distickstoffoxid und Methan geprägt ist. Der Sauerstoff und das Ozon in der oberen Atmosphäre absorbieren die kurzwellige UV-Strahlung der Sonne vollständig.

2.2 Wie kommt ein Spektrum zustande?

Die Emission und Absorption elektromagnetischer Strahlung erfolgt aufgrund von Übergängen zwischen Elektronen-, Schwingungs- oder/und Rotationsenergiezuständen von Atomen und Molekülen. Dabei wird ein Photon der Differenzenergie von Ausgangs- und Endzustand des Überganges entweder eingefangen (bei Absorption) oder abgestrahlt (bei Emission). Da die am Übergang beteiligten Energiezustände durch die Gesetze der Quantenmechanik in engen Grenzen festgelegt sind, ist die für jeden Übergang nötige Photonenenergie fast gleich, so dass im Spektrum bei einer genau der Übergangsenergie entsprechenden Wellenlänge eine schmale Spektrallinie erscheint. Vor allem bei Gasen mit einer übersichtlichen Zahl von strahlungsaktiven Übergängen ergibt sich daraus ein stark von der Wellenlänge abhängiges Linienspektrum.

Während für die Absorption in der Erdatmosphäre bei kurzen Wellenlängen (< 0,5µm) im Wesentlichen atomare Übergänge verantwortlich sind, dominieren oberhalb des sichtbaren Spektralbereichs die Energieübergänge zwischen Rotations- und Schwingungszuständen der atmosphärischen Gasmoleküle. Die Quantenmechanik erlaubt die quantitative Beschreibung der dabei entstehenden Spektrallinien, die sich wegen der zu einem Schwingungsübergang existierenden vielen erlaubten Übergänge zwischen Rotationsenergieniveaus in naher Nachbarschaft häufen, den sogenannten Banden. Damit sie wirklich beobachtet werden können, muss aber das zugehörige Molekül ein elektrisches Dipolmoment aufweisen (wie z. B. das Wasserdampf-molekül mit seinem unsymmetrischen Aufbau) oder durch die Schwingung bekommen (wie z. B. das symmetrisch gebaute CO₂-Molekül bei einer Knickschwingung), wie das bei allen Treibhausgasen der Fall ist. Dagegen besitzen gerade die beiden Hauptgase der Atmosphäre Sauerstoff (O₂) und Stickstoff (N₂) im energetisch wichtigen Bereich des Spektrums keine wesentliche Emission und Absorption, da solche symmetrischen zweiatomigen Moleküle einer Atomsorte kein elektrisches Dipolmoment haben und es auch durch Schwingung und Rotation nicht bekommen können.

Alle Spektrallinien in der Atmosphäre sind aufgrund der Stöße mit Nachbarmolekülen und der Dopplerverschiebung durch die Eigenbewegung erheblich verbreitert, so dass sie sich überlappen und ein zusammenhängendes Spektrum ergeben. Auf diese Art entsteht das typische Spektrum atmosphärischer Gase mit Bereichen hoher Absorption in Linien und Banden und z. T. weiten Bereichen geringer Absorption, die nur

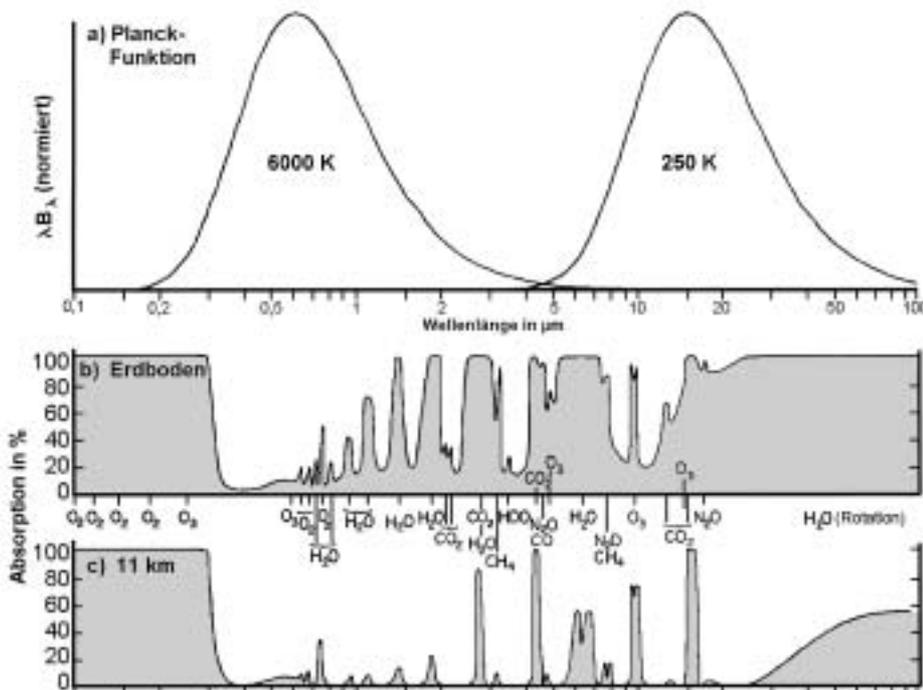


Abb. 2-1: Spektrum der als Schwarzkörper idealisierten solaren (6000 K) und terrestrischen (255 K) Wärmestrahlung (a), aufgetragen über der logarithmischen Wellenlängenskala von 0,1 bis 100 µm. Das Produkt aus Wellenlänge und Strahlendichte auf der Ordinate stellt sicher, dass gleiche Flächen gleichen Energiemengen entsprechen. Die Bildabschnitte b und c darunter zeigen schematisch das Transmissionsvermögen zwischen dem Oberrand der wolkenfreien Atmosphäre und dem Boden (b) bzw. 11 km Höhe (c). Die „Spurengase“ Wasserdampf, Kohlendioxid, Ozon, Distickstoffoxid und Methan stellen die wesentlichen natürlichen Treibhausgase dar. (nach: GOODY und YUNG 1995)

noch von der kontinuierlichen Überlagerung sehr entfernter Flügel von Spektrallinien geprägt sind.

Bei den festen (z. B. Erdboden, Schnee) und flüssigen (z. B. Wasseroberflächen, Tropfen) Bestandteilen des Klimasystems ergeben sich so viele Schwingungsfreiheitsgrade und Energiezustände, dass die möglichen Übergänge zur Absorption oder Emission praktisch aller Wellenlängen führen und ein spektral meist recht glattes, kontinuierliches Spektrum entsteht. Bei der idealisierten Form des sogenannten schwarzen Körpers oder Hohlraumstrahlers ist die Absorption in allen Wellenlängenbereichen vollständig und das zugehörige Emissionsspektrum als Planckfunktion bekannt.

2.3 Die mathematische Beschreibung der Strahlungsübertragung

Die Strahlungsübertragung in der Erdatmosphäre wird durch die einfallende Sonnenstrahlung und die thermische Eigenemission sowie die Absorption und Streuung der Strahlung aus diesen beiden Quellen bestimmt. Für jeden atmosphärischen Zustand mit seiner räumlichen Verteilung der optisch aktiven Substanzen ergibt sich daraus im Prinzip die richtungsabhängige räumliche Verteilung der Strahldichte, die das Strahlungsfeld vollständig beschreibt. Dadurch sind die Strahlungsflüsse über die Ränder (Strahlungsbilanz) und ihre Divergenzen innerhalb der Schicht (Strahlungserwärmung oder -abkühlung) festgelegt.

Zur Berechnung dieses Strahlungsfeldes dient die **Strahlungsübertragungsgleichung (SÜG)**, eine lokale Energiebilanzgleichung für Strahlungsprozesse. Diese beschreibt in ihrer differentiellen Form die Änderung der Strahlung beim Durchlaufen eines Volumens durch Extinktion (Absorption und Streuung), Eigenemission und Einstreuung aus anderen Einfallsrichtungen (Abb. 2-2). Diese Gleichung bezieht ihre besondere Komplexität aus der Tatsache, dass zur Ermittlung des Bei-

trages gestreuter Strahlung das einfallende Strahlungsfeld im Prinzip schon bekannt sein muss.

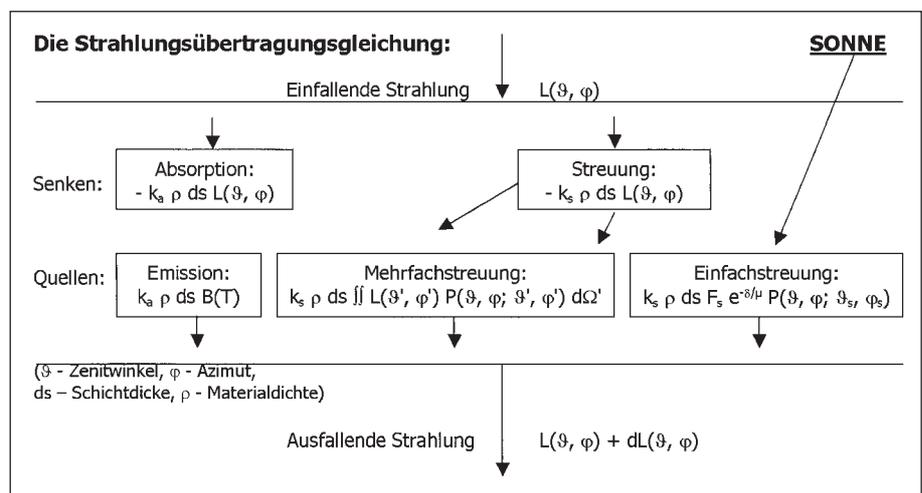
Die Eigenemission von atmosphärischen Schichten wird in der differentiellen **Strahlungsübertragungsgleichung (SÜG)** gewöhnlich nach dem Kirchhoffschen Gesetz durch das Produkt aus Absorptionskoeffizient und Planck-Funktion dargestellt (s. Abb. 2-2). Dieses Gesetz gilt aber zunächst nur im thermodynamischen Gleichgewicht, in dem sich die Besetzungszahlen der an den Strahlungsübergängen für Absorption und Emission beteiligten Energieniveaus nach einer Boltzmann-Verteilung einstellen, d. h. exponentiell mit ansteigender Anregungsenergie abnehmen. Da sich aber die Erdatmosphäre nicht im thermodynamischen Gleichgewicht befindet, sind die Besetzungszahlen der angeregten Energieniveaus aufgrund reiner Strahlungsanregung kleiner als bei einer Boltzmann-Verteilung und daher würde auch die aus einem Volumen emittierte Energie von der Planckfunktion abweichen. Allerdings hängt die Besetzung der Energieniveaus in der Atmosphäre nicht nur vom Strahlungsfeld, sondern vor allem auch von Stoßprozessen zwischen den Luftmolekülen infolge ihrer thermischen Eigenbewegung ab. Und deren kinetische Energie ist nach Boltzmann verteilt, so dass die durch Stöße auf Rotation und Schwingung der Moleküle übertragene Energie diese wieder in Richtung einer Boltzmann-Verteilung der Besetzungszahlen ihrer Energieniveaus drängt. Das ist vor allem in der unteren Atmosphäre (bis etwa 50 km Höhe) mit hoher Luftdichte und daher häufigen Stößen der Fall. Diese sorgen immer wieder für den Erhalt einer Boltzmann-Verteilung der Strahlungsenergieniveaus, was dann wiederum zur Emission entsprechend der klassischen Planckfunktion führt.

Die differentielle SÜG lässt sich, zumindest formal, entlang der Ausbreitungsrichtung der Strahlung integrieren und erhält so eine etwas anschaulichere Form:

$$L(\vartheta, \varphi) = L_0(\vartheta, \varphi) e^{-k\rho s} + \int J(s') e^{-k\rho s'} ds' \tag{2.1}$$

Abb. 2-2:

Schematische Darstellung der differentiellen Strahlungstransportgleichung für eine planparallele Schicht in der Atmosphäre, die die Beiträge verschiedener Prozesse zur Änderung der Strahldichte L in einer dünnen Schicht entlang der Ausbreitungsrichtung beschreibt. k_a und k_s bezeichnen die (wellenlängenabhängigen) Massenabsorptions- und -streuoeffizienten, P die Streufunktion, F_s den Fluss extraterrestrischer Solarstrahlung und $e^{-\delta/\mu}$ gibt deren Schwächung auf dem Weg durch die Atmosphäre an. Alle diese Größen sind im Allgemeinen wellenlängenabhängig.



Diese integrale SÜG (2.1) besagt, dass sich die lokale Strahldichte aus der auf dem bisherigen Weg durch die Atmosphäre geschwächten extern einfallenden Strahlung (erster Term) und der auf dem bisherigen Weg dazugekommenen (z. B. emittierten) und anschließend bei der Ausbreitung wieder geschwächten Strahlung (2. Term) zusammensetzt. Der erste Teil dieses Ausdruckes stellt einfach das klassische Beer'sche Gesetz der Strahlungsschwächung im absorbierenden Medium dar, das sich für Strahlung durch eine homogene Schicht in der bekannten exponentiellen Schwächung mit der Schichtdicke ausdrückt. Dieser Teil beschreibt z. B. die Schwächung der direkten Sonnenstrahlung auf ihrem Weg zum Erdboden. Der zweite Teil dieses Ausdruckes enthält dagegen sowohl die durch Streuung umgelenkte als auch die durch Eigenemission in Ausbreitungsrichtung dazugekommene Strahlung unter Berücksichtigung der Schwächung durch Extinktion auf ihrem Weg zum Schichtrand.

Die Lösungen der SÜG sind für den allgemeinen Fall numerisch sehr aufwändig, wenn man nicht auf die detaillierte Beschreibung der Streuung ganz verzichten oder vereinfachte Formulierungen des Streutermes verwenden kann. Auch die detaillierte Beschreibung der spektralen Variation der Absorptionskoeffizienten von Linienspektren ist sehr aufwändig, kann aber für bestimmte Anwendungsfälle durch geeignete Näherungen vereinfacht werden. Sowohl für das allgemeine Problem als auch bei Annahme verschiedener Näherungen existiert eine Vielzahl von Lösungsverfahren unterschiedlicher Komplexität, aus denen das für ein konkretes Problem optimale gewählt werden muss.

Detailliertere Übersichten zur Definition und Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung findet man in vielen Lehrbüchern, wie z. B. LIOU (2002), GOODY und YUNG (1995) sowie THOMAS und STAMNES (1999).

2.4 Thermische Strahlung einer Atmosphärensicht

Zum Verständnis des Treibhauseffektes ist besonders das Verhalten der thermischen Strahlung wichtig, das wegen der Unempfindlichkeit unseres Auges für Wärmestrahlung immer wieder Anlass zu Unsicherheiten gibt. Im folgenden soll daher anhand einer beispielhaften Modellrechnung die nach oben und unten gerichtete spektrale Strahldichte im infraroten Spektralbereich in verschiedenen Höhen für eine realistisch geschichtete Atmosphäre dargestellt werden (Abb. 2-3). Dafür wurde das Strahlungstransportprogramm MODTRAN (<http://www-vsbn.plh.af.mil>) benutzt, das den spektral sehr hoch aufgelösten Datensatz HITRAN (s. ROTHMAN et al. 1998) verwendet.

Wie in der wissenschaftlichen Literatur üblich wird in diesem Bereich das Spektrum über der Wellenzahl ($=1/\text{Wellenlänge}$) und nicht über der Wellenlänge aufgetragen. Die Wellenzahl gibt an, wieviele Wellenlän-

gen in eine Längeneinheit (üblicherweise: cm) passen. Die Wellenlängen 5, 10 und 20 μm entsprechen daher den Wellenzahlen 2000, 1000 und 500 cm^{-1} .

Während unmittelbar über dem Boden die nach oben gerichtete Strahlung (rote Kurve) fast ausschließlich durch die angenommene Schwarzkörperstrahlung des Bodens bestimmt ist, ändert sich dieses Bild mit der Höhe in der Atmosphäre. Am Oberrand, der hier durch die Verhältnisse in 30 km Höhe angenähert ist, erkennt man eine starke Reduktion der Strahlung durch CO_2 bei 650 cm^{-1} und durch Ozon bei 1050 cm^{-1} . Die abwärts gerichtete Strahlung in Abb. 2-3 ist in den obersten Schichten natürlich noch sehr gering, wächst aber unterhalb der Tropopause bei allen Wellenlängen durch die Emission der atmosphärischen Bestandteile, vor allem des Wasserdampfs, rasch an.

Im Allgemeinen sind sicherlich die Vertikalprofile von Temperatur und Absorberdichte für die Höhen- und Frequenzabhängigkeit der Strahlungsübertragung in

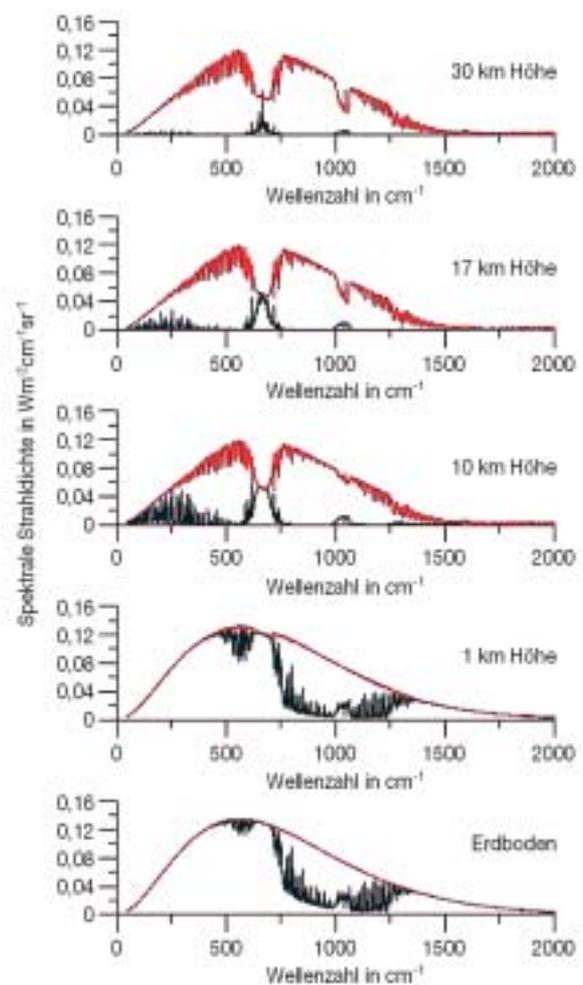


Abb. 2-3: Berechnete Spektren der nach oben (rot) und nach unten (schwarz) gerichteten spektralen Wärmestrahlung in einer arktischen Sommeratmosphäre (R. HOLLMANN, priv. Mitteilung 2001). Deutlich sind die 15 μm -Bande des CO_2 bei 660 cm^{-1} und die 9.6 μm -Bande des Ozons bei 1050 cm^{-1} zu erkennen sowie die Wasserdampfbanden, die das Spektrum nach beiden Seiten abschließen.

der Atmosphäre wichtig. Zum einfacheren Verständnis der Ursachen für den dargestellten Strahldichteverlauf kann aber durchaus auch die simple Lösung der SÜG (Gl. 2.1) für den besonders einfachen Fall einer homogenen Schicht ohne externe Quellen (also ohne Sonnenstrahlung) dienen:

$$L = L_B e^{-\delta} + B (1 - e^{-\delta}), \text{ mit } \delta = k \rho s. \quad (2.2)$$

Hierbei ist das dimensionslose Produkt aus dem wellenlängenabhängigen Absorptionskoeffizienten k , der Materialdichte ρ und der Schichtdicke s durch die sogenannte (ebenfalls wellenlängenabhängige) optische Dicke δ ersetzt. Für große und kleine Werte dieses dimensionslosen Dickenparameters ergeben sich sehr einfache Grenzwerte für diese Lösung.

Bei geringer optischer Dicke nimmt wegen der linearen Näherung des Exponentialterms ($e^{-\delta} \approx 1 - \delta$ für $\delta \ll 1$) der atmosphärische Anteil der emittierten Strahlung linear mit der optischen Dicke zu ($L \approx \delta B$, wenn $L_B = 0$). Das bedeutet, dass sich bei Verdopplung z. B. der Absorbermasse auch die aus der Schicht emittierte Strahldichte verdoppelt. Daher ist eine der zentralen Tatsachen beim Treibhausproblem, dass durch Zunahme der Treibhausgase die Strahlung gerade in den Bereichen kleiner Absorptionskoeffizienten (schwache Banden und Linienflügel) proportional zur Erhöhung des Säulengehaltes ($= \rho s$) in der Atmosphäre zunimmt und sich die Einstrahlung zum Erdboden verstärkt. Das erkennt man in Abb. 2-3 in der Zunahme der nach unten gerichteten Strahlung im atmosphärischen Fenster (800-1200 cm^{-1} mit Ausnahme des Ozonbereichs) mit abnehmender Höhe, was einem zunehmenden Säulengehalt entspricht. Dagegen ändert sich für die nach oben aus der Atmosphäre austretende Strahlung wenig gegenüber der Emission vom Boden, die wegen der geringen optischen Dicken nur wenig reduziert in den Weltraum gelangt. Diese wenn auch nur geringe Reduktion bedeutet aber, dass ein Teil der höheren Strahlung vom wärmeren Boden in der Atmosphäre absorbiert und durch geringere zusätzliche Emission der kälteren Atmosphäre ersetzt wird, wodurch mehr Energie im Klimasystem verbleibt.

Bei größer werdender optischer Dicke ist die lineare Näherung des Exponentialterms nicht mehr erlaubt. Immer mehr Strahlung vom Boden wird in der Atmosphäre absorbiert und die Zunahme der in der Schicht emittierten Strahlung wird geringer. Wird die optische Dicke schließlich sehr groß, so verschwindet der Exponentialterm in Gl. (2.2) praktisch völlig und die von der Schicht emittierte Strahldichte nimmt in guter Näherung den Wert der Planckfunktion bei der Schichttemperatur an ($L \approx B$). Diese Situation ergibt sich im Zentrum der CO_2 -Bande bei etwa 650 cm^{-1} , in der die optische Dicke bis in die Stratosphäre so groß ist, dass die erwähnte Näherung fast in allen Höhen der Atmosphäre für beide Ausbreitungsrichtungen gilt. Deshalb entspricht hier sowohl die nach oben als auch die nach

unten gerichtete Strahlung bis über die Tropopause hinaus fast der Planckfunktion bei der lokalen Temperatur. Im Zentrum der CO_2 - und der Ozon-Bande zeigt sich daher in einem sehr schmalen Bereich extrem hoher Absorption sogar ein Anstieg der Strahldichte in der wärmeren Stratosphäre. Ähnliches gilt in Bodennähe auch für den Wasserdampf oberhalb von 1300 cm^{-1} und unterhalb von 600 cm^{-1} . Die Folge ist, dass hier die Strahlung zum Boden außer im atmosphärischen Fenster fast überall etwa der Schwarzkörperstrahlung bei Bodentemperatur gleich ist.

Für die nach oben gerichtete Strahlung bedeutet das, dass die vom Boden emittierte Strahlung wegen der starken Absorption fast vollständig verschwindet und durch die Eigenstrahlung der (kälteren) Atmosphäre ersetzt wird. Beim Wasserdampf oberhalb von 1300 cm^{-1} und unterhalb von 600 cm^{-1} ist das ähnlich; wegen der Konzentration des Wasserdampfes in der untersten Atmosphäre ist der Einfluss in der nach oben gerichteten Strahlung aber nicht so deutlich zu erkennen.

Aufgrund der stark variierenden Absorptionskoeffizienten in Spektrallinien und -banden ändert sich auch die optische Dicke in solchen Bereichen stark mit der Wellenlänge. Häufig ist dann die optische Dicke im Zentrum von Linien und Banden sehr hoch, während sie im Flügelbereich sehr klein ist. In diesen Zentren gilt daher die Näherung mit starker Absorption bei der die gesamte Strahlung aus der Atmosphäre kommt. Eine weitere Erhöhung der Absorbermenge bewirkt hier nichts mehr. In den fernen Flügelbereichen mit geringem Absorptionskoeffizienten wächst dagegen die optische Dicke und damit auch die aus der Atmosphäre austretende Strahlung proportional zur Vergrößerung der Absorbermasse an. Und im Übergangsbereich der Linien- oder Bandenflanken ergibt sich ebenfalls ein, wenn auch kleinerer, Zuwachs.

Bei einem vom Satelliten aufgenommenen Spektrum stammt also die Energie je nach Absorber und Wellenlänge aus unterschiedlichen Höhen in der Atmosphäre. Genau diese Eigenschaft der Strahlungsübertragung macht man sich bei der Fernerkundung von Erdoberfläche und Atmosphäre mit Satellitendaten zunutze. Im (wolkenfreien) atmosphärischen Fenster erhält man im Wesentlichen Information vom Erdboden mit geringen Störungen aus der Atmosphäre. In den Bandenzentren erhält man die Information aus sehr großen Höhen in der Atmosphäre und an den Bandenrändern kann man durch geschickte Wahl alle Höhenbereiche erfassen. Diese Möglichkeit nutzt man an der Flanke der 15 μm - CO_2 -Bande zum atmosphärischen Fenster inzwischen seit Jahrzehnten recht erfolgreich zur routinemäßigen Ableitung des Temperaturprofils der Atmosphäre an sonst unzugänglichen Stellen des Globus.

Diese Prozesse werden natürlich durch Wolken erheblich beeinflusst, wie im Kapitel 3 in dieser Ausgabe gezeigt wird. Allerdings ergeben hier analoge Über-

legungen, dass auch in diesem Fall die Zunahme eines gasförmigen Absorbers (z. B. CO_2) zu einer vermehrten Einstrahlung am Boden und einer reduzierten Abstrahlung am Atmosphärenoberrand führen muss.

3. Der Strahlungsantrieb des Klimasystems

3.1 Der Strahlungshaushalt der Erdatmosphäre

Für das Klimasystem der Erde ist die langfristige Bilanz zwischen einfallender solarer und in den Weltraum abgegebener thermischer Strahlung entscheidend. Die vertikale Verteilung dieser Bilanz verursacht letztlich den generellen Schichtaufbau der Atmosphäre. Ihre horizontale Verteilung bestimmt das globale Temperatur- und Feuchtefeld und damit auch das Strömungsfeld, wodurch im längerfristigen Mittel die verschiedenen Klimate der Erde festgelegt sind. Satellitenmessungen geben uns heute eine gute Vorstellung von der zeitlichen und räumlichen Verteilung der Strahlungsbilanzkomponenten und ihren Mittelwerten.

Die in Kapitel 2 besprochenen Strahlungsvorgänge in der Atmosphäre führen (nach KIEHL und TRENBERTH 1997) zu der in Abb. 2-4 dargestellten global und über das Jahr gemittelten Strahlungsbilanz der Erde. Danach gelangen von 342 W/m^2 einfallender Sonnenenergie etwa 198 W/m^2 bis zum Erdboden, wovon 30 W/m^2 wieder in den Weltraum reflektiert werden. Der Rest wird von den Bestandteilen der Erdatmosphäre (Gase, Aerosole, Wolken) entweder absorbiert (67 W/m^2) oder in den Weltraum zurückgestreut (77 W/m^2). Danach gelangen also von der einfallenden Sonnenstrahlung etwa 31 % wieder in den Weltraum zurück, knapp 20 % bleiben in der Atmosphäre und 49 % im Erdboden stecken und bewirken dort deren Erwärmung. Zum Ausgleich der Strahlungsenergiebilanz der Erde muss die Wärmestrahlung des Planeten in den Weltraum gerade 235 W/m^2 betragen. Dazu tragen die atmosphärischen Gase, Wolken und Aerosole mit 195 W/m^2 bei, während etwa 40 W/m^2 direkt

vom Boden in atmosphärischen Transmissionsfenstern in den Weltraum gelangen. Am Erdboden wird die Bilanz durch die zusätzliche Einstrahlung aufgrund der thermischen Emission der atmosphärischen Bestandteile bestimmt. Hier kommen 324 W/m^2 Strahlungsfluss zur solaren Einstrahlung hinzu. Diese Zahl ist deutlich größer als die erwähnten 195 W/m^2 für die Emission in den Weltraum, da vor allem in optisch dicken Spektralbereichen die abwärts gerichtete Strahlung am Boden aus dem unteren, und daher wärmeren Bereich der Atmosphäre stammt (vgl. Diskussion in Abschn. 2.4). Als Reaktion auf diese hohe Einstrahlung von zusammen 492 W/m^2 stellt sich die Erdbodentemperatur so ein, dass 390 W/m^2 durch thermische Ausstrahlung, 24 W/m^2 durch Wärmeleitung und 78 W/m^2 durch Verdunstung abgeführt werden. Die letzteren beiden Zahlen weisen darauf hin, dass durch die Einstrahlung am Erdboden dieser so warm wird, dass die darüber liegende Luft im Allgemeinen instabil geschichtet ist. Dadurch werden turbulente und konvektive Austauschvorgänge bewirkt, die zum vertikalen Transport von fühlbarer und latenter Wärme führen.

3.2 Der natürliche Treibhauseffekt

Die thermische Ausstrahlung der Erde in den Weltraum von 235 W/m^2 entspricht einer effektiven Strahlungstemperatur von etwa $-20 \text{ }^\circ\text{C}$. Mit dieser Temperatur müsste die Oberfläche eines festen Körpers strahlen, um die bei der Erde beobachtete langwellige Strahlung in den Weltraum zu bewirken. Tatsächlich beträgt aber die mittlere Temperatur in Bodennähe etwa $15 \text{ }^\circ\text{C}$ und ist damit um 35 Grad höher (IPCC 2001). Die Ursache dafür liegt in der Tatsache, dass Wasserdampf und in geringerem Maße auch CO_2 (und andere Spurengase) die Sonnenstrahlung zum Teil absorbieren, vor allem aber selbst Wärmestrahlung abgeben. In Richtung zum Erdboden übertrifft diese zusätzliche Wärmestrahlung aus der Atmosphäre die Reduktion der Sonnenstrahlung durch Absorption und bewirkt so am Erdboden eine höhere Energieeinstrahlung.

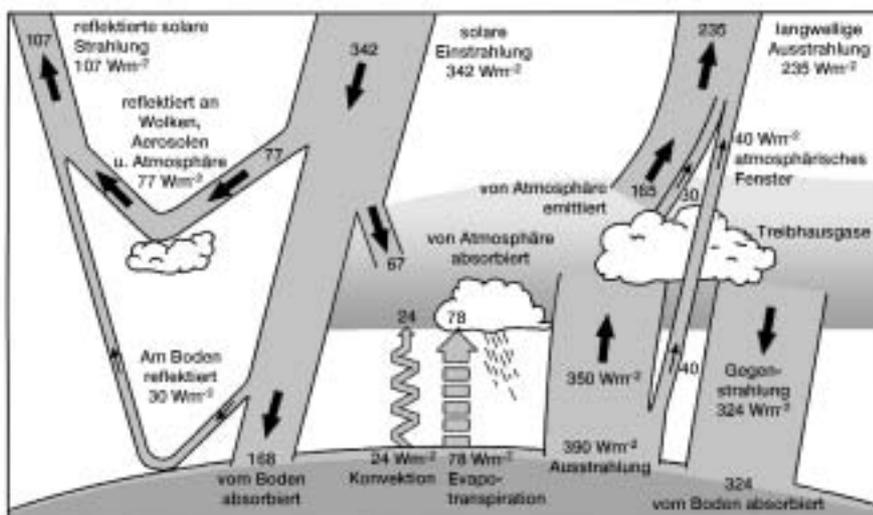


Abb. 2-4:

Umverteilung von Strahlungsenergie im Klimasystem. Die Zahlenwerte (in W/m^2) sind Jahresmittel für die gesamte Erde. Zur Kompensation des Überschusses am Boden erfolgt eine Abgabe von fühlbarer und latenter Wärme durch turbulenten Austausch (nach KIEHL und TRENBERTH 1997).

lung, als es ohne diese Gase der Fall wäre. Auf diese erhöhte Einstrahlung muss aber der Erdboden durch eine Temperaturerhöhung reagieren, damit die langfristige Energiebilanz sicher gestellt werden kann. Diesen Vorgang bezeichnet man als den **natürlichen Treibhauseffekt**. An ihm sind die folgenden Gase in der Reihenfolge ihrer Bedeutung beteiligt: H₂O, CO₂, Ozon am Boden und in der Stratosphäre, N₂O und CH₄. Dabei sind CO₂ und N₂O wegen ihrer langen Lebensdauer in der Atmosphäre bis in die Stratosphäre recht gleichmäßig verteilt.

Wolken und Aerosole haben ebenfalls einen wesentlichen Einfluss auf die globale Strahlungsbilanz, indem sie den Fluss solarer Strahlung zum Erdboden vor allem durch Streuung verringern und durch ihre Wärmestrahlung erhöhen. Allerdings hat sich in den letzten Jahren herausgestellt, dass bei den Wolken die Reduktion der Sonneneinstrahlung nicht ganz durch ihre Erhöhung der thermischen Strahlung zum Boden kompensiert wird. Daher haben sie im Gegensatz zu den Treibhausgasen netto einen kühlenden Einfluss auf des Klimasystem (s. Abschnitt 3 von Kapitel 3 in diesem Heft).

Berechnet man die Temperaturschichtung der Erdatmosphäre unter der Annahme von Strahlungsgleichgewicht, so stellt sich eine stabil geschichtete Stratosphäre über einer instabil geschichteten Troposphäre ein, die aber so in der Natur nicht beobachtet wird.

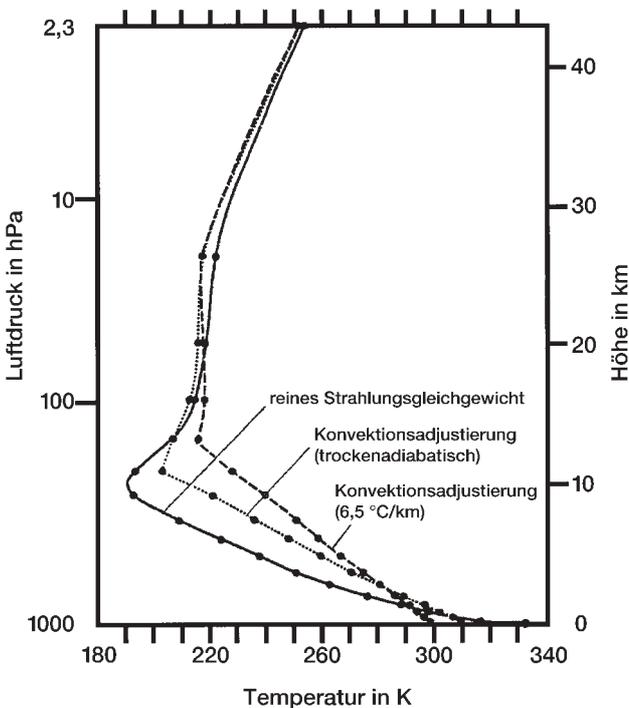


Abb. 2-5: Temperaturprofil im Strahlungsgleichgewicht ohne (ausgezogene Linie) und mit Konvektionsadjustierung auf den trockenadiabatischen Temperaturgradienten (gepunktete Linie) und einen beobachteten Durchschnittsgradienten von 6,5 °C/km (gestrichelte Linie), berechnet von MANABE und STRICKLER (1964).

Vielmehr konnten bereits MANABE und MÖLLER (1961) und später MANABE und STRICKLER (1964) anschaulich zeigen, dass sich im Modell ein realistisches Temperaturprofil einstellt, wenn man überadiabatische Gradienten wie in der freien Natur sofort durch Konvektion derart abbauen lässt, dass das Strahlungsgleichgewicht am Oberrand der Atmosphäre erhalten bleibt (Abb. 2-5).

Wegen der Analogie mit den Vorgängen in einem Gewächshaus oder Wintergarten, dessen Glasdach ebenfalls die Sonne gut durchlässt aber die Wärmestrahlung von der Erdoberfläche nicht hinauslässt, ist das hier beschriebene Phänomen als Glas- oder Treibhauseffekt bekannt. Diese sehr eingängige Analogie mit einer alltäglich erfahrbaren Situation kann aber bei einer zu detaillierten Übertragung auf die Situation in der Atmosphäre durchaus zu falschen Schlüssen führen und muss daher mit Vorsicht angewandt werden.

3.3 Der anthropogene Treibhauseffekt

Die Konzentration der drei langlebigen Treibhausgase CO₂, N₂O und CH₄ hat während der vergangenen 150 Jahre erheblich zugenommen (s. IPCC 2001 oder im Internet unter <http://www.ipcc.ch>). Budgetbetrachtungen zeigen hier deutlich einen anthropogenen Anteil. Werden die natürlich vorhandenen Treibhausgase (z. B. CO₂) durch anthropogenen Einfluss vermehrt oder durch neue Stoffe (z. B. FCKW) ergänzt, so vermehrt sich i. a. auch die Einstrahlung am Boden, was eine weitere Erhöhung der Temperatur des Erdbodens und der unteren Atmosphäre bewirkt. Diese Änderung gegenüber dem natürlichen Treibhauseffekt wird als **anthropogener Treibhauseffekt** bezeichnet. Rechnungen zeigen, dass diese bodennahe Erwärmung mit einer gleichzeitigen Abkühlung der Strato- und Mesosphäre und damit einer Destabilisierung der Atmosphäre verbunden ist.

Die Zunahme der Treibhausgase muss nach dem in Abschnitt 2.4 Gesagten zu einer Erhöhung der effektiven Ausstrahlungshöhe in den Weltraum mit reduzierter Temperatur führen, so dass die in den Banden des CO₂ oder des Methan abgestrahlte Energie heute geringer sein sollte als früher. Genau dieses Verhalten konnten HARRIES et al. (2001) bei einem Vergleich von spektralen Messungen aus den Jahren 1997 und 1970 nachweisen (Abb. 2-6).

3.4 Der Strahlungsantrieb des Klimasystems

Da im Allgemeinen im Klimasystem kein Strahlungsgleichgewicht herrscht, wirkt generell eine nicht verschwindende Strahlungsflussdivergenz als Tendenz zur Abkühlung oder Erwärmung eines Volumens. Diese Tendenz stellt eine wesentliche Komponente der Energiebilanz jeder Stelle in der Atmosphäre dar und gibt an, um wie viel sich die Temperatur pro Zeiteinheit

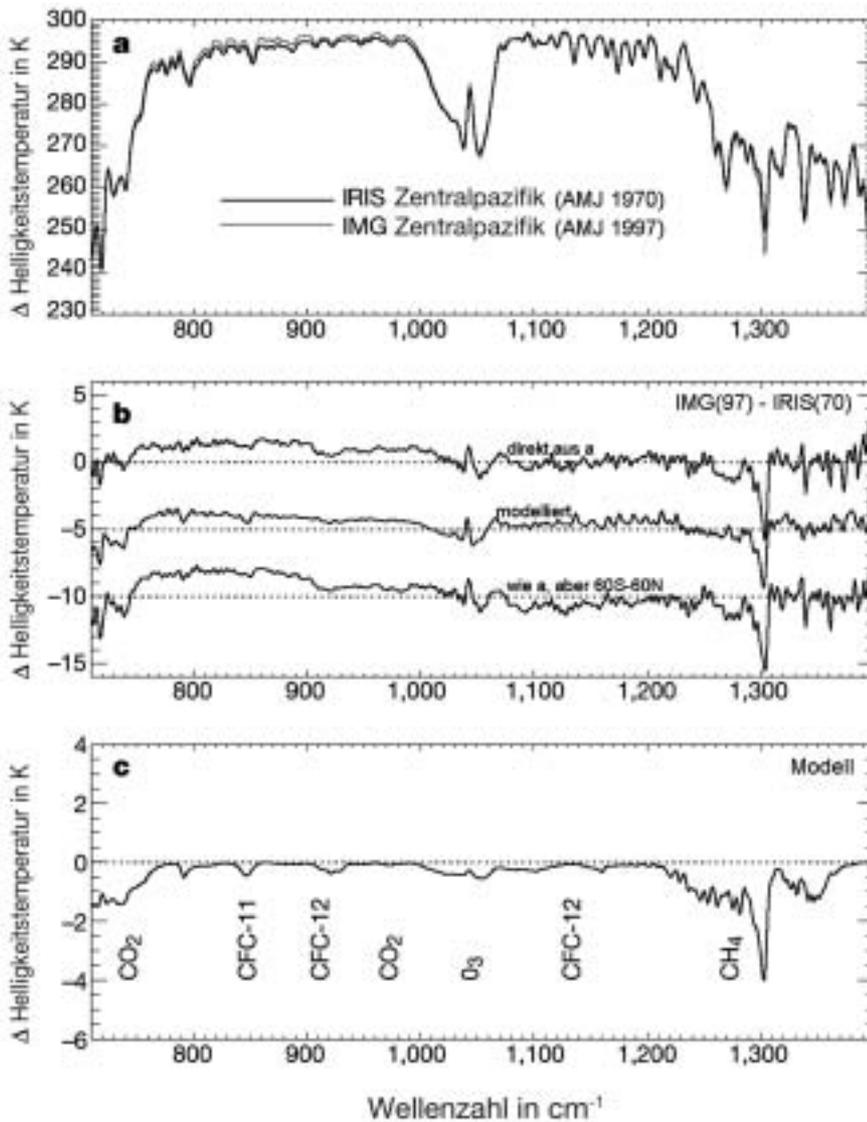


Abb. 2-6: Satellitenmessungen der Wärmestrahlung über dem äquatorialen Pazifik in 1970 und 1997 (a) und deren Differenzen (b), sowie die aus einem Modell mit entsprechend veränderter Spurengaskonzentration erwarteten Differenzen (c) nach HARRIES et al. (2001). Als Helligkeitstemperatur (engl.: brightness temperature) bezeichnet man die Temperatur, bei der ein idealer Schwarzkörper gerade die beobachtete Energiedichte emittieren würde. Sie ist daher nur als eine Parameterisierung anzusehen, die wie die Energiedichte selbst auch spektral variieren kann.

aufgrund von Strahlungsvorgängen ändern würde, wenn keine anderen Prozesse (wie Advektion, Diffusion, Phasenumwandlung, usw.) aktiv wären. In diesem Sinne kann man jede endliche Divergenz des Strahlungsflusses als Strahlungsantrieb (engl.: radiative forcing) für die weitere Entwicklung des betrachteten Atmosphärenvolumens auffassen. Zusammenfassend sollte daher der jetzige Treibhauseffekt in der Atmosphäre als ein ständiger Antrieb (forcing) für das Klimasystem interpretiert werden, der in jeder Klimaregion natürlich unterschiedlich stark ist aber die Atmosphäre zu vertikalen und horizontalen Ausgleichströmungen zwingt und der dadurch tatsächlich schon zu Klimaänderungen geführt hat.

Für die allgemeine Entwicklungsrichtung unseres Klimas ist der global gemittelte Strahlungsantrieb am Außenrand der Atmosphäre wichtig. Interessiert man sich für die Entwicklung der unteren Atmosphäre, so beschränkt man sich besser auf den Strahlungsantrieb an der Tropopause. Für ein Gleichgewichtsklima sollte dieser Antrieb verschwinden. Zunehmende Treibhausgase sowie veränderte Aerosole und, damit zusammenhängend, veränderte Wolken ergeben aber einen Nettostrahlungsantrieb für das Klimasystem. Vom IPCC (2001) wurden die heute bekannten Strahlungsantriebe der verschiedenen Veränderungen im Klimasystem in den letzten hundert Jahren zusammengetragen (Abb. 2-7). Daran erkennt man die Auswirkungen des Treibhauseffektes bei den atmosphärischen Gasen als einen großen und verhältnismäßig sicher bekannten positiven Strahlungsan-

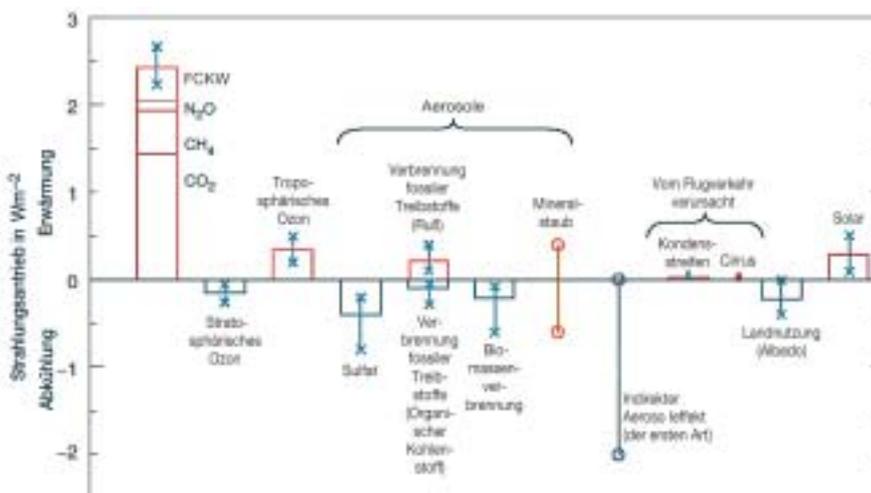


Abb. 2-7:

Externe und interne Strahlungsantriebe des Klimasystems aus IPCC (2001). Die Balken stellen die Strahlungsantriebe der verschiedenen Komponenten dar, die Linien dazu geben die Unsicherheit der Schätzungen an.

trieb auf das Klimasystem. Dagegen werden teilweise kompensierende Antriebe vor allem durch das vermehrte Aerosol und die damit verknüpften veränderten Wolkeneigenschaften (indirekter Aerosoleffekt) vermutet, die aber derzeit noch nicht gut genug bekannt sind. Hier liegt das aktuellste und drängendste Feld der Forschung im Bereich der Strahlungsübertragung im Klimasystem.

3.5 Die Parameterisierung des Treibhauseffektes im Klimamodell

Der oben beschriebene Treibhauseffekt selbst wird in den Zirkulationsmodellen nicht explizit als Parametervorgabe dargestellt. Vielmehr wird er im Rahmen der dort notwendigen Berechnungen des Energietransportes durch Strahlung mitsimuliert.

Wie schon in Abschnitt 2.3 erwähnt, existiert für die Strahlungsübertragungsgleichung (SÜG) leider keine einfache Lösung für den allgemeinen Fall von Emission, Absorption und Streuung bei räumlich variierenden Werten der optischen Parameter. Wegen des hohen Rechenaufwandes verbietet sich eine exakte Berechnung der Strahlungsübertragung in Atmosphäre und Ozean im Klimamodell und es müssen geeignete Näherungsverfahren für diese Aufgabe genutzt werden. Eine Zusammenstellung der wichtigsten Verfahren findet man z. B. in dem Buch von THOMAS und STAMNES (1999).

Bei diesen Parameterisierungen handelt es sich meist um die Lösung eines vereinfachten Strahlungsübertragungsproblems, die sich analytisch angeben oder doch numerisch sehr einfach berechnen lässt. Dabei wird die Atmosphäre meist als horizontal homogen und auch vertikal schichtweise als homogen angenommen. Die Details der räumlichen Strahldichteverteilung werden vielfach durch teilweise vorgegebene Richtungsverteilungen angenähert. Und schließlich wird versucht, auch die Details der spektralen Linien- und Bandenstruktur durch Näherungsansätze zu erfassen.

Natürlich können solche Parameterisierungen nicht das exakte Ergebnis im Detail reproduzieren. Daher hat man schon in den 80er-Jahren begonnen, durch einen groß angelegten internationalen Vergleich von Strahlungsmodellen (ICRCCM – InterComparison of Radiation Codes in Climate Models) eine Vergleichs-Prozedur festzulegen, an der alle verwendeten Codes getestet werden können und sollten. Dabei hat man natürlich anfänglich z. T. erhebliche Abweichungen bei einigen besonders einfachen (und daher rechenökonomischen) Formulierungen gefunden, wodurch die Effizienz und Zuverlässigkeit bei der Weiterentwicklung aber erheblich verbessert werden konnte. (ELLINGSON et al. 1991, FOUQUART et al. 1991).

Auf der anderen Seite wird auch immer wieder die genügend genaue Kenntnis der Strahlungsgrundparameter

(wie z. B. der Wellenlängenverlauf des Absorptionskoeffizienten von Spurengasen) in Zweifel gezogen. Diese werden in großen Datenbanken wie HITRAN (ROTHMAN et al. 1998) oder GEISA (HUSSON et al. 1992) gesammelt und alle paar Jahre entsprechend dem aktuellen Entwicklungsstand bewertend verbessert. Derzeit enthalten beide Datenbanken die Information über Linienstärke, Halbwertsbreite, usw., von über 1 Million Spektrallinien von 37 Gasen. Allein für das CO₂ sind über 60000 Linien in 589 Banden von 8 verschiedenen Isotopen erfasst. Dabei geht es heute kaum mehr um die Eigenschaften der für die Klimamodellierung wichtigsten quantenmechanischen Übergänge, da diese seit langem bekannt und dank ihrer Bewährung im Bereich der Fernerkundung auch ausführlich validiert sind.

Die energetisch relevanten Ergebnisse der Strahlungsparameterisierung, also das Vertikalprofil der Divergenz des Nettostrahlungsflusses sowie der Nettostrahlungsfluss am Boden, gehen im Klimamodell in die Energiebilanzgleichung, also den 1. Hauptsatz der Thermodynamik, für die Atmosphäre und den Erdboden ein.

4 Schlussfolgerung

Mit dieser Übersicht sollte gezeigt werden, dass unser grundlegendes Verständnis von der Strahlungsübertragung in der Erdatmosphäre lückenfrei und schlüssig ist, dass die für die exakten Berechnungen geeigneten Methoden bekannt und die notwendigen Parameter in genügender Genauigkeit verfügbar sind und dass die Qualität der nötigen Annahmen und Näherungen für die praktische Anwendung in Klimamodellen durch internationale Initiativen ausreichend sichergestellt wird. Dies wird immer noch von einflussreichen Kritikern der Klimaforschung gelegentlich infrage gestellt.

Dabei sollte nicht unerwähnt bleiben, dass die weitaus größeren Schwierigkeiten in der Klimaforschung bei der genauen Parameterisierung aller klimawirksamen Eigenschaften von Wolken zu sehen sind (s. Kapitel 3 in diesem Heft). Das liegt an der komplexen räumlichen und mikrophysikalischen Struktur von Wolken, die trotz des bereits getriebenen hohen Forschungsaufwandes immer noch in ungenügendem Maße experimentell untersucht sind. Ferner bietet vor allem deren Parametrisierung in den relativ großen Gitterboxen eines Klimamodells immer noch enorme Unsicherheitsquellen. Allerdings sind auch hier die wesentlichen Prinzipien und Grundannahmen unumstritten und Details versucht man durch große internationale und nationale Forschungsprogramme und internationale Modellvergleiche gezielt und sorgfältig kontrolliert zu verbessern, z. B. durch das Globale Energie- und Wasserkreislaufexperiment (GEWEX) im Weltklimaforschungsprogramm (WCRP) und dem zu GEWEX beitragenden Baltic Sea Experiment (BALTEX) für das gesamte Einzugsgebiet der Ostsee.

Besonders erwähnt werden sollte noch einmal die Tatsache, dass die Beschreibung der Strahlungsübertragung nicht nur zur Berechnung der Energiebilanz in Klimamodellen verwendet wird, sondern dass vor allem auch in vielen Bereichen der Fernerkundung vom Boden und von Satelliten aus dieselben Techniken und Daten zum Einsatz kommen, wie in der Klimamodellierung. Da sich aber gerade bei der Fernerkundung von Atmosphären- und Oberflächeneigenschaften Fehler im grundsätzlichen Verständnis oder den grundlegenden Daten unmittelbar bemerkbar machen würden, kann man diese weit verbreiteten Aktivitäten als unabhängigen Test für die Richtigkeit der prinzipiellen Annahmen der Klimaforschung bezüglich der Treibhauswirksamkeit atmosphärischer Gase, insbesondere von Wasserdampf und CO₂, ansehen.

Literatur

- ARRHENIUS, S., 1896: On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. The London, Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science, 41, 237-276.
- CHANDRASEKHAR, S., 1960: Radiative Transfer. Dover Publications, New York, 393 S.
- ELLINGSON, R. G., J. ELLIS, S. FELS, 1991: The intercomparison of radiation codes used in climate models: long-wave results. *J. Geophys. Res.* **96**, D5, 8929-8953.
- FOUQUART, Y., B. BONNET, V. RAMASWAMY, 1991: Inter-comparing shortwave radiation codes for climate studies. *J. Geophys. Res.* **96**, D5, 8955-8968.
- GOODY, R. M., Y. L. YUNG, 1995: Atmospheric Radiation – Theoretical Basis. *Oxford University Press*, Oxford, 536 S.
- HARRIES, J. E., H. E. BRINDLEY, P. J. SAGOO, R. J. BANTGES, 2001: Increases in greenhouse forcing from the outgoing longwave spectra of the Earth in 1970 and 1997. *Nature* **410**, 355-357.
- HUSSON, N., B. BONNET, N. A. SCOTT, A. CHEDIN, 1992: Management and study of spectroscopic information: the GEISA program. *J. Quant. Spectr. Rad. Transfer* **48**, 509-518.
- IPCC 2001: Climate Change 2001 – The Scientific Basis. *Cambridge University Press*, Cambridge, 944 S.
- KAPLAN, L. D., 1960: The influence of CO₂ variations on the atmospheric heat balance. *Tellus* **12**, 204-208.
- KIEHL, J. T., K. E. TRENBERTH, 1997: Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bull. Am. Met. Soc.* **78**, 197-208.
- KRAUS, H., 2000: Die Atmosphäre der Erde. *Vieweg Verlag*, Braunschweig, 470 S.
- LIOU, K., 2002: An Introduction to Atmospheric Radiation. *Acad. Press*, New York, 512 S.
- MANABE, S., F. MÖLLER, 1961: On the radiative equilibrium and heat balance of the atmosphere. *Mon. Wea. Rev.* **31**, 118-133.
- MANABE, S., R. F. STRICKLER, 1964: Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Convective Adjustment. *Journal of the Atmospheric Sciences* **21**, 361-385.
- MÖLLER, F., 1963: On the influence of changes in the CO₂ concentration in air on the radiation balance of the earth's surface and on the climate. *J. Geophys. Res.* **68**, 3877.
- PLASS, G. N., 1956: The CO₂ theory of climate change. *Tellus* **8**, 140-153.
- ROEDEL, W., 1994: Physik unserer Umwelt. *Springer Verlag*, Berlin, 467 S.
- ROHDE, H., R. CHARLSON (Hrsg.), 1998: The Legacy of Svante Arrhenius – Understanding the Greenhouse Effect. *Royal Swedish Academy of Sciences*, Stockholm, 212 S.
- ROTHMAN, L. et al., 1998: The HITRAN Molecular Spectroscopic Database and HAWKS (HITRAN Atmospheric Workstation): 1996 Edition. *J. Quant. Spectr. Rad. Transfer* **60**, 665-710.
- THOMAS, G., K. STAMNES, 1999: Radiative Transfer in the Atmosphere and Ocean. *Cambridge Univ. Press*, 510 S.
- WARNECKE, G., 1997: Meteorologie und Umwelt. *Springer Verlag*, Berlin, 354 S.

3

E. RASCHKE, M. QUANTE 3 Wolken und Klima

1 Einleitung

Wolken beeinflussen das Klima der Erde in sehr vielfältiger und entscheidender Weise (Strahlungshaushalt, Niederschläge, elektrische Felder, Dynamik und Chemie der Atmosphäre). Sie sind aber auch Produkt des Klima bestimmender Austauschprozesse. Im Verständnis der die Wolkeneigenschaften bestimmenden Prozesse und bei deren Nachvollziehung in numerischen Modellen sowie auch bei der quantitativen direkten und indirekten Messung der Wolkeneigenschaften existieren noch immer ungelöste Probleme (s. z. B. GATES et al. 1999 und IPCC 2001), die zu hohen Unsicherheiten in den Vorhersagen von Witterung und Klima führen.

Im letzten Bericht des IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC 2001) wird besonders auf die oben genannten Unsicherheiten eingegangen, denn sie bestimmen die Vorhersagefähigkeiten der Modelle und damit die Belastbarkeit von deren Ergebnissen. Daher werden im Rahmen des Weltklima-Forschungsprogramms und auch der operationellen Leistungen führender Wetterdienste große Anstrengungen unternommen, die daraus entstehenden Defizite in der Modellierung von Wetter und Klima zu verringern.

Es bestehen in diesem Zusammenhang die folgenden Schlüsselfragen, die in der Fachliteratur intensiv besprochen werden:

- Welche Beziehungen bestehen zwischen den mikrophysikalischen Eigenschaften von Wolken und deren Strahlungseigenschaften?
- Können die derzeit in den Zirkulationsmodellen benutzten Strahlungsroutinen die gemessenen Strahlungseigenschaften von Wolken richtig reproduzieren?
- Wie groß ist der Einfluss von Aerosolen auf Wolkenpartikeln und eventuell sogar auf deren Niederschlag und Lebensdauer?
- Wie stark beeinflusst die Überlappung von Wolken in unterschiedlichen Höhen deren integrale Strahlungstransporteigenschaften und deren Niederschlag?
- Wirken Wolken in den Tropen als eine Art Thermostat, der zu hohe Oberflächen-Temperaturen verhindert?
- Gibt es weitere klimawirksame chemische Prozesse, an denen Wolken maßgeblich beteiligt sind?

Im Rahmen dieses Kapitels können keineswegs alle anstehenden Fragen und insbesondere die oben genannten vollständig abgehandelt werden. Vielmehr soll unser Beitrag nur in diese sehr umfangreiche Proble-

matik einführen, einige Beispiele erwähnen und zum Weiterlesen anregen.

Wolken bilden eine sehr wichtige Komponente des Wasserkreislaufs im Klimasystem. Daher sind die beiden folgenden Abschnitte 2 und 3 dem Wasser selbst sowie dem Wasserdampf gewidmet. Danach folgen im Abschnitt 4 Ausführungen zur Fernerkundung von Wolken und im Abschnitt 5 zu einigen Feldexperimenten. Die Wirkung von Aerosolen auf die Wolkenbildung wird im Abschnitt 6 diskutiert. Eine Übersicht über das Auftreten von Wolken wird im Abschnitt 7 gegeben. Die Klimawirksamkeit von Wolken wird im Abschnitt 8 beschrieben. Der letzte Abschnitt 9 widmet sich dem weiteren Forschungsbedarf.

Im Literaturverzeichnis haben wir dem Fortbildungscharakter von *promet* entgegen kommend sehr viele Zitate aufgeführt und einige interessante Bücher besonders ausgewiesen.

2 Wasser auf der Erde

Wir verdanken es dem glücklichen Zusammenfallen von drei sehr wichtigen Tatsachen, dass Wasser auf unserem Planeten in seinen drei thermodynamischen Phasen und dazu noch in großen Mengen gleichzeitig vorhanden ist. Diese sind die große Masse der Erde, der Abstand der Erde von der Sonne und das Molekulargewicht des Wasserdampfes (s. z. B. WEBSTER 1994, und in der Literatur über unser Planetensystem). Während die Massen der Erdkugel und des Wasserdampfmoleküls das Entweichen in den Weltraum fast vollständig verhindern, begünstigt der „moderate“ Abstand der Erde von der Sonne einen Temperaturbereich in der Atmosphäre und am Boden, der das oft gleichzeitige Vorhandensein aller drei Phasen ermöglicht. Dadurch konnte das Wasser während der langen Lebenszeit unseres Planeten (seit etwa 4,6 Milliarden Jahren) sich entscheidend an vielen geo-chemischen Prozessen beteiligen und den derzeitigen Zustand unseres Planeten mitprägen. Ohne Wasser hätte sich die jetzige Biosphäre nicht entwickeln können; ohne Wasser kann unser Leben nicht weiter bestehen.

Vom gesamten Wasser auf unserem Planeten (Abb. 3-1 bietet eine vereinfachte Übersicht über den globalen Wasserkreislauf) befindet sich nur ein geringer Anteil von etwa 0,001 % in der Atmosphäre, wobei das etwa Dreißigfache davon ständig zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre ausgetauscht wird. In der Atmosphäre ist wiederum ein sehr geringer Anteil von

weniger als 5 % in den Wolken als feste oder flüssige Partikeln enthalten. Die Wolken haben im Mittel wiederum eine Niederschlagseffizienz von oft weniger als 50 % (s. z.B. ROGERS and YAU 1989). Vom gesamten Frisch- oder Süßwasser auf den Kontinenten ist nur ein geringer Anteil von etwa 2-3 % für die Trinkwasserversorgung verfügbar.

Aber kleine Mengen können große Wirkungen auf das Erdklima haben. So bestimmt die sehr geringe Menge des Ozons (etwa 3 mm dünne Schicht in einer etwa 8 km mächtigen „homogenen“ Luftmasse) das Angebot von UV-Strahlung und beeinflusst den Treibhauseffekt der Atmosphäre. Allerdings ist das „Spurengas Wasserdampf“ das wichtigste Treibhausgas. Die Wolken selbst beeinflussen nicht nur den Strahlungstransport; sie sind auch an Kaskaden geo-chemischer Prozesse beteiligt, und sie sind die Quelle fast des gesamten Niederschlages.

Es war schon immer ein wesentliches Anliegen der klimatologischen Forschung, die genaue Verteilung und Transporte des Wassers in der Gasphase und als Wolken in der Atmosphäre und der durch diese gebundenen Wärmemengen genau zu kennen und auch vorherzusagen. Die dazu notwendige neuere Grundlagenforschung wird im Wesentlichen im Rahmen des Programms „Globale Energie- und Wasserkreisläufe“ (GEWEX, s. <http://www.gewex.com>) des Weltklimaforschungsprogramms (WCRP) weltweit koordiniert, wengleich viele der Arbeiten durch einzelne Nationen bzw. durch Verbände durchgeführt werden. Eines von mehreren Regionalprogrammen für Detailuntersuchungen ist das **Baltic Sea Experiment** (<http://w3.gkss.de/baltex>, siehe z. B.: RASCHKE et al. 2001), in

dem Energie-, Wasser- und Stofftransporte im Einzugsgebiet der gesamten Ostsee sehr detailliert untersucht werden. Ergänzend zu GEWEX werden im Projekt **BAHC (Biological Aspects of the Hydrological Cycle)** des IGBP (**I**nternational **G**eosphere and **B**iosphere **P**rogramme) die Wechselwirkungen mit der gesamten Biosphäre in den Vordergrund des Interesses gestellt.

3 Wasserdampf in der Atmosphäre

Der Wasserdampf in der Atmosphäre bewirkt (s. Kapitel 2 in diesem Heft, oder HELD und SODEN 2000) mehr als 60 % von deren Treibhauseffekt. Seine horizontale Verteilung in der unteren Troposphäre ist im wesentlichen durch die Temperatur derselben bestimmt. Dies gilt nur eingeschränkt für die obere Troposphäre, wobei die Vertikalverteilungen nicht nur durch die Temperatur, sondern auch durch dynamische Prozesse bestimmt werden. In der Troposphäre ist der Wasserdampf die Quelle aller Wolken und deren Niederschlages. Er wird an vielen Kaskaden chemischer Prozesse beteiligt und bestimmt auch die optischen Eigenschaften der Aerosole. Die Gesamtsäulenmenge beträgt in den Tropen etwa 4 bis 5 kg/m², in den Polargebieten sind dies Werte um 0,2-0,5 kg/m² (s. z. B.: PEIXOTO und OORT 1992, dort Abb. 12.3c oder <http://ISCCP.giss.nasa.gov>).

Die sehr kalte obere Troposphäre ist für den Wasserdampf nur geringfügig „durchlässig“. Daher findet man in der Stratosphäre nur sehr geringe Mengen davon mit einem Mischungsverhältnis von etwa 2 bis 10 ppmv. In der Troposphäre erzeugt die Verdunstung an der Erdoberfläche vermutlich mehr als 99 % des Wasser-

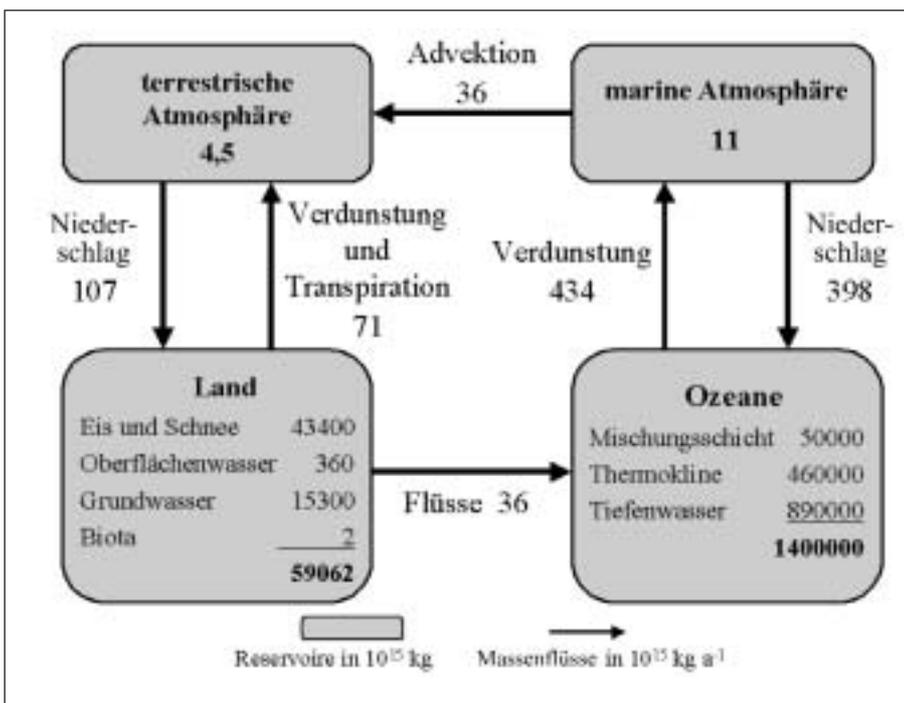


Abb. 3-1: Vereinfachte Darstellung des jährlichen Wasserkreislaufs (Zahlenwerte in 10¹⁵ kg bzw. in 10¹⁵ kg/a). Die Kontinente beziehen ihr Wasser aus der Verdunstung über den Ozeanen. Die mittlere Verweilzeit eines Wassermoleküls in der Atmosphäre beträgt zwischen etwa 9 und 15 Tagen und auf den Kontinenten (Oberflächenwasser) etwa 10 Jahre (nach CHAHINE 1992).

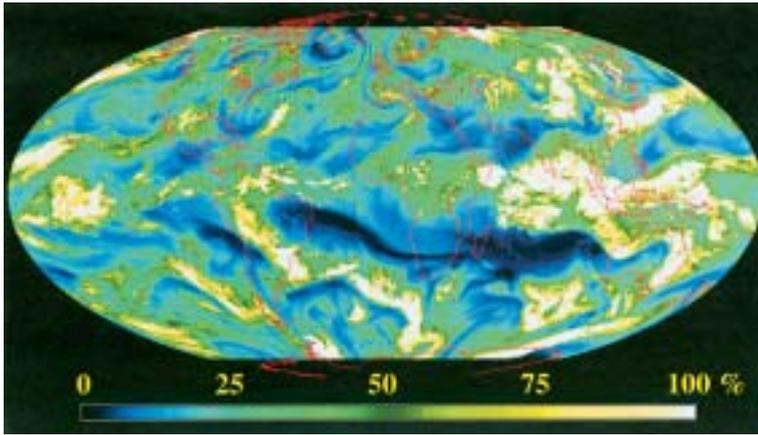


Abb. 3-2: Relative Feuchte der oberen Troposphäre am 14. Mai 1998 um 8:30 UTC bestimmt aus den Messungen von fünf geostationären Satelliten. Wir erkennen deutlich die bekannten Zirkulationsstrukturen: Dunkel erscheinen relativ trockene Regionen. In den feuchten Gebieten dominiert die Bewölkung das Messsignal (von TJEMKES et al. 1998).



Abb. 3-3: Leuchtende Nachtwolken über der Ostsee nahe Kühlungsborn (F.-J. LÜBKEN, private Mitteilung 2002). Weitere Beispiele: <http://www.sci.fi/~fmbb/astro/nlc.htm>.

dampfes. Dagegen kann der durch UV-Strahlung bedingte Zerfall des in die Stratosphäre transportierten Methans für einen in den vergangenen 20-30 Jahren zu verzeichnenden Anstieg des Wasserdampfgehaltes verantwortlich sein.

Unsere derzeitige Kenntnis der Wasserdampfmen gen und deren Verteilungen in der Troposphäre beruht auf den täglichen Direktmessungen mit Radiosonden, die noch durch spektral geeignet angelegte Satellitenmessungen der Emission von Wärmestrahlung im Infrarot und im Mikrometer-Wellenbereich in den Weltraum ergänzt werden. Bereits die Daten der ersten meteorologischen Satelliten der TIROS-Serie wurden auf ihren Informationsgehalt über die relative Feuchte in der oberen Troposphäre untersucht (RASCHKE 1965). Später konnten anhand wesentlich verbesserter Messungen genauere Ergebnisse erzielt werden (z. B.: SCHMETZ und TURPEINEN 1988, SCHMETZ et al. 1995, TJEMKES et al. 2001). TJEMKES et al. (1998) konnten erstmals auch eine nahezu globale Verteilung aus Daten aller geostationären Satelliten errechnen.

Ein erstes Ergebnis ist in der Abb. 3-2 wieder gegeben. Es zeigt in unterschiedlichen Farbtönen sehr klar trockene und feuchte Gebiete, die weitgehend durch die atmosphärische Dynamik verursacht werden.

Nunmehr stehen auch Techniken des GPS (Global Positioning System, HOEG et al. 1995) zur Verfügung, die auch über den Ozeanen bei genauer Kenntnis der vertikalen Temperaturverteilung Wasserdampfprofile liefern und damit die täglichen Analysen der thermodynamischen Eigenschaften der Atmosphäre wesentlich erleichtern und verbessern (HAJJ et al. 2002). Neue Messungen erfolgen von den mit deutscher Beteiligung gebauten Satelliten CHAMP und GRACE. Nur wenige Direktsondierungen erfolgen in der Stratosphäre. Diese bilden aber entscheidende „Stützpunkte“ für aus spektralen Satellitendaten abgeleitete Werte, denn der Wasserdampf ist auch entscheidend an der Ozonchemie in diesen Schichten beteiligt.

Auch in der Mesosphäre scheint die Wasserdampfkonzentration zugenommen zu haben, womit eine beobachtete Häufigkeit der leuchtenden Nachtwolken (noctilucent clouds, Abb. 3-3) im Bereich der Mesopause erklärt wird. Eine Abnahme der Temperatur im Mesopausenniveau scheint in den vergangenen 20-30 Jahren zumindest in der arktischen Mesosphäre nicht stattgefunden zu haben (LÜBKEN 2000).

Der dringend notwendigen, räumlich und zeitlich hochaufgelösten Bestimmung des Wasserdampfes in der gesamten Atmosphäre widmet sich nunmehr ein spezielles Projekt im GEWEX (GVaP: GEWEX Water Vapour Project); denn für eine genauere Bestimmung und numerische Nachvollziehung der durch ihn mitgestalteten chemischen und physikalischen Prozesse in der Troposphäre reicht die bisher erreichte Genauigkeit nicht aus.

4 Wie erkennt man Wolken?

Diese scheinbar triviale Frage ist für Fernerkundler, die mit dem Auge vom Boden aus oder mittels multispektraler passiver Strahldichtemessungen von verschiedenen Plattformen aus die Eigenschaften von Wolken über oft sehr inhomogenem Untergrund bestimmen wollen, von fundamentaler Bedeutung. Wir illustrieren diese Komplexität mit einer im sichtbaren Bereich des Spektrums aufgenommenen Photographie in Abb. 3-4, die einen Gewitterturm in der Umgebung von mittelhoher und tiefer Bewölkung zeigt.



Abb. 3-4: Gewitterturm in der Umgebung tieferer Wolken. Nur mit einer geschickten Kombination gleichzeitiger multispektraler und zugleich räumlich hochauflösender Messungen könnte dieses Gewitter in abbildenden passiven Messungen vom Satelliten aus genau identifiziert werden.

Da selbst die modernsten meteorologischen Satelliten eine Bildpunktauflösung von nur etwa 400 bis 800 m bieten, hat der Fernerkundler hier immer noch Schwierigkeiten, wenn ihm nur solche wesentlich schlechter als im Foto in Abb. 3-4 aufgelösten und zudem nur in wenigen Spektralbereichen erfolgenden Messungen zur Verfügung stehen. Im solaren Bereich des Spektrums muss er auch den Schattenwurf in seinen Analysen berücksichtigen.

Es bilden sich in der Troposphäre eine Vielzahl von Wolkentypen, die im Detail weitgehend nach phänomenologischen Gesichtspunkten in entsprechenden Wolkenatlanten beschrieben sind. Die uns bekannte Namensgebung erfolgte bereits im 19. Jahrhundert und teilweise früher. In vielen Lehrbüchern der Meteorologie und Klimatologie findet man ausführliche Beschreibungen (z.B. in KRAUS 2000, ab S. 214) mit entsprechend gut aufbereitetem Bildmaterial. Die Adresse <http://www.wolkenatlas.de> bietet nunmehr mehr als 1000 Wolkenbilder.

In der unteren Stratosphäre treten, derzeit offenbar mit zunehmender Häufigkeit, die sogenannten polaren stratosphärischen Wolken (PSCs: polar stratospheric clouds) auf, die aber auch unter dem Begriff „Perlmutter-Wolken“ seit mehreren Jahrhunderten bekannt sind. An der Mesopause in etwa 85 km Höhe kondensiert der Wasserdampf an kleinsten Staubteilchen, die offenbar kosmischen Ursprungs sind. Dadurch entstehen die oben bereits erwähnten „leuchtenden Nachtwolken“ mit oft eindrucksvoller Wellenstruktur (s. Abb. 3-3).

Etwas nüchterner: Wolken in der Troposphäre bestehen aus Wassertropfen im Größenbereich zwischen etwa 5 und 50 μm , aus Eisteilchen vom kleinen Splitter (etwa 5 μm Ausdehnung) über Schneeflockengröße bis zur Schneeflocke oder zum Hagelkorn. Einige typische Werte sind in der Tab. 3-1 (s. Abschnitt 5) zusammen-

gestellt. Der Wasser- und Eisanteil richtet sich nach dem Höhen- oder Temperaturbereich in der Atmosphäre und schließlich auch nach der Intensität der wolkeninternen Konvektion. Ihre Sichtbarkeit für das menschliche Auge und schließlich für eine Vielfalt von Fernerkundungsgeräten verdanken die Wolken allein dem Umstand, dass diese größeren Partikeln das einfallende Sonnenlicht wesentlich anders emittieren, streuen und absorbieren als die wolkenfreie Atmosphäre. Tropische Gewitter sind offenbar eine wesentliche Quelle des Wasserdampfes in der unteren Stratosphäre. T. FUJITA (s. MENZEL 2001) beschrieb bereits in den 60er Jahren das „Überschießen“ von Konvektionselementen, das sich von hoch fliegenden Flugzeugen aus gut beobachten ließ.

Im thermischen Infrarot erweisen sich Wasser- und Eiswolken, wenn auch etwas unterschiedlich stark, als sehr effektive Absorber bzw. Emittier. Im Bereich der Millimeterstrahlung können Wolken ebenfalls einfallende Strahlung, etwa von einem Radar ausgesandt, intensiv reflektieren. Daraus ergeben sich interessante Möglichkeiten zur Fernerkundung vom Boden, Flugzeug oder Satelliten aus, wobei man nicht nur das Auftreten sondern auch bestimmte Eigenschaften, wie etwa die vertikale Struktur und den Wasser- bzw. Eisgehalt, Partikelgrößen und schließlich auch Strahlungseigenschaften selbst ermitteln kann.

Als eine sehr interessante Möglichkeit haben sich hier Messungen mit Wolkenradar erwiesen (z. B.: DANNE et al. 1999, QUANTE et al. 2000), dessen Pulse mit Wellenlängen im Millimeterbereich sehr effektiv von Wolkenpartikeln reflektiert werden. Das Messbeispiel in der Abb. 3-5 zeigt eine konvektive Wolke, die über das Gerät am Boden hinwegzieht. Solche Messungen sollen in naher Zukunft auch von Satelliten aus erfolgen, wobei sie noch durch Messungen mit einem Lidar und anderen passiven Radiometern ergänzt werden (Projekte: CLOUDSAT/CALYPSO und EarthCARE).

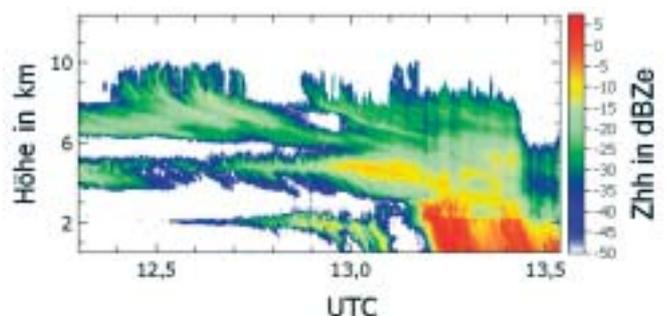


Abb. 3-5: Rückstreuung von Radarsignalen (3 mm Wellenlänge) durch ein mehrschichtiges Wolkenfeld. Blaue Farbtöne: geringe Intensitäten; braun-rote Farbtöne: hohe Intensitäten. Man erkennt auch deutlich das Niveau der Schmelzzone in etwa 2 km Höhe; gegen 13:30 UTC erreichte der Niederschlag den Boden, s. auch <http://w3.gkss.de/english/Radar/miracle.html>.

5 Einige Feldexperimente

In den vergangenen Jahren erfolgten bereits sehr umfangreiche Experimente durch verschiedene Arbeitsgruppen in Europa (z. B.: **European Cloud and Radiation Experiment**, EUCREX, siehe z. B. RASCHKE et al. 1998); in den USA (**First ISCCP Radiation Experiment**, FIRE, siehe z. B. STARR und WYLIE 1990; ARESE I und II: VALERO 2002 priv. Mitt.), in Japan (JACCS: ASANO et al. 2001) und auch in Australien. In diesen Feldkampagnen wurden meist ein bis mehrere Flugzeuge eingesetzt, um neben Umgebungsgrößen auch die mikrophysikalischen Eigenschaften von Wolken und auch die Turbulenz innerhalb derselben zu messen.

Im Rahmen von GEWEX wurde vor etwa 10 Jahren das Projekt GCSS (**GEWEX Cloud Systems Study**, BROWNING 1993) begonnen, mit dem Ziel, die bereits vorhandenen Messergebnisse zu allen Wolkenarten systematisch zusammen zu tragen und für die Verbesserung der Modelle zu verwenden. Hierzu zählen auch Cirren, die aus Kondensstreifen entstehen (z. B. SCHUMANN 1996) und zumindest über einigen Regionen hoher Luftverdichtungen den Strahlungshaushalt und vielleicht auch den Niederschlag (aus tieferen Wolken) beeinflussen können.

LYNCH et al. (2002) haben im Rahmen des GCSS viele Ergebnisse zu Cirren in einem Buch zusammengetragen. Für Modellierer dürften hierbei auch die Ergebnisse über die im Cirrusniveau gemessenen turbulenten

Strömungen von besonderem Interesse sein, denn deren Eigenschaften spiegeln sich zum Teil im Erscheinungsbild und in den Strahlungseigenschaften beobachtbarer Zirren (QUANTE und STARR 2002) wider.

Einige typische Wolkeneigenschaften sind in der Tab. 3-1 zusammengefasst. Sie beruhen auf direkten Messungen mit Flugzeugen als Geräteträger. Der Streubereich dieser Daten ist wegen der Inhomogenitäten in den Wolken selbst sehr groß.

Die Gehalte von Wasser und Eis in den Wolken sind wesentlich geringer als es durch den Wasserdampf in der gleichen Schicht möglich wäre. Trotzdem sind die damit verbundenen latent gebundenen bzw. freigesetzten Wärmemengen nicht vernachlässigbar klein, denn sie werden bei der Wolkenbildung (-auflösung) unmittelbar an die Atmosphäre abgegeben (bzw. von dieser entnommen), wodurch sich Wechselwirkungen mit der Dynamik der Atmosphäre ergeben.

Daher ist es ein Anliegen klimatologischer Messungen, diese Mengen möglichst genau über der gesamten Erde und dazu noch in den jeweiligen Höhenlagen zu bestimmen (s. Abb. 3-9).

6 Wirkung von Aerosolen auf die Bewölkung

Während sich anfangs der Schwerpunkt solcher Feldexperimente auf die Wolken selbst konzentrierte, trat in den vergangenen 5 bis 10 Jahren zunehmend die Untersuchung verschiedener Wechselwirkungen zwischen der Bewölkung und anderen Bestandteilen der Atmosphäre (z. B.: Aerosole, u. a. auch im Experiment INDOEX über dem Indischen Ozean; RAMANATHAN et al. 2001b) und der Wechselwirkung mit dynamischen Austauschprozessen in der Troposphäre selbst und am Boden in den Vordergrund; denn die globalen Klimamodelle sind noch keineswegs in der Lage, die Bewölkung richtig wiederzugeben (siehe hierzu GATES et al. 1999, oder den umfangreichen Bericht des IPCC 2001). Allerdings müssen bei solchen Studien auch die Aerosole entsprechend gut kartiert werden (KING et al. 1999).

In der Abb. 3-6 nach HOBBS (2000) sind die Wechselwirkungen zwischen dem Aerosol und Wolkenluft schematisch wiedergegeben. Einige hygroskopische anthropogene Aerosole können die Partikelgröße in Wolken systematisch verkleinern, so dass deren Albedo etwas erhöht und deren Niederschlagseffizienz verringert wird (BAKER 1997, s. auch Abb. 3-12). Ebenso könnte sich die Lebensdauer solchermaßen modifizierter Wolken verlängern (TWOMEY 1991, LOHMANN und FEICHTER 1997).

Der genaue Nachweis dieses indirekten Einflusses des Aerosols auf den Strahlungshaushalt und auf den Niederschlag durch Beobachtungen in der Natur fehlt allerdings noch. Jedoch ist er in Einzelfällen (z. B. im Abwind

Eigenschaft	Typischer Mittelwert	Beobachteter Bereich
Mariner Strato-Cumulus (Oberer Bereich)		
Partikelkonzentration	150 cm ⁻³	45 bis 300 cm ⁻³
Tropfengröße Ø	20 µm	4 bis 25 µm
Wassergehalt	0,4 gm ⁻³	0,1 bis 0,6 gm ⁻³
Kontinentaler Strato-Cumulus (Oberer Bereich)		
Partikelkonzentration	250 cm ⁻³	40 bis 480 cm ⁻³
Tropfengröße Ø	10 µm	4 bis 18 µm
Wassergehalt	0,3 gm ⁻³	0,03 bis 0,45 gm ⁻³
Kontinentaler Cumulus		
Wassergehalt	1,0 gm ⁻³	0,5 bis 2,5 gm ⁻³
Altcumulus, -stratus		
Partikelkonzentration	100 cm ⁻³	30 bis 1000 cm ⁻³
Tropfengröße Ø	8 µm	4 bis 20 µm
Wassergehalt	0,03 gm ⁻³	0,01 bis 0,75 gm ⁻³
Cirrus		
Partikelkonzentration	0,03 cm ⁻³	10 ⁻⁷ bis 10 cm ⁻³
Kristallgröße (Länge)	250 µm	1 bis 4000 µm
Eiswassergehalt	0,02 gm ⁻³	10 ⁻⁴ bis 0,3 gm ⁻³

Tab. 3-1: Typische mikrophysikalische Eigenschaften verschiedener Wolkenformen nach QUANTE (1996), HEYMSFIELD (1993), MILES et al. (2000), COTTON und ANTHES (1989) und von Cirruswolken nach DOWLING und RADKE (1990) und HEYMSFIELD und McFARQUHAR (2002).

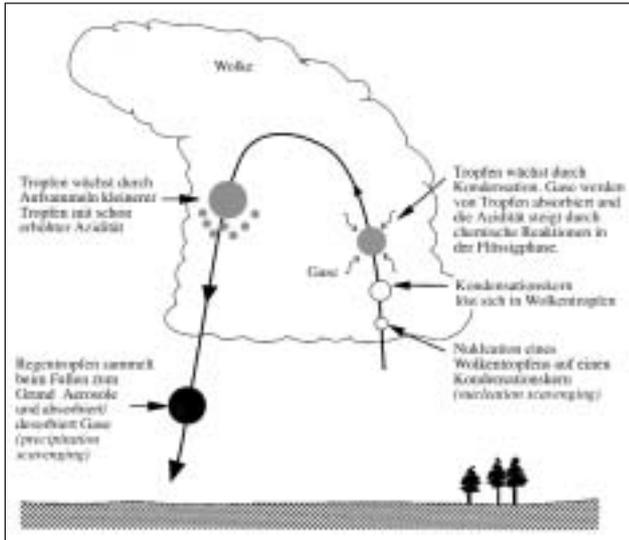


Abb. 3-6: Schematische Darstellung der Wechselwirkungen zwischen Aerosolen und Wolkenpartikeln (nach HOBBS 2000). Hierbei erfolgen eine Vielzahl von chemischen Prozessen, die letztendlich die Atmosphäre reinigen.

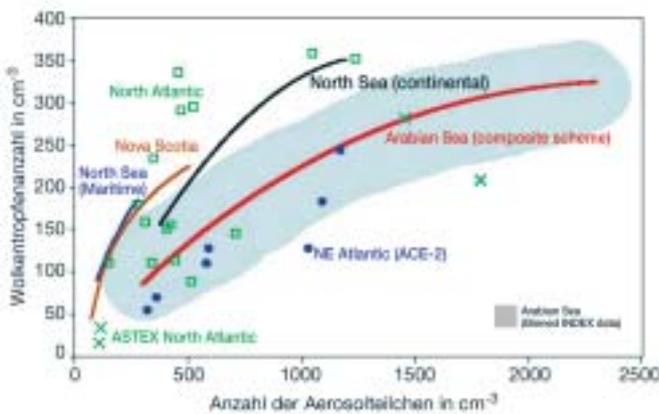
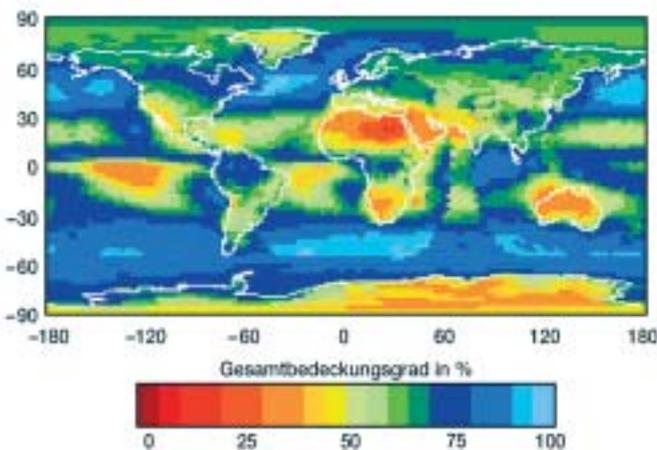


Abb. 3-7: Messungen über unterschiedlichen Gebieten der Erde scheinen die Vermutung zu bestätigen, dass Aerosole die Anzahldichte von Wolkenpartikeln, und damit auch deren Größenspektrum, beeinflussen (nach RAMANATHAN et al. 2001a).



von großen Brandherden oder innerhalb der Staubwolken von Stürmen über den trockenen Steppen Asiens) beobachtbar. Die Zusammenschau von Ergebnissen verschiedener Experimente in unterschiedlichen Gebieten der Erde, in Abb. 3-7, bestätigen diese Vermutung.

NAKAJIMA et al. (2000) haben aus Satellitendaten eine Weltkarte der Korrelation zwischen gleichzeitigem Auftreten von hohen Aerosolkonzentrationen und von niedriger Bewölkung über den Ozeanen angefertigt. Sie fanden in der Tat hohe Korrelationen über weiten Bereichen der Ozeane, woraus sie auf eine Verstärkung der Bildung tiefer Wolken durch Aerosole schließen.

7 Auftreten der Bewölkung

Die Häufigkeit des Auftretens sowie der Höhe und Art der Bewölkung richten sich im Wesentlichen an der Dynamik der Atmosphäre und an dem Sättigungsgrad des Wasserdampfes aus. In den Tropen sowie in den außertropischen Zyklonen überwiegt konvektive Bewölkung, die von tiefen Schichten bis in die Tropopause reichen kann. Dagegen findet man in den subtropischen Absinkgebieten der Hadley-Zellen überwiegend wenig und dann meist tiefe Bewölkung. Ebenso treten tiefe und oft sehr homogene Stratocumuluswolken an den westlichen Rändern der großen Kontinente über dem Meer und auch über den großen Eisflächen der Arktis auf.

Viele Einzelheiten sind bereits aus den konventionellen Bodenbeobachtungen bekannt. WARREN et al. (1986, 1988) haben diese sehr sorgfältig ausgewertet. Die Ergebnisse sind jedoch leider nicht in einer der üblichen Zeitschriften veröffentlicht worden.

Eine Weltkarte des Bedeckungsgrades im Jahresmittel, abgeleitet aus den Messungen verschiedener polarumlaufender und geostationärer Satelliten, ist in der Abb. 3-8 gezeigt. Sie ist ein Ergebnis des International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP; ROSSOW und SCHIFFER 1999), das nunmehr der Forschung eine sehr homogene und lückenlose Zeitreihe einiger Wolkeigenschaften für den Zeitraum von 1983 bis jetzt anbieten kann. Das ISCCP wurde begonnen mit der Auflage, Informationen über die Bewölkung allein aus den passiv abbildenden Messungen polarumlaufender und geostationärer, meteorologischer Satelliten abzuleiten. Eine

Abb. 3-8: Jahresmittel (1984-1994) des Wolkenbedeckungsgrades, abgeleitet im Projekt ISCCP aus Messungen polarumlaufender und geostationärer Satelliten. Da die Winkelkorrektur der Strahldichten nicht ganz perfekt erfolgen kann (Kulisseneffekt), erkennt man über dem Indischen Ozean und dem Südlichen Atlantik die Ränder der Blickfelder der Satelliten Meteosat und GMS durch etwas höhere Werte der Bedeckung. Die horizontale Auflösung der Routineprodukte beträgt etwa 250 km (s. ROSSOW und SCHIFFER 1999). Die Daten hierzu sind aus dem Internet abrufbar: <http://isccp.giss.nasa.gov>.

wesentliche Fehlerquelle bildet hierzu der Kontrast gegenüber dem Untergrund im Reflexionsvermögen und der Temperatur (im Infrarot).

Eine andere auf Satellitendaten beruhende Wolkenstatistik wurde begonnen mit der Analyse der Vertikalsondierungen im Infrarot, die ebenfalls nunmehr operationell von meteorologischen Satelliten aus unternommen werden. Diese TOVS-Daten (TIROS Operational Vertical Sounder) ermöglichen aufgrund der unterschiedlichen Höhenlage der Emissionsschwerpunkte aus der Atmosphäre vermutlich genauere Abschätzungen der Höhenlage von Wolken. Wegen der unterschiedlichen Mess- und Analysetechniken entsprechen allerdings „TOVS-Wolken“ nicht immer den „ISCCP-Wolken“ (siehe z. B.: STUBENRAUCH et al. 1999, SCOTT et al. 1999). Diese systematischen Unterschiede erschweren nicht nur dem Laien eine vergleichende Bewertung der erzielten Ergebnisse.

Die jahreszeitliche Variabilität und auch die zwischenjährliche Variabilität kann je nach Gebiet sehr groß sein. So fand z. B. KARLSSON (2001) durch sehr einfache Zählung des Auftretens von Wolken in Gitterfeldern von etwa 1 km Seitenlänge eine große Schwankungsbreite über dem Einzugsgebiet der Ostsee. Die Ergebnisse zeigen sehr einprägsam diese Jahr-zu-Jahr Schwankungen in jedem Monat von zehn (1991-2000) aufeinanderfolgenden Jahren. In diesen Daten erkennt man auch den deutlichen Einfluss der die Konvektion verringernden tieferen Temperaturen der Ostsee und anderer großer Seen. Dadurch ist über dieser und oft auch über größeren Binnenseen das Auftreten von Bewölkung deutlich geringer als über den angrenzenden Landflächen. Dieser keineswegs neue Befund sollte auch in Modellergebnissen sichtbar sein.

8 Klimawirksamkeit von Wolken

Die Klimawirksamkeit von Wolken resultiert aus ihren Strahlungseigenschaften, ihrem Wasser- und Eisgehalt (latent gebundene Wärme), ihrer Produktion von Niederschlag, der mit ihrer Konvektion verbundenen Dynamik der Atmosphäre und schließlich auch der in ihnen ablaufenden chemischen Prozesse. Wolken beeinflussen auch das elektrische Feld der Atmosphäre bis hoch in die Schichten der Ionosphäre. Es ergeben sich dabei vielfältige Wechselwirkungen, die keineswegs schon so im Detail verstanden sind, dass sie in numerischen Modellen für die Entwicklung des Wetters oder des Klimas genau nachvollzogen werden können. Dies ist eine wesentliche Motivation für weiterführende Arbeiten.

8.1 Strahlungshaushalt

Eine Zusammenschau der Umverteilung von solarer und terrestrischer Strahlung im Klimasystem zeigt die Abb. 2-4 im vorangegangenen Kapitel 2. Die Werteangaben sind

jeweilige globale Jahresmittel. Danach sind die Wolkenfelder etwas transparent (im Mittel etwa 50 %) für die kurzwellige solare Strahlung. Dagegen blocken sie die vom Boden nach oben emittierte Wärmestrahlung fast vollständig ab. Dadurch verhindern sie im Gegensatz zur wolkenfreien Atmosphäre eine „Auskühlung“ unseres Planeten und verstärken regional sehr unterschiedlichen Treibhauseffekt (s. Kapitel 2 in diesem Heft). Im Mittel tragen sie etwa die Hälfte zur gesamten Jahresalbedo unseres Planeten von 29-30 % bei. Die effektive Emissionstemperatur des Planeten in den Weltraum beträgt etwa 252 K, während die Lufttemperatur am Boden im Mittel etwa 15 °C (oder 288 K) beträgt.

Diese Jahresmittelwerte für die gesamte Erde wurden bereits aus den Messungen der ersten meteorologischen Satelliten Nimbus 2 und 3 berechnet (z. B.: RASCHKE 1972). Spätere Messungen (s. u.) bestätigten sie und ergaben natürlich wegen der zwischenzeitlich wesentlich verbesserten Messtechnik und aufwendiger möglichen Analyseverfahren wesentlich genauere Werte für einzelne Regionen der Erde.

Natürlich bestehen sehr starke regionale Unterschiede (z. B. HARTMANN 1993) aufgrund der regional sehr unterschiedlichen Bewölkung und schließlich auch der sehr unterschiedlichen Strahlungseigenschaften von Ozeanen und Kontinenten.

Veränderungen im Bewölkungsfeld ändern auch den Energieaustausch. Während LINDZEN et al. (2001) sogar vermuten, dass dies als eine Art automatische und sich stets anpassende Kompensation für zu hohe Erwärmungen der Meeresoberflächen im äquatorialen Pazifik erfolgt, berichten CHEN et al. (2002) und WIELICKI et al. (2002) über langfristige Veränderungen des Strahlungshaushaltes in den gesamten Tropen, die zum Teil auf eine Verstärkung der Zirkulation der Atmosphäre in diesem Breitenbereich hinweisen. Eine umfassendere Analyse der von LINDZEN et al. (2001) verwendeten Satellitendaten und Meeresoberflächentemperaturen durch HARTMANN und MICHELSEN (2002) zeigt keine Anhaltspunkte für den postulierten adaptiven Iris-effekt im Bereich des tropischen Pazifiks.

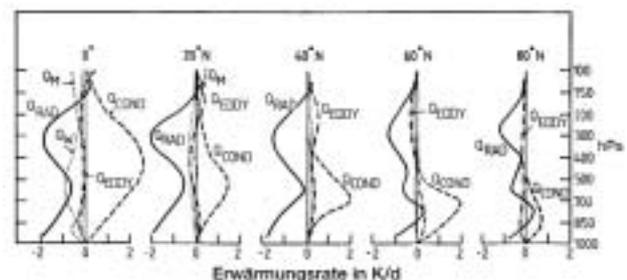


Abb. 3-9: Vertikalprofile der Abkühlung bzw. Erwärmung in den Monaten Juni bis August, berechnet für Strahlung (RAD), Kondensation (COND) und horizontale Transporte durch die mittlere (M) und turbulente (EDDY) Strömung in der Atmosphäre (nach WEBSTER und STEPHENS 1984).

Die Absorption von Strahlungsenergie und auch deren Verlust durch Reflexion stellt je nach Höhenlage sehr unterschiedliche Wärmemengen für die Dynamik zur Verfügung. Dies ist mit einem Beispiel in der Abb. 3-9 (WEBSTER und STEPHENS 1984) illustriert, dessen Ergebnisse auf relativ einfachen Berechnungen beruhen. Diese Abbildung der Vertikalprofile der Nettostrahlungsabkühlung zeigt auch die durch Kondensation bzw. Verdunstung verbrauchten bzw. freiwerdenden Wärmemengen, deren Betrag eng an die in jeder Schicht der Atmosphäre vorhandenen Mengen von Wasser und Eis gekoppelt ist. Da die Abkühlung im wesentlichen an den Wolkenoberflächen erfolgt, jedoch die größeren Wasser- bzw. Eismengen in den Schichten darunter liegen, ergeben sich unterschiedliche Höhenlagen der jeweiligen Maxima.

Die Absorption von Strahlungsenergie in den Wolken trägt zur Bildung von „verfügbarer potentieller Energie“ bei (STUHLMANN und SMITH 1988 a und b), die ihrerseits die Dynamik anheizt. Daher muss man die Höhenlage der Wolkenfelder recht genau kennen, die aber aus den bisher möglichen passiven Satellitenmessungen nur sehr ungenau abschätzbar ist. Mit den bereits oben erwähnten Satellitenprojekten CLOUDSAT/CALYPSO und EarthCARE sollen deshalb in den kommenden Jahren die dreidimensionalen Strukturen von Wolken- und Aerosolfeldern über der gesamten Erde erfasst werden.

Zeitweise wurde in der Literatur die in Klimamodellen meist mit zu geringen Werten berechnete Absorption in den Wolken in Zusammenhang mit zusätzlichen Absorbieren (Wasserdampfdimere oder große Tropfen sowie Aerosole) gebracht (s. hierzu HANSEN et al. 2000).

Jedoch ergaben sich hier vielerlei Ursachen für diese Unterschiede. Unter anderem wurden oft auch zu geringe Wasser- und Eisgehalte in den Wolken selbst berechnet. Andererseits konnte auch gezeigt werden (Ergebnisse der Projekte ARESE I und II, VALERO 2002, priv. Mitt.), dass die in den Zirkulationsmodellen benutzten Strahlungsroutinen, die Absorption von solarer Strahlung oft weit unterschätzen.

Aus den täglichen Satellitenmessungen der den Planeten verlassenden gesamten solaren und terrestrischen Strahlungsmengen kann man den Anteil der Bewölkung an diesem Strahlungsaustausch in längeren Zeiträumen abschätzen. Diese Wirkung, in der englischen Fachliteratur oft als *radiation forcing* bezeichnet, kann je nach Höhenlage und optischer Dicke der Bewölkung hohe Beträge annehmen. Im kurzwelligem Spektralbereich der einfallenden Solarstrahlung wirken Wolken über fast allen Gebieten der Erde abkühlend, d. h. sie verringern entsprechend ihrer Albedo von bis zu etwa 60 % die für Antriebe in der Atmosphäre und am Boden verfügbare solare Strahlungsenergie. Nur über den Schnee- und Eisfeldern beider Pole kann man gelegentlich bei allerdings nur dünner Bewölkung sogar eine Reduktion der Albedo der Erde über diesen Gebieten durch Wolken im Satellitenbild beobachten,

die aufgrund mehrfacher Reflexionen zwischen Wolken und der Schneedecke auftritt.

Im langwelligem Spektralbereich der terrestrischen Wärmestrahlung schirmt dagegen die Bewölkung den Erdboden ab. Vom Satelliten aus misst man weitgehend nur die Emission der meist sehr viel kälteren Wolkenoberflächen, während der Anteil der Emission vom Erdboden nur bei sehr dünner Bewölkung messbar ist. Daher ist die Emissionstemperatur des gesamten Erde in den Weltraum von etwa $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ wesentlich geringer als die mittlere Temperatur der Erdoberfläche (nunmehr etwa $+15\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Einige Zahlenwerte sind in der Tab. 3-2 zusammengestellt. Zonale Mittelwerte der Wirkung von kurz- und langwelliger Strahlung auf den planetaren Strahlungshaushalt zeigt die Abb. 3-10 (aus HARTMANN 1993).

	Globales Mittel	Wolkenfreie Erde	Wolken-einfluss
Wärmestrahlung in den Weltraum (OLR)	234	266	+32
Absorbierte Solarstrahlung	239	288	-49
Nettostrahlung	+5	+22	-17
Albedo	30 %	15 %	+15 %

Tab. 3-2: Abschätzungen der Wirkung von Wolken auf den Strahlungshaushalt der Erde (nach HARRISON et al. 1990). Die Strahlungsflussdichten sind in Einheiten Wm^{-2} angegeben. Positive/negative Werte des Wolken-einflusses können interpretiert werden als Erwärmung/Abkühlung des Planeten durch Wolken.

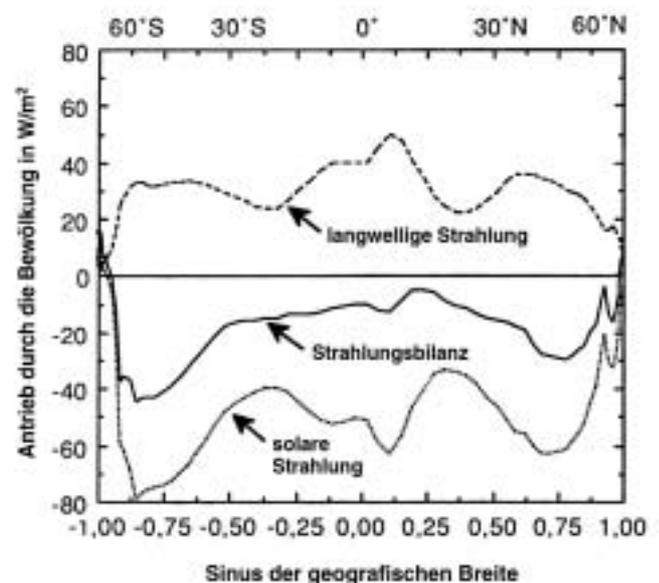


Abb. 3-10: Wirkung von Wolken auf den Strahlungshaushalt des Planeten Erde, abgeleitet aus den Daten des Satellitenexperimentes ERBE. Dargestellt sind zonale Jahresmittelwerte (aus HARTMANN 1993).

Die Zahlenwerte in der Tab. 3-2 zeigen, dass im globalen Mittel die Bewölkung den Planeten im Infrarot „erwärmt“, d. h. sie hilft, dass ein größerer Anteil der Einstrahlung von der Sonne im Klimasystem verbleibt. Insgesamt verdoppelt sie etwa die Albedo der Erde und wirkt daher „abkühlend“. Es ergeben sich allerdings regional sehr große Unterschiede bedingt durch die Bodenbedo und -temperatur, durch den Bedeckungsgrad und die mittlere Wolkenhöhe. Die in der Abb. 3-10 wiedergegebenen zonalen Mittelwerte (und entsprechende Karten in der Literatur) zeigen deutlich die Wirkung der Bewölkung in den Tropen und in den mittleren bis subpolaren Breiten.

Hierzu sind auch Karten aus den Analysen der verschiedenen Satellitenexperimente des ERBE (Earth Radiation Budget Experiment, HARRISON et al. 1990), des französisch-deutsch-russischen Experimentes ScaRaB (**S**canner for **R**adiation **B**udget: KANDEL et al. 1998) und auch des oben genannten ISCCP (s. Internet <http://www.giss.nasa.gov>) verfügbar. Auch im Rahmen des ISCCP werden solche Werte berechnet. Sie bieten eine Möglichkeit zur Validierung von Modellrechnungen. Noch genauer sind wegen ihrer hohen zeitlichen Auflösung Messungen aus geostationärer Höhe (HARRIES und CROMMELYNCK 1999), die nunmehr vom neuen Satelliten MSG aus erfolgen.

8.2 Niederschläge

Über allen Gebieten der Erde fällt der Niederschlag aus Wolken. Die geographische Verteilung der Niederschlagsfelder ist also eng an die der Wolken selbst gebunden, wobei allerdings die Niederschlagsmengen jeweils auch von der Stabilität der Schichtung in der Atmosphäre und durch orographische Hindernisse bestimmt wird. Entsprechende globale und regionale Verteilungen der Niederschläge zeigen daher der Wolkenverteilung ähnliche Muster (s. Abb. 3-11).

Durch eine geschickte Kombination von Messungen am Erdboden, die meist nur über Kontinenten und Inseln möglich sind, und Abschätzungen aus multispektralen (hier werden oft Kombinationen gleichzeitiger Messungen im Infrarot und im Mikrowellenbereich verwendet) Messungen der Emission der Erde in den Weltraum werden seit einigen Jahren globale Monatskarten des Niederschlages erstellt. In einem Projekt des GEWEX, dem **G**lobal **P**recipitation **C**limatology **P**roject (GPCP: HUFFMANN et al. 1998) erfolgen auch sehr anspruchsvolle Korrekturen der vielen aber oft sehr fehlerhaften Regenmessungen über Land (RUBEL und HANTEL 1999), die sowohl vom Typ als auch von der Wetterlage bestimmt werden. Typische Regenmesser können etwa 5 bis 15 % des einfallenden Niederschlages nicht erfassen; im Winter ist die Fehlerbreite noch größer. Dementsprechend ungenau sind dann leider auch die aus Satellitendaten abgeleiteten Niederschlagswerte. Dafür bedecken sie aber alle Ozeane und weitere unbewohnte Gebiete.

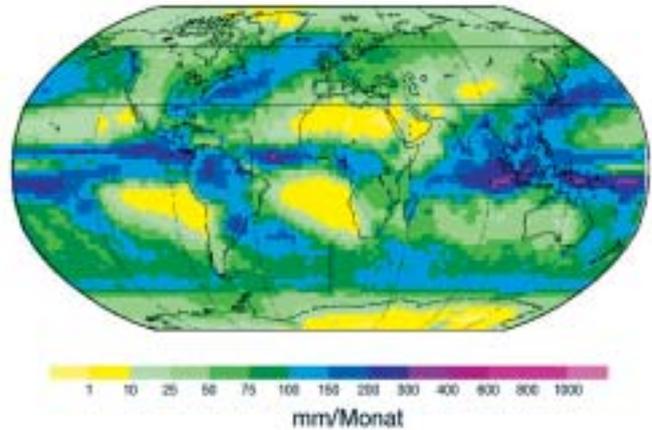


Abb. 3-11: Jahresmittelwerte des Niederschlages in mm/Monat für das Jahr 1998, abgeleitet aus Satellitendaten (über den Ozeanen) und Bodenmessungen (über Land) in Einheiten mm/Monat (nach HUFFMANN et al. 1998).

Innerhalb des GPCP nimmt der Deutsche Wetterdienst in Offenbach eine führende Rolle ein. JOST et al. 2002 haben im Projekt HOAPS aus Satellitendaten nicht nur den Niederschlag, sondern auch die Verdunstung und andere Größen über den Ozeanen bestimmt (siehe <http://www.mpimet.mpg.de/Depts/Physik/HOAPS/>).

Da insbesondere in den Tropen, aber auch in den Tiefdruckgürteln der mittleren Breiten, der meiste Niederschlag aus konvektiver Bewölkung fällt und daher mit passiven Radiometern nur schlecht erfasst werden kann, hat man Versuche unternommen, auch ein Regenradar vom Satelliten aus einzusetzen. Diese Mission **T**ropical **R**ainfall **M**onitoring **M**ission (TRMM, www.eorc.nasda.go.jp) war bereits von Anfang an sehr erfolgreich und hat wesentliche Erkenntnisse über die Verteilung von Niederschlagswasser und -eis in den tropischen Wirbelstürmen erbracht. Der Satellit TRMM-1 hat auch Blitzzähler an Bord, so dass noch die aktive Konvektion zusätzlich erfasst werden konnte.

Ein Nachfolgesatellit (TRMM-2) soll nunmehr die Erde mit einer Bahnneigung umkreisen, die eine nahezu globale Erfassung der Niederschläge über fast der gesamten Erde gestattet.

8.3 Geochemische Bedeutung der Bewölkung

Über den Einfluss der Aerosole auf die mikrophysikalischen und dadurch auch Strahlungseigenschaften von Wolken wurde bereits im Abschnitt 6 berichtet. Die hierbei in den Wolken ablaufenden Prozesse sind vielfach im Labor, durch direkte Messungen sowie durch Modelle untersucht worden und scheinen qualitativ einigermaßen verstanden zu sein.

Auch die Kreisläufe von Kohlenstoff, Stickstoff und Schwefel, der wichtigsten Gase für die Qualität unserer

Umgebungsluft, werden durch die Bewölkung erheblich beeinflusst; denn in der Nassphase laufen viele Prozesse ab, die die Atmosphäre „reinigen“ helfen (LELIEVELD und CRUTZEN 1991, BRASSEUR et al. 1998). Einen erheblichen Anteil haben hierbei wiederum die Aerosole und die kurzwellige solare Strahlung innerhalb und außerhalb der Wolken. Konvektive Bewölkung hat zudem einen die untere Atmosphäre reinigenden „Staubsaugereffekt“.

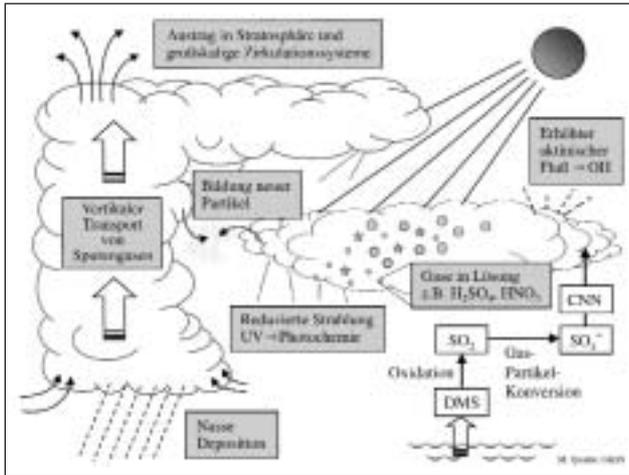


Abb. 3-12: Schematische Darstellung einiger Wirkungspfade von Wolken bei chemischen Prozessen in der Troposphäre.

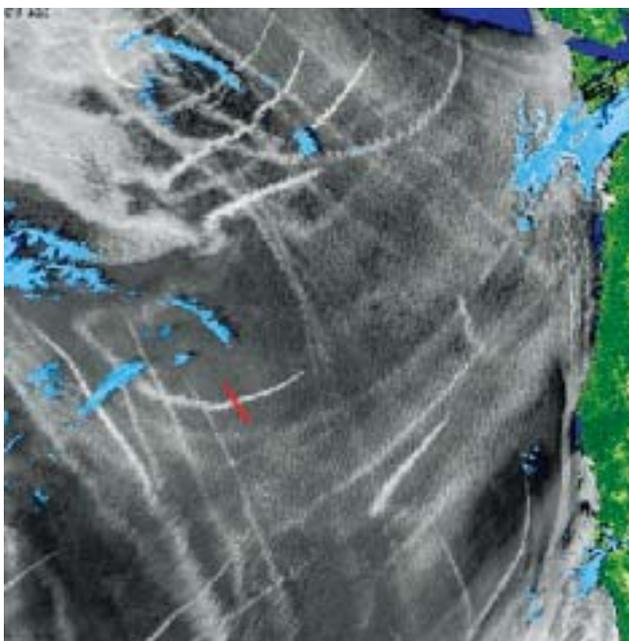


Abb. 3-13: Schiffsfahnen zeichnen sich in den tiefen Schichten von marinem Strato-Cumulus, hier vor der kalifornischen Küste, als deutliche Muster ab. Genauere Untersuchungen dieser Erscheinung ergaben, dass weitgehend die von den Schiffen emittierten Partikeln, vielleicht auch in Zusammenwirken mit dem Wasserdampf in der Rauchfahne, in den recht trockenen Wolken die Kondensation sehr verstärken können (AVHRR: 27.09.1987, 22:45 UTC). Hellblau erscheinen höhere Wolkenfelder.

In der Abb. 3-12 sind einige dieser Prozesse schematisch dargestellt. Die Modellierung dieser Prozesse ist nicht ganz trivial, denn hier müssen sowohl die genaue Struktur der Wolke, deren zeitlich und räumlich stark veränderliche Partikelanzahldichten und -größenverteilungen (s. z. B.: KHAIN et al. 2000) und schließlich dann auch das spektral und in der Richtung sehr variable Strahlungsfeld mitberechnet werden. Schließlich fehlt dann noch weitgehend die experimentelle Grundlage, um die Ergebnisse in Fallstudien zu verifizieren ehe sie für politische Aussagen verallgemeinert werden.

Hierzu werden aber wegen der Dringlichkeit des Problems der Lufthygiene verstärkte Anstrengungen erfolgen. Auch die zu erwartenden Messungen des erst am 1. März 2002 gestarteten europäischen Satelliten ENVISAT werden durch ihre Vielfalt und Genauigkeit zu Lösung des Problems beitragen.

Eine sehr anschauliche Beeinflussung von Wolkenfeldern durch zusätzliche Quellen von Aerosolen und Wasserdampf liefert die Darstellung in der Abb. 3-13. In diesem Satellitenbild vom 27. Sept. 1987, aufgenommen gegen 22:45 UTC, erkennt man die tiefen und optisch recht dünnen Schichten von marinem Strato-Cumulus vor der Küste Kaliforniens, über denen sich (hellblau eingefärbt) einige höhere Wolken befinden. Der dort sehr rege Schiffsverkehr widerspiegelt sich in diesen Wolken durch in diesem Falle die Bewölkung verstärkende Muster. Ältere Schiffsfahnen (ship trails analog zu contrails bei Flugzeugen genannt) sind ebenfalls noch sichtbar. Verschiedene Autoren berichten über direkte Partikelmessungen, die in der Tat innerhalb dieser modifizierten Wolken gegenüber der Umgebung erhöhte Anzahldichten und im Mittel kleinere Teilchen ergaben. Wir erkennen in diesem Bild eine deutliche Anhebung der Albedo der sehr tiefen Strato-cumulusschicht als Folge der Abgasfahnen der Schiffe.

9 Forschungsbedarf und Projekte

Der Forschungsbedarf ergibt sich aus zwei wesentlichen Gründen. Zum einen verlangt unsere Gesellschaft nach genaueren Vorhersagen des Wetters, der Witterung (einige Monate voraus) und auch des Klimas in den kommenden Jahrzehnten. Zum anderen bewirken die Zunahme der Bevölkerungsdichte, insbesondere in den tropischen Regionen, sowie die zunehmende Nutzung der Landflächen eine ständig zunehmende Abgabe von Schadstoffen und insbesondere auch von Aerosolen in die Atmosphäre. Dadurch werden die chemischen Kreisläufe in der Atmosphäre aber auch die Niederschlags- und Strahlungseigenschaften der Bewölkung beeinflusst. Dies ist qualitativ aus den Stichproben verschiedener Messkampagnen bekannt. Auch die sorgfältige Analyse von Satellitendaten zeigt den Einfluss von zusätzlichen Aerosolen auf die Bewölkung über einigen Regionen der Erde.

Jedoch sind die bereits qualitativ bekannten Zusammenhänge noch nicht so verallgemeinern, dass sie in Parameterform oder als sehr vereinfachter Prozess in den Klimamodellen und Wettervorhersagemodellen räumlich, zeitlich und auch mengenmäßig einigermaßen richtig nachvollzogen werden können. Auch ohne die oben angeführten zusätzlichen anthropogenen Antriebe findet man in den Modellrechnungen noch große Unsicherheiten in der Simulation von Bewölkungseigenschaften. Daher werden im Rahmen des Weltklimaforschungsprogramms (WCRP) und auch des Internationalen Geosphären- und Biosphärenprogramms (IGBP) sehr große experimentelle und numerische Anstrengungen unternommen, diese Defizite in den kommenden Jahren zu beseitigen.

Diese Forschungen verlangen einen „langen Atem“ und können in nur sehr wenigen Fällen innerhalb von Legislaturperioden demokratischer Regierungen zu belastbaren Ergebnissen führen. Da hier Modellierungen und Messungen im Labor und in der Atmosphäre gleichermaßen gefordert sind, müssen entsprechend formulierte Projekte breit und zeitlich sehr lang angelegt werden. Allein für die Vorbereitung von wichtigen Experimentalsatelliten, wie ENVISAT, CHAMP oder GRACE muss eine Zeitspanne von 6 bis 12 Jahren beachtet werden.

Das BMB+f unterstützt umfangreiche Projekte im Rahmen der Programme DEKLIM, AFO 2000 sowie GLOWA, in deren Mittelpunkt das Klima beeinflussende Wirkungen von Wolken stehen. Das von der EU geförderte Projekt CLIWA-NET versucht, die Bewölkung und deren Wasser- und Eisgehalt über Mittel- und Nordeuropa zu erfassen. Innerhalb der Hermann-Helmholtz-Gemeinschaft wird das Projekt TRACKS (Transporte und chemische Umsetzungen in konvektiven Systemen) vorbereitet.

Dazu gehören auch die bereits oben erwähnten genaueren Messungen der Höhenlagen von Aerosolfeldern und Wolkenschichten, insbesondere der dünnen aber im Infrarot sehr wirksamen Cirren. Ein amerikanisch-französisches (Doppelsatellit: CLOUDSAT/CALYPSO) und ein europäisches (EarthCARE) Satellitenexperiment befinden sich dazu in Vorbereitung. Diese Satelliten tragen wenigstens ein im Millimeterbereich (3-8 mm) empfindliches Radar, dessen Pulse insbesondere in der niederschlagsfreien Bewölkung Informationen über deren interne Strukturen, den Wassergehalt und auch Größenangaben vermitteln. Gleichzeitige Messungen mit einem Lidar helfen, auch dünnste Aerosol- und Wolkenschichten zu erfassen. Diese Messungen werden noch ergänzt durch solche mit multispektralen abbildenden Radiometern. Beide Projekte werden schließlich auch Daten zu Bestimmung der Überlappung von Wolkenfeldern in unterschiedlichen Höhen liefern, die ihrerseits die Strahlungseigenschaften und auch den Niederschlag beeinflusst.

Es sollte am Ende dieser Betrachtungen nicht unerwähnt bleiben, dass noch viele Messungen innerhalb

von Wolken selbst notwendig sind, um deren Eigenschaften und Dynamik zu verstehen und um schließlich auch die aus Satellitendaten abgeleiteten Kenngrößen zu verifizieren. Die hierzu verfügbare Messtechnik bedarf weiterer Verbesserungen.

Noch ein Aspekt: Es wird wieder der mögliche Einfluss kosmischer Strahlung auf die Bewölkung heiß diskutiert. Gefundene Korrelationen scheinen jedoch nicht allen Prüfungen stand zu halten (s. hierzu IPCC 2001; dort Kap. 11.6.22).

Wir haben es sicher nicht geschafft, alle im Rahmen dieses Themas zu behandelnden Einzelprobleme anzusprechen, noch die hier behandelten erschöpfend darzustellen. Dies war auch nicht unsere Aufgabe. Vielmehr soll der Leser nach dieser Lektüre sich selbst seinen Weg suchen.

Literatur

(Bücher sind gesondert zusammengestellt):

- ASANO, S. (Hrsg.), 2001: Japanese cloud and climate study (JACCS). *Final Report*, Ocean and Earth Division, Research and Development Bureau, Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology, Japan, 177 S.
- BAKER, M. B., 1997: Cloud Microphysics and Climate. *Science* **276**, 1072-1078.
- BROWNING, K. A., 1993: The GEWEX cloud system study. *Bull. Am. Met. Soc.* **74**, 387-400.
- CHAHINE, M. T., 1992: The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature* **359**, 373-380.
- CHEN, J., B. E. CARLSON, A. D. del GENIO, 2002: Evidence for Strengthening of the Tropical General Circulation in the 1990s. *Science* **295**, 838-841.
- DANNE, O., M. QUANTE, D. MILFERSTÄDT, H. LEMKE, E. RASCHKE, 1999: Relationships between Doppler spectral moments within large-scale cirro- and altostratus cloud fields observed by a ground-based 95 GHz cloud radar. *J. Appl. Meteor.* **38** (2), 175-189.
- DOWLING, D. R., L. F. RADKE, 1990: A summary of the physical properties of cirrus clouds. *J. Appl. Met.* **29**, 970-978.
- GATES, W. L. u. 15 Mitautoren, 1999: An Overview of the results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP I). *Bull. Am. Met. Soc.* **80**, 29-55.
- HAIJ, G. A., M. de la TORRE JUAREZ, Y. H. KUO, 2002: GPS Radio Occultations Coming of Age: Spacecraft Launches Add Two New Instruments for Climate Monitoring. *EOS* **83**, 37.
- HANSEN, J., R. RUEDY, A. LACIS, M. SATO, L. NAZARENKO, N. TAUSNEV, I. TEGEN, D. KOCH, 2000: Climate Modelling in the Global Warming Debate. In: *General Circulation Model Development* (Hrsg.: D. Randall), Academic Press, New York, 127-164.
- HARRIES, J., D. CROMMELYNCK, 1999: The geostationary Earth radiation budget experiment on MSG-1 and its potential applications. *Adv. Space Res.* **24**, 915-919.

- HARRISON, E., F. P. MINNIS, B. R. BARKSTROM, V. RAMA-NATHAN, R. C. CESS, G. G. GIBSON, 1990: Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. *J. Geophys. Res.* **95**, 18687-18703.
- HARTMANN, D. L., 1993: Radiative effects of clouds on earth's climate. In: *Aerosol-Cloud-Climate*, edited by P.V. HOBBS, Academic Press, New York, 151-173.
- HARTMANN, D. L., M. L. MICHELSEN, 2002: No evidence for Iris. *Bull. Am. Met. Soc.* **83**, 249-254.
- HELD, I. M., B. J. SODEN, 2000: Water Vapor Feedback and Global Warming. *Annual Rev. Energy Environm.* **25**, 441-475.
- HEYMSFIELD, A., 1993: Microphysical structures of stratiform and cirrus clouds. In: *Aerosol-Cloud-Climate*, edited by P. V. Hobbs, Academic Press, New York, 97-121.
- HEYMSFIELD, A. J., G. M. MCFARQUHAR, 2002: Midlatitude and tropical cirrus microphysical properties. Kapitel 4 in D. Lynch, K. Sassen, D.O'C. Starr, G. L. Stephens (Hrsg.): *Cirrus*. Oxford University Press, New York, 78-101.
- HOEG, P. u. 6 Mitautoren, 1995 : Derivation of Atmospheric Properties Using a Radio Occultation Technique. Final report ESTEC/11024/94/NL/CN. DMI Scientific Report 95-4, 209 S.
- HUFFMANN, G. J. u. 9 Mitautoren, 1998: The Global Precipitation Climatology (GPCP) Combined Precipitation Dataset. *Bull. Am. Met. Soc.* **78(1)**, 5-20.
- JOST, V., S. BAKAN, K. FENNIG, 2002: HOAPS – A new Satellite-Derived Freshwater Flux Climatology. *Meteorol. Z.* **11**, 61-70.
- KANDEL, R., M. VIOLLIER, P. RABERANTO, J.-P. DUVEL, L. A. PAKHOMOV, V. A. GOLOVKOV, A. P. TRISHCHENKO, J. MÜLLER, E. RASCHKE, R. STUHLMANN, 1998: The ScaRaB Earth radiation budget data set. *Bull. Am. Met. Soc.* **79**, 765-783.
- KARLSSON, K.-G., 2001 : A NOAA AVHRR Cloud Climatology over Scandinavia covering the period 1991-2000. SMHI Reports Meteorology and Climatology, **No. 97**, 95 S.
- KHAIN, A., M. OVTCHINNIKOV, M. PINSKY, A. POKROVSKY, H. KRUGLIAK, 2000: Totes on the state-of-art numerical modelling of cloud microphysics. *Atmos. Res.* **55**, 159-224.
- KIEHL J., K. TRENBERTH, 1997: Earth's annual global mean budget. *Bull. Am. Met. Soc.* **78**, 197-208.
- KING, M. D., Y. J. KAUFMAN, D. TANRÉ, T. NAKAJIMA, 1999: Remote Sensing of Tropospheric Aerosols from Space: Past, Present, and Future. *Bull. Am. Met. Soc.* **80**, 2229-2259.
- LELIEVELD, J., P. CRUTZEN, 1991: The role of clouds in tropospheric photochemistry. *J. Atmos. Chem.* **12**, 229-267.
- LINDZEN, R. S., M.-D. CHOU, A., Y. HOU, 2001: Does the Earth Have an Adaptive Infrared Iris? *Bull. Am. Met. Soc.* **82**, 417-432.
- LOHMANN, U., J. FEICHTER, 1997: Impact of sulphate aerosol on albedo and lifetime of clouds: A sensitivity study with the ECHAM4 GCM. *J. Geophys. Res.* **102**, 13685-13700.
- LÜBKEN, F.-J., 2000: Nearly zero temperature trend in the polar summer mesosphere. *Geoph. Res. Letters* **27**, 3003-3606.
- MENZEL, W. P., 2001: Cloud tracking with satellite imagery: from the pioneering work of Ted Fujita to the present, *Bull. Amer. Met. Soc.* **82**, 33-47.
- MILES, N. L., J. VERLINDE, E. E. CLOTHIAUX, 2000: Cloud droplet size distributions in low-level stratiform clouds. *J. Atmos. Sci.* **57**, 298-311.
- NAKAJIMA, T., A. HIGURASHI, K. KAWAMOTO, J. E. PENNER, 2000: A possible correlation between satellite-derived cloud and aerosol microphysical properties. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 1171-1174.
- QUANTE, M., 1996: Study on critical requirements for a cloud profiling radar. Interim Report to ESA/ESTEC.
- QUANTE, M., H. LEMKE, H. FLENTJE, P. FRANCIS, J. PELON, 2000: Boundaries and internal structure of mixed phase clouds as deduced from ground-based 95-GHz radar and airborne lidar measurements. *Phys. Chem. Earth* **25**, 889-895.
- QUANTE, M., D. O'C. STARR, 2002: Dynamical Processes in Cirrus Clouds. In Lynch et al., 2002: *Cirrus*, Oxford University Press, 346-374.
- RAMANATHAN, V., R. L. COLLINS 1991: Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El-Niño. *Nature* **351**, 27-32.
- RAMANATHAN, V., P. J. CRUTZEN, J. T. KIEHL, D. ROSENFIELD 2001: Atmosphere – Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science* **294** (5549): 2119-2124.
- RAMANATHAN, V., P. J. CRUTZEN, J. LELIEVELD, et al., 2001: Indian Ocean Experiment: An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze. *J. Geophys. Res.-Atm.* **106 (D22)**: 28371-28398.
- RASCHKE, E., 1965: Auswertungen von infraroten Strahlungsmessungen des Meteorologischen Satelliten TIROS III. *Beitr. Phys. Atm.* **38**, 97-120, 153-167.
- RASCHKE, E., 1972: Die Strahlungsbilanz des Systems Erde-Atmosphäre – neuere Ergebnisse von Satellitenmessungen. *Zeitschr. f. Geophys.* **38**, 967-1000.
- RASCHKE, E., P. FLAMANT, Y. FOUQUART, P. HIGNETT, H. ISAKA, P. R. JONAS, H. SUNDQVIST, P. WENDLING, 1998: Cloud-radiation Studies During the European Cloud and Radiation Experiment (EUCREX). *Surveys in Geophysics* **19**, 89-138.
- RASCHKE, E., J. MEYWERK, K. WARRACH u. 32 Mitautoren, 2001: The Baltic Sea Experiment (BALTEX): A European Contribution to the Investigation Of the Energy and Water Cycle over a Large Drainage Basin. *Bull. Am. Met. Soc.* **82**, 2389-2413.
- ROSSOW, W. B., R. A. SCHIFFER, 1999: Advances in Understanding Clouds from ISCCP. *Bull. Am. Meteor. Soc.* **80**, 2261-2287.
- RUBEL, F., M. HANTEL, 1999: Correction of daily rain gauge measurements in the Baltic Sea drainage basin. *Nord. Hydrol.* **30**, 191-208.

- SCHMETZ, J., O. TURPEINEN, 1988: Estimation of the upper tropospheric relative humidity field from METEOSAT water vapour image data. *Journ. Appl. Meteor.* **27**, 889 – 899.
- SCHMETZ, J., 1989: Towards a surface radiation climatology: Retrieval of downward irradiances from satellite. *Atmos. Res.* **23**, 287-321.
- SCHMETZ, J., W. P. MENZEL, C. VELDEN, X. WU, L. van de BERG, S. NIEMAN, C. HAYDEN, K. HOLMLUND, C. GEIJO, 1995: Monthly-mean large-scale analyses of upper tropospheric humidity and wind field divergence derived from three geostationary satellites. *Bull. of the Am. Meteor. Soc.* **76**, 1578 - 1584.
- SCHUMANN, U., 1996: On conditions for contrail formation from aircraft exhausts. *Meteor. Z.* **5**, 4-23.
- SCOTT, N.A., A. CHÉDIN u. 7 Mitautoren, 1999: Characteristics of the TOVS Pathfinder Path-B Dataset. *Bull. Am. Met. Soc.* **80**, 2679-2701.
- STARR, D. O'C., D. P. WYLIE, 1990: The 27-28 October 1986 FIRE Cirrus Case Study: Meteorology and Clouds. *Mon. Wea. Rev.* **118**, 2259-2287.
- STUBENRAUCH, C. J., W. B. ROSSOW, F. CHERUY, A. CHEDIN, N. A. SCOTT, 1999: Clouds as seen by satellite sounder (3I) and imagers (ISCCP). *Journ. Climate*, **12**, 2189-2213 (part 1: evaluation of cloud parameters), 2214-2223 (part 2: a new approach for cloud parameter determination in the 3I algorithms), 3419-3442 (part 3: spatial heterogeneity and radiative effects).
- STUHLMANN, R., G. L. SMITH, 1988a: A Study of Cloud-Generated Radiative Heating and its Generation of available Potential Energy: Part I: Theoretical Background, *J. Atmos. Sci.* **45**, 3911-3927.
- STUHLMANN, R., G. L. SMITH, 1988b: A Study of Cloud-Generated Radiative Heating and its Generation of available Potential Energy: Part II: Results for a climatological zonal mean January, *J. Atmos. Sci.* **45**, 3928-3943.
- TJEMKES, S. A., B. SODEN, J. SCHMETZ, 1998: Report on the First GvAP Workshop on Upper Tropospheric Humidity Measurements and Retrievals. *GEWEX-NEWS*, **8**, No. 4.
- TJEMKES, S. A., M. KÖNIG, H.-J. LUTZ, L. van de BERG, J. SCHMETZ, 2001: Calibration of METEOSAT water vapor channel observations with independent satellite observations. *J. Geophys. Res.* **106 (D6)**, 5199-5209.
- TWOMEY, S., 1991: Aerosols, clouds and radiation. *Atmos. Environ* **25A**, 2435-2442.
- WARREN, S. G., C. J. HAHN, J. LONDON, R. M. CHERVIN, R. L. JENNE, 1986: *Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over land*. Technical Note NCAR/TN-273+STR, 20 S. u. 200 Karten.
- WARREN, S. G., C. J. HAHN, J. LONDON, R. M. CHERVIN, R. L. JENNE, 1988: *Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over the ocean*. Technical Note NCAR/TN-317+STR, 42 S. + 170 Karten.
- WEBSTER P. J., G. L. STEPHENS, 1984: Cloud-radiation interaction and the climate problem. Kapitel 5 in Houghton (Hrsg.): *The Global Climate*. Cambridge University Press, Cambridge, 63-78.
- WEBSTER, P. J. 1994: The Role of Hydrological Processes in Ocean-Atmosphere Interactions. *Rev. Geophys.* **32**, 427-476.
- WIELICKI, B. A., T. WONG, D. F. YOUNG, B. R. BARKSTROM, R. B. LEE, M. HAEFFELIN, 2001: Differences between ERBE and CERES tropical mean fluxes: ENSO, climate or calibration? *10th Conference on Atmospheric Radiation*, Madison WI, Amer. Met. Soc., 48-51.

Bücher

- BRASSEUR, G. P., J. J. ORLANDO, G. S. TYNDALL (Hrsg.), 1999: *Atmospheric Chemistry and Global Change*. Oxford University Press, New York, 654 S.
- COTTON, W. R., R. A. ANTHES, 1989: *Storm and cloud dynamics*. Academic Press, San Diego, 880 S.
- GRAEDEL, T. E., P. J. CRUTZEN, 1994: *Chemie der Atmosphäre*, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 511 S.
- HARTMANN, D. L., 1994: *Global Physical Climatology*. Academic Press, New York, 411 S.
- HOBBS, P. V. (Hrsg.), 1993: *Aerosol-Cloud-Climate Interactions*. Academic Press, San Diego, 233 S.
- HOBBS, P. V., 2000: *Introduction into Atmospheric Chemistry*. Cambridge University Press, Cambridge, 262 S.
- IPCC 2001: *Climate Change 2001. The Scientific Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, 881 S.
- KRAUS, H., 2000: *Die Atmosphäre der Erde*. Vieweg Verlag, Braunschweig, 470 S.
- LYNCH, D., K. SASSEN, D. O'C. STARR, G. STEPHENS (Hrsg.), 2002: *Cirrus*, Oxford University Press, Oxford, 560 S.
- PEIXOTO, J. P., A. H. OORT, 1992: *Physics of Climate*. Am. Inst. Physics, New York, 520 S.
- PRUPPACHER, H. R., J. D. KLETT, 1997: *Microphysics of Clouds and Precipitation (2. Ausgabe)*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 954 S.
- RANDALL, D. A. (Hrsg.) 2000: *General Circulation Model Development; Past, Present, and Future*. Academic Press, San Diego, Intern. Geophysics Series Vol. 70.
- ROGERS, R. R., M. K. YAU, 1989 (3. Ausgabe): *A Short Course in Cloud Physics*. Pergamon Press, New York, 293 S.
- SEINFELD, J. H., S. N. PANDIS, 1998: *Atmospheric Chemistry and Physics*. John Wiley and Sons, New York, 870 S.
- THOMAS, G., K. STAMNES, 1999: *Radiative Transfer in the Atmosphere and Ocean*. Cambridge University Press, Cambridge, 510 S.

4 A. HENSE Klimavariabilität durch interne Wechselwirkungen

1 Einleitung

Das Klimasystem wird definiert als das System der wechselwirkenden Subsysteme Atmosphäre, Ozean, Kryosphäre, Landoberflächen und Biosphäre. Externe Prozesse wie Variabilität der solaren Einstrahlung, Emissionen von vulkanischen Aerosolen und Treibhausgasen führen zu Veränderungen im Klimasystem, die unter dem Begriff externe Klimavariabilität zusammengefasst werden und ausführlich in den folgenden drei Kapiteln von Herterich, Cubasch und Graf besprochen sind. Dieser extern erzeugten Veränderlichkeit ist die interne Variabilität überlagert, die manchmal auch unter dem (leicht abfälligen) Begriff Klimarauschen erscheint. Vermittelt wird durch diese Bezeichnung der Eindruck, dass eine genügend starke Mittelung oder andere statistische Bearbeitung diesen Teil der Klimavariabilität genügend unterdrückt und so die externen Variabilitäten als Ursachen beobachteter Klimaänderungen dingfest gemacht werden können. Sieht man aber einmal von Tages- und Jahresgang ab, so sind die durch externe Prozesse erzeugten Variabilitäten auf der globalen Skala und auf Zeitskalen unterhalb von etwa 1000 Jahren i. a. aber bislang marginal im Vergleich zur internen Variabilität (BURROUGHS 1992). Allerdings werden wahrscheinlich in den nächsten Dekaden die durch steigende Treibhausgase induzierten quasi-„externen“ Änderungen die interne Variabilität deutlich überprägen. Damit muss der internen Variabilität, ihren Ursachen, ihrer Beschreibung insbesondere in Modellen und ihrem Zusammenhang mit externen Änderungen ein entsprechendes Maß an Aufmerksamkeit geschenkt werden, um die externe Überprägung zuverlässig detektieren und quantifizieren zu können. Dies ist das Ziel des folgenden Beitrages. Vorgestellt werden konzeptionelle Modelle für die Ursachen der internen Klimavariabilität (IKV) sowie Überlegungen zur Modellierung der IKV in komplexen Zirkulationsmodellen und zur Bedeutung der IKV bei extern erzeugten Änderungen im System.

Wir wollen uns zunächst aus systematischen Überlegungen heraus auf die Atmosphäre alleine konzentrieren, dann in einem zweiten Schritt das gekoppelte System Atmosphäre – Ozean betrachten und als letztes die Kopplung mit den anderen Subsystemen berücksichtigen. Den Abschluss bildet eine Betrachtung über neuere Überlegungen zur internen Klimavariabilität und zum globalem Klimawandel.

2 Die interne Variabilität der Atmosphäre

Nimmt man an, dass das kleinste für die atmosphärische Dynamik relevante Einheitsvolumen etwa $1 \text{ mm}^3 = 10^{-9} \text{ m}^3$ groß ist, um alle notwendigen Skalen bis in den viskosen Dissipationsbereich hinein zu beschreiben, so können wir

das Gesamtvolumen der Atmosphäre zwischen Boden und etwa 100 km Höhe mit $5,0 \cdot 10^{28}$ Einheitsvolumina belegen. In jedem dieser Einheitsvolumina werden die drei Geschwindigkeitskomponenten, die Temperatur, der Druck, die Dichte, die spezifische Feuchte und eventuell weitere Partialdichten von Beimischungen wie Spurengase, Aerosolmassen, Wasser- und Eiskonzentrationen benötigt, um den Zustand der Atmosphäre zu beschreiben. Nimmt man etwa 100 Variablen pro Einheitsvolumen an, so werden etwa 10^{31} Zahlen (Freiheitsgrade) benötigt, um den Gesamtzustand der Atmosphäre zu erfassen und über die entsprechenden prognostischen Gleichungen die zukünftige Entwicklung zu bestimmen. Die detaillierte, deterministische Erfassung und Beschreibung eines derartig hochdimensionalen Systems ist prinzipiell unmöglich. Jedoch hält die statistische Physik Verfahren bereit, die Aussagen über *Wahrscheinlichkeiten* bestimmter vorgegebener Zustände zu machen. Das System wird also nicht deterministisch behandelt, sondern es bekommt einen stochastischen Charakter zugeordnet. In der klassischen Thermodynamik gelingt es dann mit Hilfe der Gleichgewichtsannahme, die Wahrscheinlichkeiten zu berechnen (z. B. Boltzmann'sche Wahrscheinlichkeitsverteilung für die Molekülgeschwindigkeiten in einem idealen Gas). Allerdings kann man die Gleichgewichtsannahme für die gesamte Atmosphäre nicht mehr machen. Aufgrund der differentiellen solaren Einstrahlung wird ständig Strahlungsenergie dem System zugeführt, in Bewegungs- und Lageenergie umgewandelt, über Reibung in Wärme dissipiert und schließlich als thermische Strahlungsenergie wieder in den Weltraum abgegeben. Die Mehrzahl dieser Prozesse ist mit der Zunahme von Entropie verbunden. Im Gleichgewicht wäre die Entropie maximal und die Zunahme entsprechend Null, ein Zustand der offensichtlich nicht in der Atmosphäre vorhanden ist. Aus der Theorie der Nichtgleichgewichtsprozesse ist aber bekannt, dass thermodynamische Systeme, die nicht im Gleichgewicht sind, Fluktuationen unterliegen, d. h. räumlich-zeitlich inhomogene Verteilungen der Zustandsvariablen Temperatur, Druck, Dichte, Partialmassen und Geschwindigkeit aufweisen. Kleine Abweichungen aus dem Gleichgewicht führen zu den bekannten linearen Beziehungen zwischen thermodynamischen Kräften (wie Temperaturgradienten) und den sogenannten Flüssen (wie z. B. dem Wärmefluss im Fourier'schen Wärmeleitungsgesetz). Große Abweichungen vom Gleichgewicht führen auch zu großen Fluktuationen (PRIGOGINE 1980), die man nun mit der internen Variabilität der Atmosphäre identifizieren kann. Erschwerend kommt hinzu, dass gewisse Randbedingungen wie die Land-See-Verteilung und die Orografie nicht symmetrisch sind (wie z. B. auf einem reinen Aquaplaneten oder einem glatten „Billard“-Planeten). Diese Symmetriebrüche führen dazu, dass gewisse Regionen bevorzugt große Schwankungen er-

fahren (Lokalisierung), während an anderen Stellen die Variabilität geringer ausfällt. Alle derartigen Systeme müssen durch Wahrscheinlichkeiten (besser durch Wahrscheinlichkeitsdichten) beschrieben werden. Unter gewissen Umständen lassen sich sogar Gleichungen formulieren, die die zeitliche Entwicklung der Wahrscheinlichkeitsdichten beschreiben (z. B. die Fokker-Planck Gleichung, RISKEN, 1989), die aber nur für sehr niedrigdimensionale Systeme einer (numerischen) Lösung zugänglich sind.

Nachdem nun diese thermodynamische Betrachtung gezeigt hat, dass aufgrund der großen Abweichungen vom thermodynamischen Gleichgewicht der Atmosphäre stochastische, interne Fluktuationen großer Amplitude existieren müssen, stehen wir vor der Frage, welche Prozesse diese Veränderlichkeit auslösen.

Hierbei sind die räumlich-zeitlichen Skalen wichtig, für die wir uns interessieren. Beschränken wir uns dabei auf die globalen Skalen (Raum > 200 km, Zeit > 1 Tag), so sind die entscheidenden Prozesse die baroklinen (und u.U. barotropen) Instabilitäten der atmosphärischen Strömung, die durch den meridionalen Temperaturgradienten initiiert werden, der wiederum durch die differentielle Einstrahlung zwischen Äquator und hohen Breiten entsteht. Aufgrund der oben angesprochenen Asymmetrien der unteren Berandung der Atmosphäre entstehen kleine Störungen, die sich infolge der Instabilität der mittleren Strömung exponentiell verstärken. Allerdings erfolgt dies natürlich nicht über beliebig lange Zeiten, da zwei weitere Prozesse limitierend eingreifen. Dies ist zunächst die Reibung, die um so stärker wirkt je größer die Amplitude der Störung wird. Dazu kommt noch die nichtlineare Wechselwirkung aufgrund der Advektion: Sobald mehr als zwei Wellen mit unterschiedlichen Wellenlängen an der wachsenden Störung beteiligt sind, entwickeln sich durch die Nichtlinearitäten weitere Wellen, die Energie aus den wachsenden Wellen aufnehmen und somit effektiv eine Reduktion der Störung bewirken. Sobald aber ein Spektrum von (mindestens) drei Wellen an der Dynamik beteiligt ist, kommt es zu dem seit LORENZ (1964) bekannten Schmetterlingseffekt (eigentlich benennt E. Lorenz in diesem Artikel den Effekt als Seemöwen-Effekt): Minimale Unterschiede in den Amplituden der (drei) Wellen, z. B. kleiner als die Messgenauigkeit, vergrößern sich, werden aber durch die Wirkung der Dissipation daran gehindert, beliebig groß zu werden, so dass nach einem Mehrfachen der Wachstumszeit (gleich Zeit der Vorhersagbarkeit aufgrund der Anfangsbedingungen) aus zwei Zuständen, die sich am Anfang nur minimal unterschieden haben, zwei neue Zustände entstanden sind, die wie zufällig herausgegriffen wirken. E. Lorenz hat für diese Prozesse zwei Modelle entworfen, einmal das aus der klassischen Arbeit von 1963 (LORENZ 1963), das allerdings nur sehr bedingt auf Probleme der Allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre anwendbar ist. Das zweite Modell (LORENZ 1984) beschreibt dagegen die Dynamik zweier Rossbywellen (Amplituden y, z) gleicher zonaler Wellenlänge in einem zonal symmetrischen Grundstrom (Welle der Wellenzahl Null) der Stärke x , der durch die differentielle Erwärmung aF angefacht wird.

Eine der beiden Rossbywellen wird ebenfalls angetrieben durch die Orografie oder Land-See-Verteilung (G). Zusammen mit den Wechselwirkungstermen zwischen diesen drei Wellen (alle quadratischen bzw. bilinearen Ausdrücke) ergeben sich folgende Modellgleichungen:

$$\frac{d}{dt} x = -ax - y^2 - z^2 + aF$$

$$\frac{d}{dt} y = xy - y - bxz + G$$

$$\frac{d}{dt} z = xz + bxy - z \tag{2.1}$$

Löst man nun diese Gleichungen zweimal bei minimal geänderten Anfangsbedingungen (hier eine Änderung von 0,05 in der Amplitude y), so erkennt man in Abb. 4-1, dass für etwa 10 bis 20 Zeiteinheiten (entsprechend der Skalierung nach LORENZ (1984) sind dies in etwa Tage) die Lösungen sehr ähnlich bleiben. Danach werden die Unterschiede immer größer, bis sie so groß werden, wie man sie erwartet, wenn innerhalb einer Lösung Differenzen zwischen zwei Zeitpunkten gebildet werden, die mehr als etwa 10 bis 20 Zeiteinheiten Unterschied aufweisen. Mit anderen Worten: Aus einer zufällig gewählten, minimalen Änderung des Anfangszustands ergibt sich nach einem Zeitraum über mehrere Vorhersagezeiten ein Unterschied, der sich auch als zufälliges Abgreifen der Lösung zu verschiedenen Zeiten interpretieren lässt.

Greift man nun nicht nur eine zufällig gestörte Lösung ab, sondern mit Hilfe einer Monte Carlo Simulation eine größere Stichprobe, so entwickeln sich natürlich entsprechend viele verschiedene Lösungen nach mehreren Vorhersagezeiten. Zu einem festen Zeitpunkt ergibt sich dann ein mittlerer Wert mit entsprechenden typischen Abweichungen oder auch Wahrscheinlichkeiten für extreme Abweichungen. Mit anderen Worten: Wir erhalten zu einem festen Zeitpunkt einen Klimamittelwert mit einer (internen) Veränderlichkeit um diesen Erwartungswert (vergl. Abb. 4-2), die sich lediglich aus der zufälligen Wahl der Anfangswerte ergibt. Vollständig wird dieses System nur durch Wahrscheinlichkeiten beschrieben, sehr ähnlich zu dem oben angeführten hochdimensionalen Fall, nur dass nun die Hochdimensionalität durch die Nichtlinearität ersetzt ist (ECKMANN und RUELLE 1985; RUELLE 1989). Die Beschreibung der Wahrscheinlichkeiten, ihre zeitliche Dynamik und ihre Beziehung zu den physikalischen Grundlagen kann man als Klimatologie im modernen Sinn verstehen.

Verbinden wir nun noch diese durch die Nichtlinearität ausgelöste Variabilität mit der Veränderlichkeit, die durch die baroklinen Instabilitäten ausgelöst wird (das Lorenzmodell enthält diesen Prozess natürlich nicht), so kommen wir leicht zu einem „brodelnden“ Bild der internen Variabilität der Atmosphäre, die aufgrund der obigen Überlegungen zum Nichtgleichgewichtszustand existieren müssen. Überlagern wir diesem noch unsere ebenfalls bereits ange-

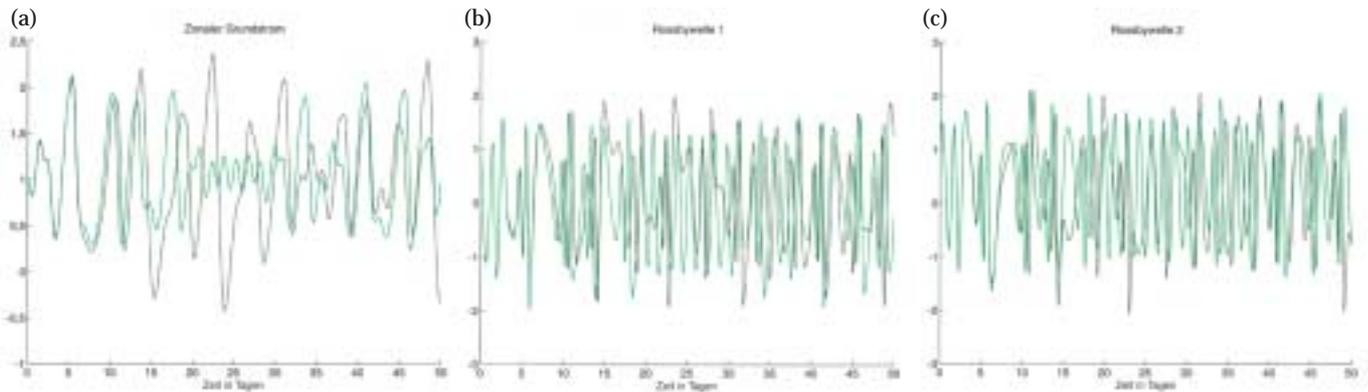


Abb. 4-1: Zwei Lösungen des konzeptionellen Modells der Allgemeinen Atmosphärischen Zirkulation nach LORENZ (1984) in den drei Komponenten Stärke des Zonalstroms (a) und Amplituden der beiden Rossbywellen (b, c).

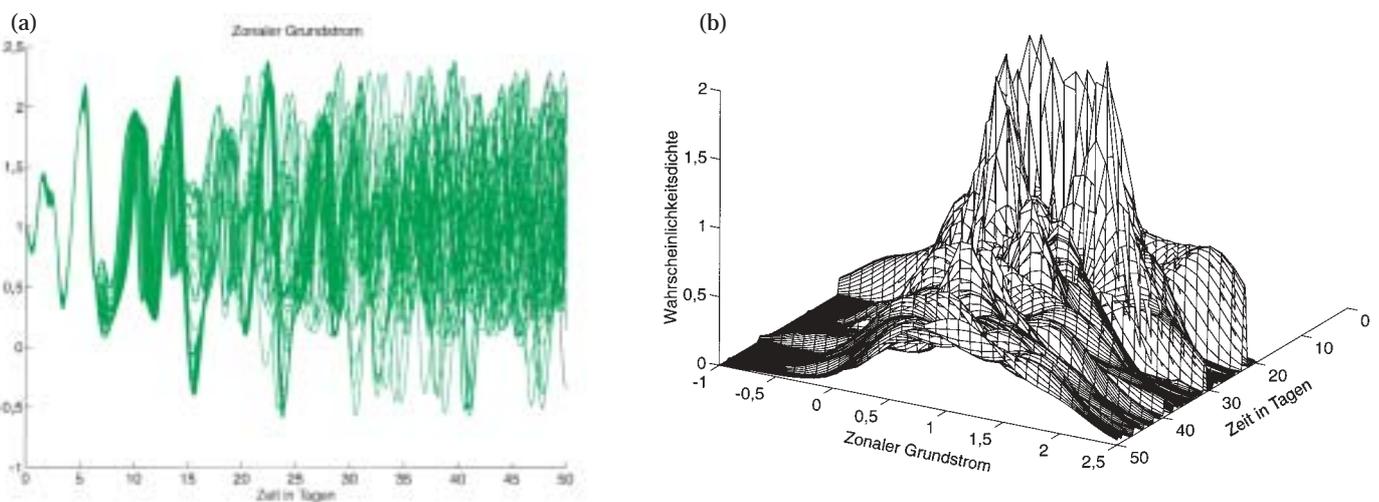


Abb. 4-2: (a) Ein Bündel von 50 Lösungen des konzeptionellen Modells der Allgemeinen Atmosphärischen Zirkulation nach LORENZ (1984) mit zufällig gestörten Anfangsbedingungen. Hier ist nur die Stärke des zonalen Grundstroms dargestellt. (b) Zeitliche Entwicklung der Wahrscheinlichkeitsdichte (auf der vertikalen Achse) berechnet aus dem Bündel von Lösungen in (a) für die Stärke des Zonalstroms (Koordinatenachse vorne), dargestellt ab Zeitpunkt ~ 20 d (Koordinatenachse nach hinten). Zu den früheren Zeitpunkten ist die Wahrscheinlichkeits-Dichtefunktion eine nahezu singuläre Funktion, da die verschiedenen Lösungen sich nur geringfügig unterscheiden.

sprochene Vorstellung der Asymmetrien, die durch Orografie und Land-Meer Verteilung entstehen, so ist unmittelbar klar, dass es Regionen geben muss, in denen die Prozesse Nichtlinearität und Instabilität unterschiedlich stark wirken und so zu räumlichen Strukturen Anlass geben, die zeitlich zufällig schwanken. Eine derartige Struktur im atlantisch-europäischen Raum, die sich in ihrer räumlichen Form vermutlich allein aus der atmosphärischen Dynamik ergibt, ist die Nordatlantische Oszillation NAO. Die räumliche Ausprägung als Anomalien des Bodenluftdruckfeldes sind in Abb. 4-3 für den Fall eines Ereignisses mit positivem NAO-Index im Winter (Dezember-Februar) mit einer verstärkten Zonalströmung über dem Nordatlantik dargestellt. Klar erkennbar ist, dass im Bereich des Nordpazifiks keine wesentliche Amplitude besteht. Die zeitliche Variabilität wird durch den NAO Index repräsentiert (Abb. 4-4, nach GLOWIENKA 1985; PAETH et al. 1999). Man erkennt eine starke Variabilität von Winter zu Winter, der eine langfristige Schwankung unterlegt ist. Dieser langfristige

Anteil ist wahrscheinlich auf die Wechselwirkung mit dem Ozean zurückzuführen (vergleiche nächsten Abschnitt).

Da im allgemeinen die wahre Wahrscheinlichkeitsbeschreibung (selbst des eben besprochenen Lorenzsystems) nicht zur Verfügung steht, muss diese aus Daten im realen Fall und aus Simulationen im Modellfall geschätzt werden. So kann man den realen Klimamittelwert zu einem bestimmten Zeitpunkt nicht bestimmen, da in der Wirklichkeit nur eine Realisierung vorliegt. Mit Hilfe der sogenannten Ergodizitätsannahme (in LORENZ (1964) auch Transitivität genannt) wird postuliert, dass ein Mittelwert über die verschiedenen Realisierungen (Bündel von Simulation in Abb. 4-2) identisch zu einem sehr langen Mittelwert über die Zeit ist. Da aber die Zeitreihen nie beliebig lang sind, erhält man noch Schätzfehler zusätzlich zu den Fehlern, die durch die Transitivitätsannahme gemacht werden. Allerdings hat das obige Beispiel des Lorenzsystems gezeigt, dass bei Modelluntersuchungen u.U. die Transitivitäts-

annahme nicht gemacht werden muss, da man Modelle natürlich mit realistisch gewählten, möglichst gleichwahrscheinlichen Anfangswerten immer neu starten kann. Dies sind die Ensembleklimasimulationen (PAETH et al. 1999; Li 1999, HOERLING und KUMAR 2000; ROWELL 1998), die heutzutage zum Standardwerkzeug der globalen und regionalen (hierfür siehe RINKE und DETHLOFF 2000) Klimamodellierung gehören sollten.

3 Die interne Variabilität des gekoppelten Systems Atmosphäre-Ozean

Zunächst sei festgestellt, dass der Ozean als hydrodynamisches System über die gleichen Prozesse wie in der Atmosphäre interne Variabilität entwickeln kann. Allerdings zeigt eine Skalenanalyse für die ozeanische Zirkulation (GILL 1982), dass Instabilitäten und Nichtlinearitäten auf räumlichen Skalen etwa eine Größenordnung kleiner als bei der Atmosphäre (etwa 100 km im Ozean gegenüber 1000 km in der Atmosphäre) wirken. In großskaligen Ozeanmodelle werden diese mesoskaligen Prozesse nicht auflöst. Im realen Ozean werden die großen Skalen natürlich durch die mesoskaligen Vorgänge beeinflusst. Allerdings kann durch andere Prozesse interne Variabilität im Ozean angeregt werden, die die Variabilität des Ozeans aufgrund barokliner Instabilitäten und Nichtlinearitäten überlagern. Hierbei kommen drei Konzepte zum Tragen:

- nichtlineare Prozesse der großräumigen ozeanischen Zirkulation, insbesondere der thermohalinen Zirkulation;
- Instabilitäten der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Ozean;

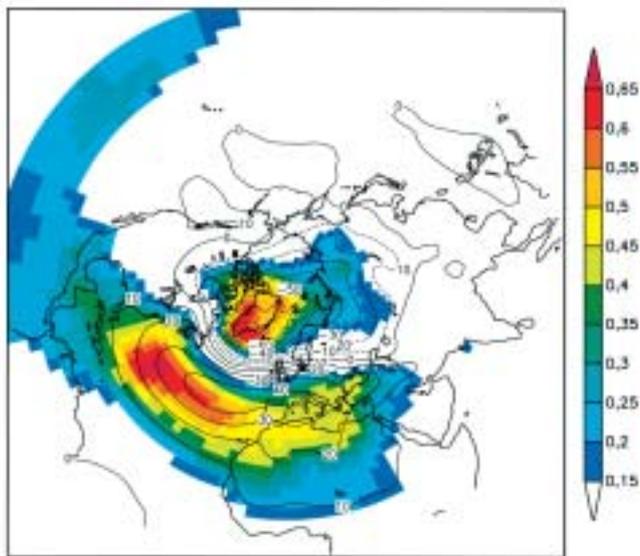


Abb. 4-3: Typische Anomalie des Bodendruckfeldes (Dezember-Februar) im Winter im Atlantisch-europäischen Raum im Fall eines positiven NAO-Indexwertes (Konturlinien); Schattierungen geben die lokale Bedeutung der NAO-Schwankungen relativ zur Gesamtvariabilität an, bestimmt aus den Daten des NCEP/NCAR-Reanalyse-Projektes (KALNAY et. al. 1996) für die Winter 1948-1999.

- die Integration stochastischer atmosphärischer Schwankungen durch den Ozean, das Hasselmann'sche Konzept des stochastische Klimamodells (HASSELMANN 1976).

Zum ersten Punkt sind in den letzten Jahren verschieden Arbeiten erschienen (MAIER-REIMER und MIKOLAJEWICZ 1989; RAHMSTORF 1995), die mit Hilfe komplexer Ozeanmodelle Hypothesen untersucht haben, die bereits von STOMMEL (1961) formuliert wurden. Danach liefert die Atmosphäre dem Ozean Antriebe für den Energie- und Salzhaushalt: In subtropischen Breiten werden durch hohe solare Einstrahlung und einer daraus resultierenden hohen Verdunstung dem Ozean sowohl Energie zugeführt als auch Frischwasser entzogen, entsprechend einer lokalen Salzquelle. In subpolaren Breiten dagegen verliert der Ozean Energie an die Atmosphäre und gewinnt Frischwasser, so dass hier Energie- und Salzsenken zu finden sind. Aufgrund der Energie- und der Massenerhaltung für Frischwasser bzw. Salz muss die ozeanische Zirkulation die Quellen und Senkengebiete durch Massentransporte von den niedrigen in die hohen Breiten ausgleichen, die sogenannte thermohaline Zirkulation. Die oben angeführten Arbeiten zeigen nun, dass im einfachsten Fall zeitlich konstanter (aber räumlich unterschiedlicher) ozeanischer Temperaturen der Salztransport, der sich als Produkt des thermohalinen

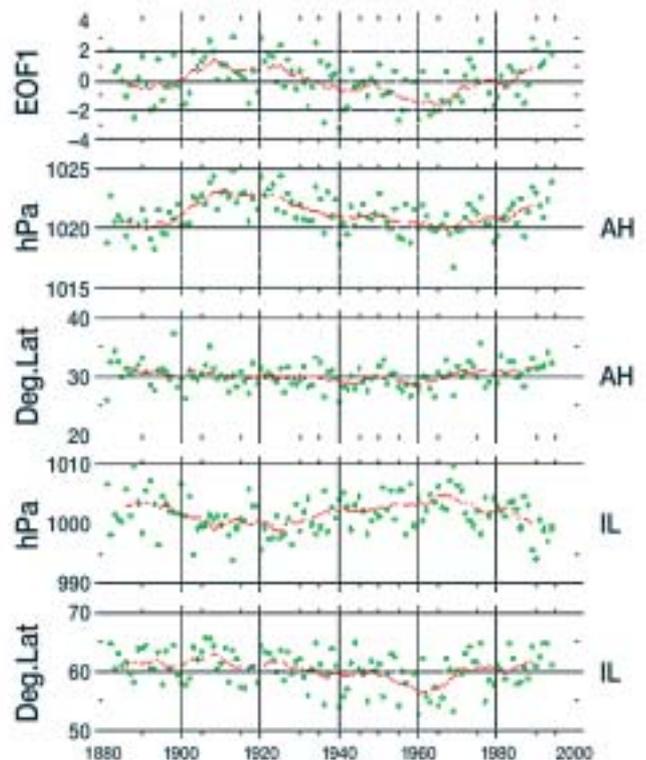


Abb. 4-4: Zeitreihe des beobachteten NAO-Index für die Winter 1881-1994 (Punkte), 11-jährig tiefpassgefilterte Zeitreihe als rote Linie, nach GLOWIENKA (1985) und PAETH et al. (1999) (oberste Abbildung); die anderen vier Abbildungen zeigen die meridionalen Positionen von Islandtief IL und Azorenhoch AH und die Druckwerte an diesen Positionen, diese vier Zeitreihen definieren den NAO-Index in der obersten Abbildung.

Massentransports und des Gradienten der Salzkonzentration schreiben lässt, durch verschiedene Regime gekennzeichnet ist. Wird die Salzkonzentration in niedrigen Breiten durch Verdunstung stark erhöht und in hohen Breiten entsprechend reduziert, so kann die ozeanische Zirkulation den notwendigen Transport nur durch einen großen Gradienten in der Salzkonzentration zwischen Norden und Süden bei gleichzeitigen starken Massentransporten bewerkstelligen. Die entgegengesetzte Situation (schwacher Gradient und geringe Massentransporte) findet man bei einem schwachen atmosphärischem Antrieb. In einem mittleren Bereich des atmosphärischen Antriebs jedoch ergeben sich zwei mögliche Gleichgewichte: Ein geringer Massentransport mit einem starken Gradienten ermöglicht den gleichen Salztransport für den Ausgleich zwischen Quellen und Senken wie ein starker Massentransport bei schwachem Salzgradienten. Aufgrund des nichtlinearen Zusammenhangs zwischen Salztransport einerseits und Massentransport und Salzgradient andererseits bilden sich im deterministischen Fall Mehrfachgleichgewichte heraus. Trotz identischen Antriebs aus der Atmosphäre unterscheiden sich die ozeanischen Zirkulationen der jeweiligen Gleichgewichtszustände drastisch. RAHMSTORF (1996) und SCHILLER et al. (1997) haben gezeigt, dass entsprechende Prozesse auch das Verhalten von komplexen Modellen charakterisieren. Trägt man die Stärke des atmosphärischen Antriebs auf der Abszisse gegen den Gleichgewichtswert des Massentransport auf der Ordinate auf, erhält man eine geschwungene Kurve, deren mittlerer (gestrichelt in Abb. 4-5) Teil keine physikalisch realisierbare Lösung des Problems darstellt. Man sagt, dass das System der thermohalinen Zirkulation Mehrfachgleichgewichte annehmen kann. Variiert man die Stärke des Antriebs sehr langsam, um so von einem Gleichgewicht-

zustand in einen neuen zu gelangen, so ändern sich entlang des oberen bzw. unteren Asts der geschwungenen Kurve die Lösungen stetig mit dem atmosphärischen Antrieb. Wird allerdings in der Nähe des Punktes K_1 (K_2) minimal ein höherer (niedriger) Wert aus der Atmosphäre vorgegeben, so springt die Lösung vom oberen (unteren) Ast auf den unteren (oberen) Ast. Ein derartiges Verhalten einfacher, nichtlinearer Systeme ist in den 70' er Jahren des 20. Jahrhunderts als Katastrophentheorie (THOM 1975) bekannt geworden und ist in unserem Fall ein weiterer Mechanismus, der Klimavariabilität – hier speziell im Ozean – erzeugt. Diese konzeptionellen Überlegungen werden z. B. herangezogen, um die Klimaschwankungen des Jüngeren Dryas-Ereignisses etwa 11000 Jahre vor heute zu erklären oder abrupte Klimaänderungen während der letzten Eiszeit, die sogenannten Dansgaard-Oeschger bzw. Heinrich-Ereignisse (vgl. Kapitel 5 in diesem Heft und Ganopolski und Rahmstorf 2001). Mehrfachgleichgewichte werden auch in einfachen Klimamodellen beobachtet, die auf der Energiebilanz beruhen und in denen der sogenannte Eis-Albedo Effekt parametrisiert ist (FRAEDRICH 1978, vergl. dazu auch den entsprechenden Beitrag).

Der zweite oben angeführte Punkt der instabilen Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Ozean als Quelle von Klimavariabilität des gekoppelten Systems ist typisch für die äquatorialen Breiten. Der Existenz des El Niño – Southern Oscillation-Systems mit seinem irregulären Schwankungen zwischen anomal hohen ozeanischen Wassertemperaturen SST zwischen Datumslinie und südamerikanischer Küste entlang des Äquators („El Niño“) und dem entgegengesetzten Fall anomal niedriger SST („La Niña“) (vgl. Abb. 4-6) ist auf instabile Wechselwirkungen zwischen atmosphärischer Konvektion, dem bodennahen Windfeld, der

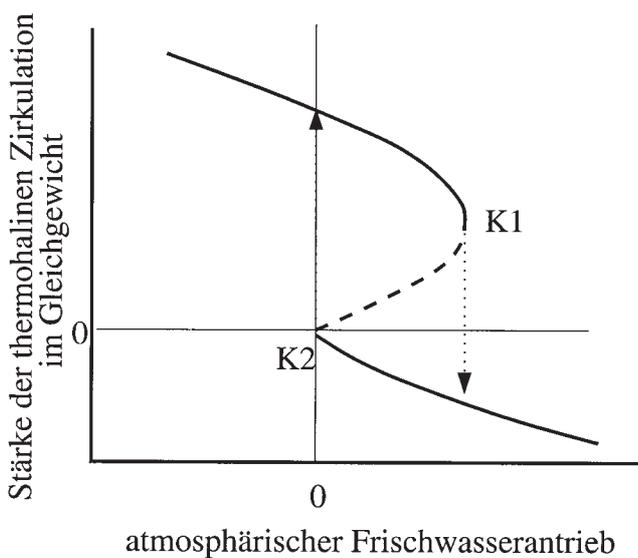


Abb. 4-5: Darstellung der Gleichgewichtslösungen im Massentransport der thermohalinen Zirkulation eines einfachen Boxmodells (RAHMSTORF 1995; STOMMEL 1961) als Funktion des Frischwasserantriebs aus der Atmosphäre, negative (positive) Werte entsprechen einer starken (schwachen) Verdunstung in den Subtropen.

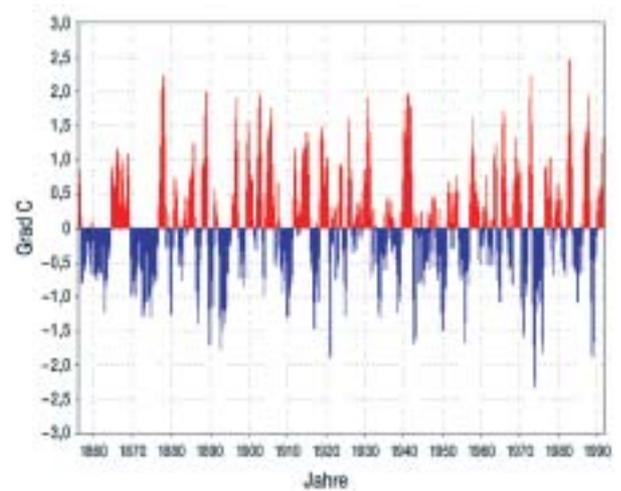


Abb. 4-6: Zeitreihe der flächengemittelten Anomalien der Wassertemperaturen im äquatorialen Pazifik für den Zeitraum Januar 1856 bis Dezember 1991 (nach KAPLAN et al. 1998), positive (negative) Werte sind die El Niño (La Niña) Fälle.

dadurch angetrieben ozeanischen Strömung und der von ihr beeinflussten SST Variationen zurückzuführen, die wiederum die atmosphärische Konvektion modulieren. Dieser Mechanismus wurde zuerst von BJERKNES (1966) beschrieben. Einen Überblick liefert z. B. PHILANDER (1990).

Die dritte Möglichkeit zur Erzeugung von IKV im System Ozean-Atmosphäre – die des Hasselmann’schen stochastischen Klimamodells (HASSELMANN, 1976; Anwendungen: LEMKE 1977 und FRANKIGNOUL 1977) – benötigt im Gegensatz zu den beiden ersten Fällen keine nichtlinearen Prozesse im Ozean oder in der Wechselwirkung zur Atmosphäre. Das wesentliche Argument basiert auf einer Zeitskalentrennung zwischen Atmosphäre und Ozean. Die atmosphärischen Wettervariationen laufen auf sehr viel kleineren Zeitskalen (~ Vorhersagezeiten ~ 5-10 Tage) ab, als dies typischerweise für die ozeanischen Prozesse der Fall ist. Damit „verspürt“ der Ozean Serien von Wetterereignissen, die wegen der Nichtlinearitäten in der Atmosphäre (vgl. den vorherigen Abschnitt) nicht mehr wesentlich miteinander korrelieren, bevor eine größere ozeanische Änderung eintritt. Physikalisch lässt sich dieses Verhalten mit der Brown’schen Molekularbewegung vergleichen: ein schweres Teilchen (~ der Ozean), suspendiert in einer Flüssigkeit, verspürt die Summe der zufälligen Stöße der Flüssigkeitsmoleküle (~ atmosphärische Wetterereignisse) und bewegt sich dadurch selber erratisch aber mit größerer Amplitude und Zeitskala als die Moleküle.

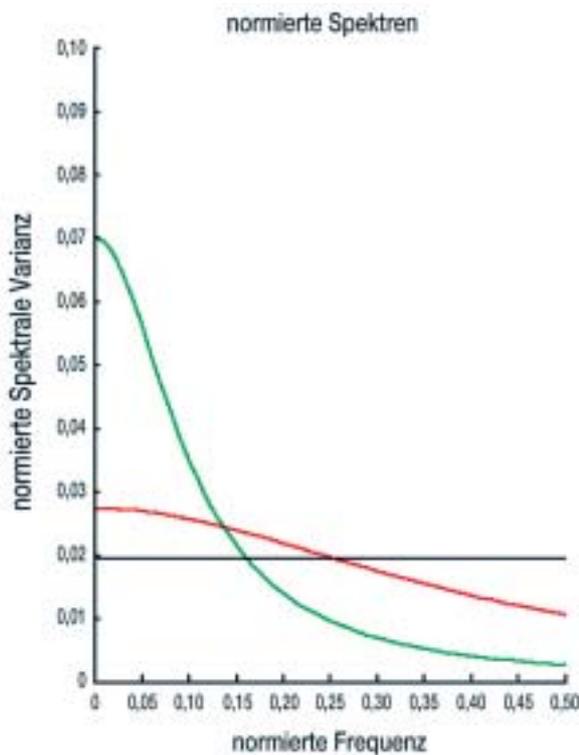


Abb. 4-7: Vergleich eines weißen Spektrums (schwarz) mit dem eines linear gedämpften, durch weißes Rauschen angetriebenen Systems („Ozean“, Dämpfungskonstante α in Gl. (3.1) 0,1 in grün und 0,4 in rot), die Spektren sind im Integral über die Frequenzen zwischen 0 und 0,5 auf die gleiche Fläche unter der Kurve normiert.

Mathematisch kann man dies im einfachsten Fall als eine additive Überlagerung der langsamen Dynamik des Ozeans mit stochastischen Störungen aus der Atmosphäre verstehen. Wird die langsame Dynamik durch eine Differentialgleichung beschrieben, so nennt man die Gleichung, die die Summe aus ozeanischer Dynamik und atmosphärischer Stochastik beschreibt, eine stochastische Differentialgleichung vom Typ einer Langevin Gleichung (HONERKAMP 1990). Der einfachste Fall ist der eines linear gedämpften Modells

$$\frac{d}{dt} T = -\alpha T(t) + x_a(t) . \tag{3.1}$$

Hierbei sei T die ozeanische Temperaturabweichung von einem mittleren Wert, $-\alpha T$ die Dämpfung z.B. durch Wärmeflüsse in die Atmosphäre und x_a der Wärmeflussanteil, der durch atmosphärische Prozesse bestimmt wird (FRANKIGNOUL 1977). Allerdings ist x_a unbekannt, lediglich die Statistik ist vorgegeben: so sollte der Erwartungswert Null sein, $E(x_a) = 0$, die Varianz $E(x_a^2)$ einen endlichen Wert σ_a haben und die Korrelation zwischen zwei verschiedenen Zeiten ebenfalls verschwinden: $E(x_a(t) x_a(t')) = 0$ für $t \neq t'$. In diesem Fall nennt man den atmosphärischen Anteil auch weißes Rauschen. Mit Hilfe der Fouriertransformation kann man die Lösungen der Langevin Gleichung charakterisieren. Schreiben wir (ω ist die Frequenz) mit Hilfe der Fouriertransformation

$$T(t) = \int T(\omega) \exp(i\omega t) d\omega$$

$$x_a(t) = \int x(\omega) \exp(i\omega t) d\omega$$

$$\frac{d}{dt} T = \int T(\omega) i\omega \exp(i\omega t) d\omega$$

so können wir eine formale Lösung der Gleichung (3.1) durch die Fourierdarstellung bestimmen zu

$$T(\omega) = \frac{x(\omega)}{a + i\omega} . \tag{3.2}$$

Allerdings ist auch $x(\omega)$ unbekannt, lediglich das Spektrum Γ_x kann man aus der Kenntnis eines weißen Rauschen berechnen zu

$$\Gamma_x = E(|x(\omega)|^2) = \sigma_a = const . \tag{3.3}$$

Alle Frequenzen im atmosphärischen Rauschen sind gleich stark vertreten, wodurch sich auch der Name weißes Rauschen erklärt. Da $x(\omega)$ nicht bekannt ist, ist folglich auch $T(\omega)$ nicht bestimmbar, aber es lässt sich wiederum das Spektrum Γ_T berechnen zu

$$\Gamma_T = E(|T(\omega)|^2) = \frac{\sigma_a}{\alpha^2 + \omega^2} . \tag{3.4}$$

Dieses Spektrum kann erheblich von dem des weißen Rauschen abweichen (vgl. Abb. 4-7). Die Spektralampplituden bei kleinen Frequenzen (langfristige Schwankungen) sind deutlich stärker als die bei großen Frequenzen (kurz-

fristigen Schwankungen), wobei die Anhebung proportional zum inversen Quadrat des Dämpfungsfaktors α erfolgt: Je geringer das System gedämpft wird, desto langfristige und stärkere Schwankungen erfolgen in dem langsamen System („Ozean“) als Antwort auf den stochastischen Antrieb. Abb. 4-8 zeigt eine Realisierung eines weißen Rauschprozesses (oben) und die sich daraus ergebende Dynamik des gedämpften Systems für zwei Werte des Dämpfungsparameters nahe an Null (unten) und einem deutlich von Null verschiedenen Wert (Mitte), die die obige theoretische Herleitung untermauern. Deutlich erkennt man die langfristigen Schwankungen in dem schwach gedämpften Fall. Man muss also damit rechnen, dass in gekoppelten Systemen mit deutlich verschiedenen Zeitskalen allein durch die Existenz zufälliger Schwankungen in dem schnellen System das langsame, träge System ebenfalls zufällige, aber langfristige Schwankungen ausführt. Alle diese Merkmale sind typisch für das Klimasystem wie ein Blick auf die Zeitreihe des NAO Index (Abb. 4-4) zeigt. So kann man davon ausgehen, dass neben den oben beschriebenen Prozessen der Mehrfachgleichgewichte und der instabilen Wechselwirkungen der Hasselman'sche Mechanismus einen wesentlichen Teil der internen Klimadynamik ausmacht.

Interessant wird das Verhalten der thermohalinen Zirkulation (erster beschriebener Mechanismus), wenn man nicht nur einen deterministischen atmosphärischen Antrieb zulässt, sondern die eben besprochenen stochastischen

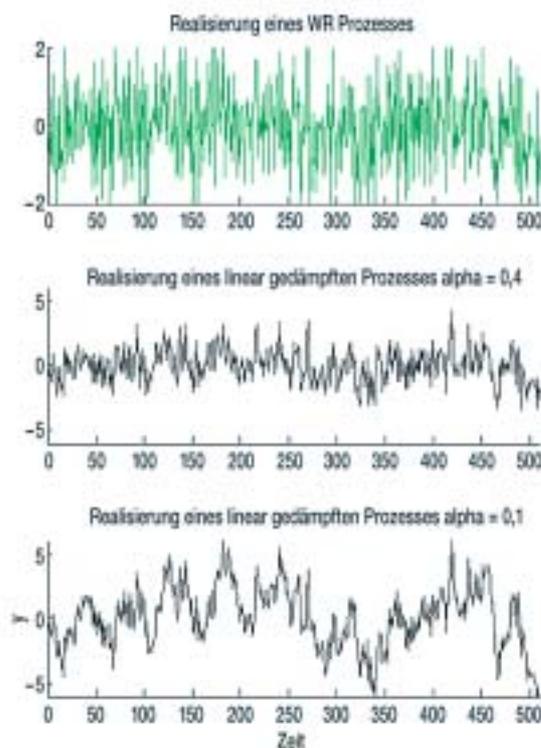


Abb. 4-8: Realisierung eines „Weißen-Rauschen“-Prozesses (oben) und daraus sich ergebende Realisierung eines trägen stochastischen Systems mit geringer Dämpfung (Konstante $\alpha = 0,1$, unten) bzw. mäßiger Dämpfung (Konstante $\alpha = 0,4$, Mitte), die theoretischen Spektren sind in Abb. 4-7 dargestellt).

Effekte einzelner Hoch- und Tiefdruckgebiete auf Energie- und Wasserflüsse durch weißes Rauschen repräsentieren will, also eine Kombination zwischen dem Hasselmann'schen Konzept und dem der Mehrfachgleichgewichte als Ursache von IKV. Abhängig von der Stärke des Rauschens gibt es mehr oder weniger häufig einen Wechsel zwischen den verschiedenen Zuständen, die im Fall ohne Rauschen (deterministischer Fall) als Gleichgewichtszustände auftreten. Betrachtet man eine Zeitreihe aus einem derartigen System, so erscheinen sowohl kurzzeitige Variationen durch die stochastischen Störungen als auch langfristige, irreguläre Wechsel zwischen den verschiedenen deterministischen Gleichgewichtszuständen.

4 Die interne Variabilität des vollständig gekoppelten Klimasystems

Betrachten wir nun zum Abschluss das vollständig gekoppelte Klimasystem Atmosphäre – Ozean – Kryosphäre – Landoberfläche – Biosphäre. Auch für diesen Fall kommen die im letzten Abschnitt beschriebenen drei Mechanismen zur Entstehung von IKV in Betracht. Dies sei an verschiedenen Beispielen diskutiert, die man in der Literatur findet.

So wird z. B. die Weddellsee-Polynia (eine große eisfreie Fläche in der winterlichen Meereisdecke der antarktischen Weddellsee) in den Jahren 1974 bis 1976 (MARTINSON et al. 1981) mit einem neuen Gleichgewichtszustand des Systems ozeanische Deckschicht, Meereis und atmosphärische Grenzschicht identifiziert.

FLOHN (1983) postulierte, dass die sprunghafte Änderung des Nilabflusses aus dem Viktoriasee in Afrika auf einen neuen Gleichgewichtszustand zwischen der Hydrologie des Sees und dem Niederschlagssystem im Einzugsbereich des Sees zurückzuführen ist.

CLAUSSEN (1998) zeigt mit Hilfe von numerischen Experimenten mit einem gekoppelten Atmosphären – Biosphärenmodell, dass im gegenwärtigen Klima die natürliche Vegetationsverteilung auf den Landoberflächen möglicherweise verschiedene Gleichgewichtsverteilungen aufweist. Weiterführende Studien mit Hilfe eines gekoppelten Modells, das alle Komponenten des Klimasystems bis auf die Landeis Massen abbildet (GANOPOLSKI et al. 1998) zeigten, dass insbesondere die Vegetationsverteilung im nördlichen Teil Afrikas (Sahara und Sahel) einen Zustand mit deutlichem Bewuchs („Grüne Sahara“) und einen Wüstenzustand im Zusammenwirken mit der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation aufweisen könnte. Ein Wechsel zwischen diesen Zuständen erfolgt in diesem Modell durch geringfügige Änderungen der solaren Einstrahlung im Holozän etwa 6000 bis 8000 Jahre vor heute.

Für das Hasselmann'sche Szenario der langsamen irregulären Schwankungen eines trägen Systems, angetrieben durch weißes Rauschen, kommt im System Atmosphäre-Landoberflächen die Bodenfeuchte in Betracht, deren

interne Dynamik durch Zeitskalen oberhalb von Monaten charakterisiert ist. Allerdings erlaubt die Datenlage zu dieser komplexen Größe noch nicht, entsprechende Schlüsse aus Beobachtungen zu ziehen.

5 Interne Klimavariabilität und Klimaänderungen

Die IKV ist bislang immer als ein Störfaktor im Rahmen der Klimaänderungsdebatte aufgefasst worden. Die durch anthropogene Emissionen von Treibhausgasen initiierten Klimaänderungen werden durch die interne Variabilität („Klimarauschen“) überdeckt, und es ist lediglich eine Frage der statistischen Technik oder der verfügbaren Daten, ob ein Klimaänderungssignal nachweisbar oder natürlichen Ursprungs ist. Allerdings hat sich in den letzten Jahren eine neue Interpretationsmöglichkeit ergeben. Basierend auf Ergebnissen des Lorenzmodells (LORENZ 1963) hat PALMER (1999) die Hypothese aufgestellt, dass geringe Störungen im Antrieb eines nichtlinearen Systems (also etwa die Störungen im Strahlungshaushalt der Atmosphäre durch erhöhte Treibhausgaskonzentrationen) nicht zu strukturell anderen Lösungen (wie z. B. anderen Gleichgewichtszuständen) führen, sondern die Häufigkeiten der angenommenen Zustände verändern. Dies bedeutet, dass der Effekt von Antriebsänderungen sich nicht in einem anderen Muster äußert, sondern dass die bereits existierenden Muster der natürlichen Variabilität häufiger oder weniger häufig angenommen werden. CORTI et al. (1999) haben versucht, aus täglichen Beobachtungen des 500 hPa Geopotential der mittleren Breiten die Wahrscheinlichkeitsdichte für bestimmte typische Muster der IKV zu schätzen und Änderungen nachzuweisen. Anhand von Simulationenergebnissen haben PAETH et al. (1999) für das ECHAM3-T21/LSG Modell nachweisen können, dass die NAO als Reaktion auf erhöhte Treibhausgaskonzentrationen vermehrt in der positiven Phase (verstärkte Zonalität im atlantisch-europäischen Raum) auftritt. Dies ist aber ein vergleichsweise schwaches Signal, das erst auf Zeitskalen über 40 Jahren signifikant wird.

6 Abschließende Betrachtungen

Wir haben versucht, in diesem Artikel einen Überblick über die Ursachen und die physikalischen Prozesse zu gewinnen, die für die interne Variabilität des Klimasystems verantwortlich sind. Ziel war es auch zu zeigen, dass der überwiegende Teil der Klimavariabilität in einem weiten Bereich von räumlichen und zeitlichen Skalen durch die im System immanent vorhandene Variabilität dominiert wird. Es ist damit klar, dass nicht jede beobachtete Änderung im System kurz- als auch langfristiger Art immer auf eine deterministische Ursache wie Treibhausgase, solare Variabilität oder vulkanische Aktivität zurückgeführt werden kann. Die Unterscheidung dieser Änderungen von der internen, natürlichen Variabilität ist eine der wissenschaftlichen und gesellschaftlichen Aufgaben, die sich für die Klimatologie in den letzten Jahren ergeben hat.

Interne Klimavariabilität ist aber nicht gleichzusetzen mit einer generellen Unvorhersagbarkeit. Hier sind ganz entscheidend die Zeitskalen involviert, auf denen sich die jeweiligen Prozesse abspielen. So ist z. B. eine generelle Vorhersage über den Zustand des El Niño-Southern Oscillation-Systems in den kommenden Jahren nicht möglich, allerdings ist es möglich und sinnvoll, eine Vorhersage des Atmosphäre – Ozean-Systems im äquatorialen Pazifik für 6 bis 9 Monate basierend auf den Beobachtungen der vergangenen 3 bis 6 Monate zu machen, wie man es eindrucksvoll beim letzten El Niño 1997/98 gesehen hat, siehe dazu den Beitrag von M. LATIF, Kapitel 17 im nächsten Heft.

Analoge Überlegungen gelten für die thermohaline Zirkulation. Auch wenn über lange Zeiten das System unvorhersagbar ist, so könnten Änderungen auf Zeitskalen von 10 bis 50 Jahren u. U. durch ein Beobachtungs- und Modellsystem erfasst und vorhergesagt werden. Dies wird mit Sicherheit eine der zukünftigen Aufgaben der Klimatologie sein. Allerdings sollte nach der Diskussion in diesem Artikel auch klar sein, dass eine derartige Vorhersage nie einen deterministischen Charakter haben kann, sondern immer stochastischer Natur sein wird.

Literatur

- BJERKNES, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus* **18**, 820-829.
- BURROUGHS, W. J., 1992: *Weather Cycles Real or Imaginary*, Cambridge University Press, Cambridge, 201 S.
- CLAUSSEN, M., 1998: On multiple solutions of the atmosphere-vegetation system in present day climate. *Global Change Biol.* **4**, 549-559.
- CORTI, S., F. MOLTENI, T. N. PALMER, 1999: Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature* **398**, 799-802.
- ECKMANN, J.-P., D. RUELLE, 1985: Ergodic theory of strange attractors. *Rev. Mod. Phys.* **57**, 617.
- FLOHN, H., 1983: Der Katastrophenregen 1961/2 und die Wasserbilanz des Viktoria-See-Gebietes. (M. Diem z. 70. Geburtstag) In: *Wiss. Ber. Meteor. Inst. Univ. Karlsruhe* **4**, S. 17-34.
- FRAEDRICH, K., 1978: Structural and stochastic analysis of a zero-dimensional climate system. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* **104**, 461-480.
- FRANKIGNOUL, C., 1977: Stochastic climate models, Part 2: Application to SSTA and thermocline variability. *Tellus* **29**, 289.
- GANOPOLSKI A, C. KUBATZKI, M. CLAUSSEN, V. BROVKIN, V. PETHOUKOV, 1998: The influence of vegetation-atmosphere-ocean interaction on climate during the mid-Holocene. *Science* **280**, 1916-1919.
- GANOPOLSKI, A., S. RAHMSTORF, 2001: Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature* **409**, 153-158.

- GILL, A. 1982: Atmosphere – Ocean Dynamics, Academic Press, New York, 662 S.
- GLOWIENKA, R., 1985: Studies on the variability of Icelandic Low and Azores High between 1881-1983. *Contrib. Atmos. Phys.* **58**, 160-170.
- HASSELMANN, K., 1976: Stochastic climate models, Part I: Theory. *Tellus* **28**, 473-493.
- HOERLING, M. P., A. KUMAR, 2000: Understanding and predicting extratropical teleconnections related to ENSO, 113-147 in El Niño and the Southern Oscillation. Hrsg. H. Diaz und V. Markgraf, Cambridge University Press, 496 S.
- HONERKAMP, J., 1990: Stochastische dynamische Systeme, VCH Verlagsgesellschaft, Weinheim, 340 S.
- KALNAY, E. et al., 1996: The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* **77**, 437-471.
- KAPLAN, A., M. A. CANE, Y. KUSHNIR, A. C. CLEMENT, M. B. BLUMENTHAL, B. RAJAGOPALAN, 1998: Analyses of global sea surface temperature 1856-1991. *J. Geophys. Res.* **103**, C9, 18567-18591.
- LEMKE, P., 1977: Stochastic climate models Part 3: Application to zonally averaged energy models. *Tellus* **29**, 385.
- LI, Z.-X., 1999: Ensemble atmospheric GCM simulation of climate interannual variability from 1979-1994. *J. Climate* **12**, 986-1001.
- LORENZ, E. N., 1963: Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.* **20**, 130-141.
- LORENZ, E. N., 1964: Problem to deduce the climate from the governing equations, *Tellus* **16**, 1-11.
- LORENZ, E. N., 1984: Irregularity: a fundamental property of the atmosphere. *Tellus* **36A**, 98-105.
- MAIER-REIMER, E., U. MIKOLAJEWICZ, 1989: Experiments with an OGCM on the cause of the Younger Dryas. In A. Ayala-Castañares, W. Wooster and A. Yañez-Arancibia (eds.) Oceanography 1988. UNAM Press. Mexico D.F. 207 S. (auch als MPI-Report 39).
- MARTINSON, D. G., P. D. KILLWORTH, A. L. GORDON, 1981: A convective model for the Weddell Polynia. *J. Geophys. Res.* **11**, 466-488.
- PAETH, H., A. HENSE, R. GLOWIENKA-HENSE, R. VOSS, U. CUBASCH, 1999: The North Atlantic Oscillation as an indicator for greenhouse-gas induced climate change. *Climate Dyn.* **15**, 953-960.
- PALMER, T. N., 1999: A nonlinear dynamical perspective on climate prediction, *J. Climate* **12**, 575.
- PHILANDER, S. G., 1990: El Niño, La Niña and the Southern Oscillation, International Geophysics Series, Academic Press, New York, 293 S.
- PRIGOGINE, I., 1980: From being to becoming, time and complexity in physical systems, W. H. Freeman and Company, San Francisco, 272 S.
- RAHMSTORF, S., 1995: Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. *Nature* **378**, 145-149.
- RAHMSTORFF, S., 1996: On the freshwater forcing and transport of the Atlantic thermohaline circulation. *Clim. Dyn.* **12**, 799-811.
- RINKE, A., K. DETHLOFF, 2000: On the sensitivity of a regional Arctic climate model to initial and boundary conditions. *Climate Res.* **14**, 101-113.
- RISKEN, H., 1989: The Fokker Planck equation, Methods of solution and application 2nd Ed., Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 472 S.
- ROWELL, D. P., 1998: Assessing potential seasonal predictability with an ensemble of multidecadal GCM simulations. *J. Climate* **11**, 109-120.
- RUELLE, D., 1989: Chaotic evolution and strange attractors, Academia Nazionale dei Lincei, Cambridge University Press, 96 S.
- SCHILLER, A., U. MIKOLAJEWICZ, R. VOSS, 1997: The stability of the North Atlantic thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Climate Dynamics* **13**, 325-347.
- STOMMEL, H., 1961: Thermohaline convection with two stable regimes of flow. *Tellus* **13**, 224-230.
- THOM, R., 1975: Structural stability and morphogenesis, zitiert nach Haken H., Synergetics, An Introduction, Springer, Berlin, Heidelberg, 355 S.

5 K. HERTERICH Variabilität der Erdbahnparameter und Klimaänderungen

1 Einleitung

Die zeitlich und räumlich unterschiedliche Einstrahlung der Sonne ist „Motor“ für viele Phänomene des Wetter- und Klimageschehens auf der Erdoberfläche. Dies zeigt sich z. B. am Tagesgang und Jahresgang der lokalen Lufttemperatur bis hin zu globalen Kreisläufen, wie dem Wasserkreislauf, der durch die Strahlungsenergiezufuhr von der Sonne in Gang gehalten wird. Die Lage der Erde zur Sonne, ihre Kugelgeometrie und Rotation sind die wesentlichen äußeren Einflussfaktoren auf den lokalen und globalen Klimazustand. Am Äquator ist es deshalb wärmer als an den Polen. Aber ist es in den polaren Breiten auch kalt genug, dass sich dort ganzjährig Eis halten könnte? Heute ist das offensichtlich der Fall. Die Interpretation geologischer Ablagerungen an Land und am Meeresboden zeigt jedoch, dass es vor etwa 20 000 Jahren sehr viel mehr Eis auf der Nordhemisphäre gab. Dagegen war die Erde während der Kreidezeit (vor etwa 100 Millionen Jahren) eisfrei, wenn man von Gebirgsregionen absieht. Falls die theoretischen Vorstellungen der Astrophysiker zur energetischen zeitlichen Entwicklung der Sonne im Wesentlichen richtig sind, muss man davon ausgehen, dass die Leuchtkraft der Sonne (insgesamt abgestrahlte Energie pro Zeiteinheit) vor etwa 100 Millionen Jahren nicht wesentlich anders war als heute (eher sogar um 1 % geringer). Dies zeigt deutlich, dass es neben der Strahlungsbilanz noch weitere Prozesse im Klimasystem (Atmosphäre, Ozean, Eis, Kontinente) gibt, die zur Ausbildung des Klimas beitragen.

In diesem Kapitel soll die Rolle der Sonneneinstrahlung bei der Entstehung eiszeitlicher Klimaschwankungen im Rahmen der so genannten Milanković-Theorie dargestellt werden. Dabei werden wir annehmen, dass sich die Leuchtkraft der Sonne während der letzten eine Million Jahre (praktisch) nicht geändert hat. Geändert haben sich jedoch in dieser Zeit Lage und Abstand der Erde zur Sonne auf Grund von Variationen der Erdbahnparameter. Die daraus folgenden Änderungen der auf die Erdoberfläche fallenden Strahlungsenergie können berechnet werden, womit eine quantitative Überprüfung der Milanković-Theorie ermöglicht wird. Im Abschnitt 2 werden die Variationen der Bahn der Erde um die Sonne genauer beschrieben, einschließlich der Folgen für die eingestrahlte Energie. Mit der bekannten eingestrahlten Energie als obere Randbedingung für mathematische Klimamodelle können im Prinzip die Klimazustände der Vergangenheit rekonstruiert werden. Im Abschnitt 3 wird daher mit der Hilfe eines vereinfachten Strahlungsmodells abgeschätzt, welche Auswirkungen diese

Einstrahlungsschwankungen auf die Temperatur der Erdoberfläche haben können. Schließlich werden wir im Abschnitt 4 sehen, welche nichtlinearen Prozesse komplexere Klimamodelle enthalten müssten, damit deren Resultate mit den Daten übereinstimmen, die wir über den Klimazustand der Erde in der Vergangenheit haben. Es wird sich zeigen, dass die Milanković-Theorie schon jetzt einen festen Platz unter den Theorien zur Erklärung eiszeitlicher Klimaschwankungen hat. Wesentliche Teile dazu hat Milutin Milanković selbst eingebracht. Mit der Entwicklung moderner Klimamodelle, die auch eine Reihe nichtlinearer Prozesse enthalten, und den neueren Daten aus Eiskernen, Tiefseesedimenten und anderen Klimaarchiven wird die Theorie eiszeitlicher Klimaschwankungen weiter ausgebaut werden (Abschnitt 5). Der Eiszeit/Warmzeit-Zyklus mit einer Periode von etwa 100 000 Jahren entzieht sich auch heute noch einer quantitativen und eindeutigen Erklärung. Von allen Ansätzen zur Erklärung dieses dominanten Zyklus liefert im Augenblick nur die Milanković-Theorie einen geeigneten Rahmen für einen quantitativen Test verschiedener vorgeschlagener (nichtlinearer) Mechanismen.

2 Die Erdbahnparameter

Die Bahn der Erde um die Sonne ist eine Ellipse. Dies hat bereits Johannes Kepler in seinem „1. Keplerschen Gesetz“ 1609 festgestellt. Aber erst Isaak Newton konnte mit der Hilfe seines Gravitationsgesetzes 1687 die Keplerschen Gesetze theoretisch ableiten. Würde sich die Erde in einem Gravitationsfeld bewegen, das exakt proportional zu $1/r^2$ abnimmt (mit r dem Abstand zwischen Sonne und Erde), hätte die Bahnellipse der Erde eine zeitlich konstante Exzentrizität und ihre Orientierung relativ zum Fixsternhimmel bliebe immer gleich. Abweichungen vom $1/r^2$ -Gesetz sind bedingt durch die Anwesenheit der übrigen Planeten, deren Gravitationsfelder sich mit dem der Sonne überlagern. Die Folge ist, dass sich die Exzentrizität ε der Bahnellipse der Erde, in deren einem Brennpunkt die Sonne steht, mit den Perioden 100 000 und 400 000 Jahre zwischen fast Null (Kreisbahn) und $e \approx 0,07$ ändert, wobei $e^2 = (a^2 - b^2)/a^2$ durch die beiden Halbachsen a und b der Ellipse gegeben ist. Zudem verändert sich auch die Richtung der Hauptachse der Bahnellipse (Periheldrehung). Nach einer Zeit von etwa 100 000 Jahren ist die Bahnellipse wieder in ihrer Ausgangslage. Aus der Kenntnis der Position sämtlicher Planeten (z. B. für heute) und deren Geschwindigkeiten lassen sich mit der Hilfe der Gravitationsgleichungen die Positionen der Planeten für jeden anderen Zeitpunkt berechnen.

Kennt man aber den Abstand der Erde von der Sonne, kennt man auch die Stärke der Sonneneinstrahlung am Ort der Erde.

Um die Verteilung der auf die Erdoberfläche treffenden Strahlungsenergie in Abhängigkeit von der geografischen Breite und im Jahresgang berechnen zu können, muss man noch wissen, dass die Rotationsachse der Erde nicht senkrecht auf der Bahnebene der Erde steht, sondern einen Winkel von derzeit etwa 23° zur Senkrechten einnimmt. Unter ungefährer Beibehaltung dieses Winkels rotiert auch die Rotationsachse um die Senkrechte (Präzession) ähnlich wie ein Kinderkreisel, den man schief auf eine Tischplatte gesetzt hat. Die Periode dieser Präzessionsbewegung beträgt ungefähr 26 000 Jahre. Die physikalischen Ursachen der Präzession sind die Gravitationskräfte von Mond und Sonne auf jene Bereiche der Erde, welche von der Kugelsymmetrie abweichen (Abplattung des Rotationsellipsoids der Erde).

Bei der mathematischen Beschreibung der Kreiselbewegungen stellt man fest, dass es neben der Präzession auch eine so genannte Nutation gibt. Im Fall des Erdkreisels bedeutet das, dass der Winkel zwischen der Rotationsachse und der Senkrechten zur Bahnebene ebenfalls nicht konstant bleibt. Dieser Winkel ändert sich aber nur um wenige Grad (von 22° bis $24,5^\circ$) mit einer Periode von 41 000 Jahren.

Wir haben somit alle Informationen zur Hand, die man benötigt, um die Stärke der Sonneneinstrahlung für jeden Ort und zu jedem Zeitpunkt auf der Erdoberfläche bestimmen zu können. Wir wissen also genau, wie viel Energie dem Klimasystem Erde von außen zugeführt wird. Mit der Hilfe der physikalischen Gleichungen, welche das Klima der Erde beschreiben, sollten wir also im Prinzip in der Lage sein, den Zustand des dreidimensionalen Klimasystems (Atmosphäre-Ozean-Eis-Erdoberfläche) als Funktion der Zeit zu berechnen. Die genaue Berechnung ist eine Aufgabe für den Computer. Für diese Rechnung mit einer geringeren zeitlichen und räumlichen Auflösung hat Milutin Milanković (noch ohne Computer) etwa 30 Jahre gebraucht. Auch die Berechnung des zugehörigen Zustands des dreidimensionalen Klimasystems lässt sich nur mit der Hilfe schneller Rechner bewerkstelligen. Mit der Einführung gewisser Näherungen und Mittelungen in der Beschreibung des Klimasystems lässt sich jedoch bereits ein gewisses Verständnis für die durch die Variation der Bahnelemente der Erde bedingten Klimaänderungen gewinnen, auch ohne Computer (siehe Abschnitt 3).

Wäre die Bahn der Erde um die Sonne ein Kreis, hätte es eiszeitliche Klimaschwankungen in der beobachteten Form nicht gegeben. Die Exzentrizität der Bahnellipse in Verbindung mit der Präzession der Erdachse führt zu Schwankungen in der Sommer- wie der Winter-einstrahlung mit den beiden Perioden 19 000 und

23 000 Jahre. Dies wird bei der Betrachtung der Erdbahngeometrie deutlich. In Abb. 5-1a ist die Stellung der Erde relativ zur Sonne für heute dargestellt. In dieser Position ist auf der Nordhalbkugel Sommer, da die Sonne auf der Nordhalbkugel mittags relativ hoch am Himmel steht, höher jedenfalls als ein halbes Jahr später im (Nord-) Winter (Abb. 5-1b). Die Orientierung der Erdachse ändert sich innerhalb eines halben Jahres praktisch nicht.

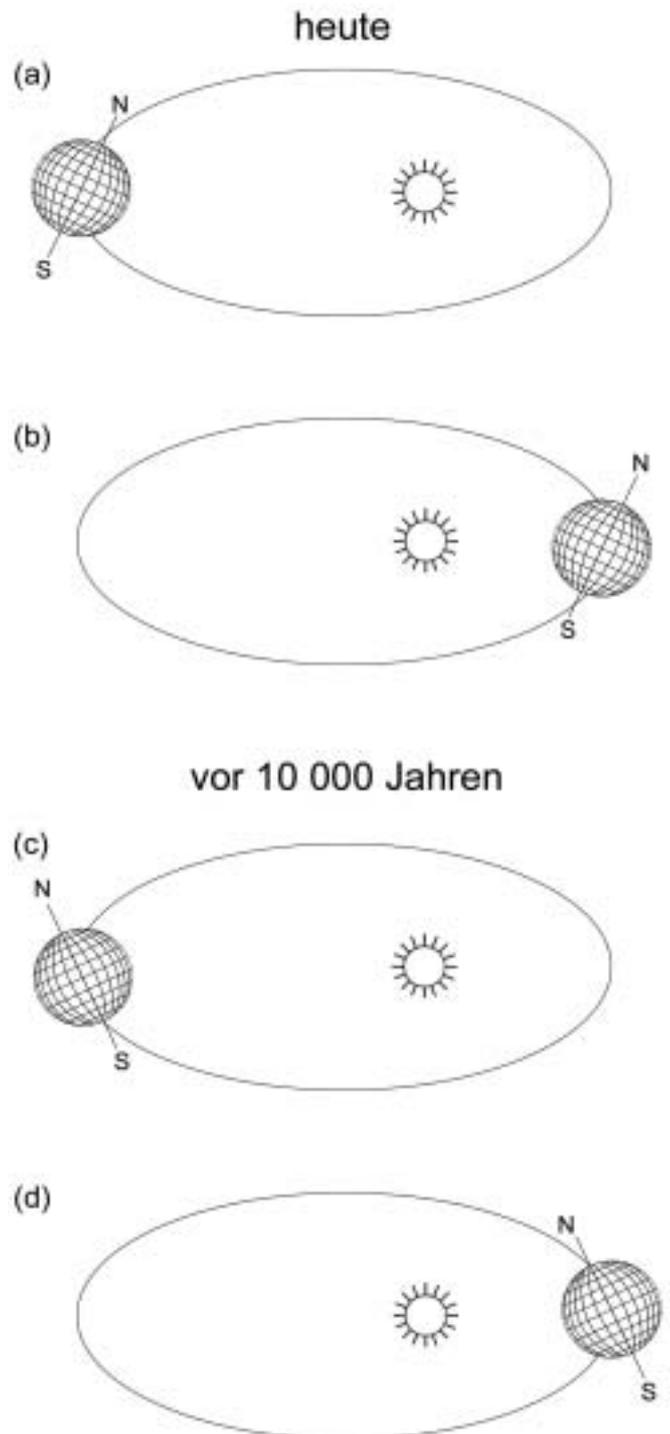


Abb. 5-1: Geometrie der Erdbahn um die Sonne. Heutige Situation: (a) Nordsommer, (b) Nordwinter; Situation vor 10 000 Jahren: (c) Nordwinter, (d) Nordsommer.

Wie sah es jedoch etwa 10 000 Jahre vor heute aus? Die Exzentrizität der Bahnellipse hatte sich nur wenig verändert. Die Richtung der Rotationsachse der Erde war jedoch (maximal) verändert. In der Position der Erde der Abb. 5-1c ist Nordwinter und ein halbes Jahr später Nordsommer (Abb. 5-1d). Vergleicht man Abb. 5-1a mit Abb. 5-1d erkennt man, dass der Nordsommer heute bei einem relativ großen Abstand zwischen Erde und Sonne stattfindet, während die Erde vor 10 000 Jahren im Nordsommer einen relativ geringen Abstand zur Sonne hatte. Das bedeutet, dass die Sommereinstrahlung auf der Nordhalbkugel heute geringer ist, als sie es vor 10 000 Jahren war. Analoges gilt für den Nordwinter. Der Vergleich von Abb. 5-1b mit Abb. 5-1c zeigt, dass die Wintereinstrahlung auf der Nordhalbkugel heute größer ist, als sie es vor 10 000 Jahren war. Entsprechendes gilt für den Sommer und Winter der Südhalbkugel.

Es liegt nahe zu vermuten, dass es durch die Veränderungen der Stärke der sommerlichen und winterlichen Einstrahlung auch zu Änderungen der mittleren Sommer- und Wintertemperaturen kommt. Wie sich dies auf das Klimasystem insgesamt auswirkt, insbesondere, wie es zu dem beobachteten Auf- und Abbau der großen eiszeitlichen Inlandeise Eurasiens und

Nordamerikas gekommen ist, ist schon schwieriger zu beantworten. Dies wird im Abschnitt 3 näher betrachtet. Hier bleibt noch zu klären, warum bei den durch die Präzession beeinflussten Strahlungsänderungen von den beiden Perioden bei 19 000 und 21 000 Jahren die Rede war, während doch die Dauer einer Präzessionsperiode mit 26 000 Jahren angegeben wurde. Es ist zwar richtig, dass diese Periode, d. h. die Dauer eines vollen Umlaufs der Rotationsachse der Erde 26 000 Jahre beträgt. Dies ist aber nicht die Periode, mit der Extrema in der Stärke der oben beschriebenen sommerlichen und winterlichen Einstrahlung auftreten. Die letztere Periode ist kleiner als die Periode der Präzession relativ zum Fixsternhimmel. Der Grund ist folgender (siehe Abb. 5-2 und zum Beispiel IMBRIE und PALMER IMBRIE 1979): Wegen der Änderung der Orientierung der Bahnellipse (bezeichnet durch eine 4), die gegenläufig zur Drehung der Rotationsachse erfolgt (bezeichnet durch eine 2), wird bereits nach einer kürzeren Zeit als 26 000 Jahren dieselbe Position zu Sonne erreicht (nämlich nach 21 000 Jahren). Da ferner die Amplitude der Einstrahlungsschwankungen durch die Präzession naturgemäß proportional zur Exzentrizität ist, kommt es zu einer Schwebung mit einer Periode von 100 000 Jahren, die äquivalent zu einer Aufspaltung der Periode mit 21 000 Jahren in zwei dazu symmetrisch liegenden Perioden von 19 000 und 23 000 Jahren ist.

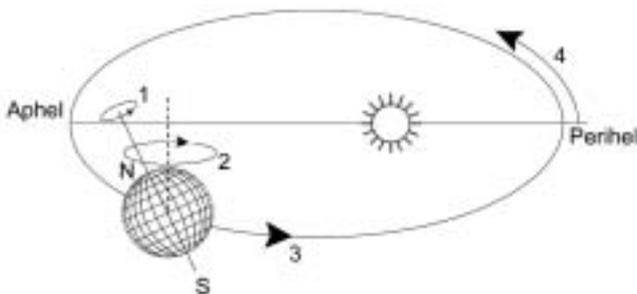


Abb. 5-2: Rotationsbewegungen, die Einfluss auf die Sonneneinstrahlung auf der Erde haben: (1) Erdrotation (Tag und Nacht); (2) Rotation der Erdachse um eine Senkrechte zur Erdbahnebene (Präzession); (3) Bahn der Erde um die Sonne (Jahresgang); (4) Drehung des großen Durchmessers der Bahnellipse relativ zum Fixsternhimmel. Es bedeuten: Perihel = kürzester Abstand zur Sonne, Aphel = größter Abstand zur Sonne.

3 Die Milanković-Theorie

Schon lange vor Milanković haben ADEMAR (1842) und CROLL (1864) Änderungen in den Erdbahnparametern mit möglichen Klimaänderungen in Verbindung gebracht. Aber erst MILANKOVITICH (1938) brachte die von ihm berechneten, von der geographischen Breite abhängigen, Einstrahlungskurven in Verbindung mit der Schneegrenze auf der Erdoberfläche. Heute wissen wir, dass die Berechnung der Temperatur (z. B. an der Landoberfläche) die Kenntnis vieler weiterer Klimavariablen erfordert, z. B. auch die Temperaturen und Strömungsgeschwindigkeiten im Ozean und weitere physikalische Größen der Meteorologie, der Ozeanographie und auch der Glaziologie. Wir haben auch gelernt, dass die Chemie und die Biologie eine wichtige Rolle bei der zeitlichen Entwicklung des Klimas über längere Zeiträume spielen. Trotz der großen Zahl von klimarelevanten Prozessen, die bei einer quantitativen Simulation der Eiszeiten mit numerischen Klimamodellen zu berücksichtigen sind, lohnt es sich, das komplexe Geschehen unter gewissen Näherungen bezüglich bestimmter räumlicher und zeitlicher Mittelwerte zu betrachten.

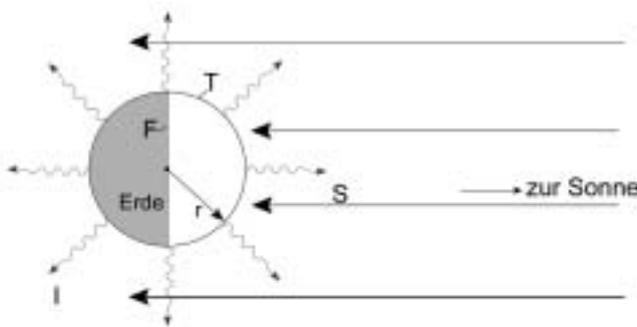


Abb. 5-3: Strahlungs- bzw. Energiebilanz der Erdkugel. S: kurzwellige Einstrahlung; I: langwellige Abstrahlung; T: Oberflächentemperatur; r: Erdradius; F: Querschnittsfläche.

Zur Veranschaulichung des Kerns der Milanković-Theorie eignet sich die Betrachtung der globalen Strahlungsbilanz. Die Strahlungsbilanz der Erdkugel im Temperaturgleichgewicht lässt sich leicht quantifizieren. In Abb. 5-3 ist die Erde als Kugel mit dem Radius r dargestellt, deren eine Hälfte der Sonne zugewandt ist. Die von der Sonne kommende Strahlung ist näherungs-

weise parallel mit einer Strahlungsenergieflussdichte $S = 1370 \text{ W/m}^2$. Die Erde blendet die Fläche $F = r^2 \cdot \pi$ aus dem Strahlungsbündel heraus. Bei einer planetaren Albedo (Reflektivität im sichtbaren Bereich des Spektrums) von $\alpha \approx 0,3$ absorbiert die Erde pro Zeiteinheit die Energie $S \cdot (1-\alpha) \cdot r^2 \cdot \pi$. Diese absorbierte Strahlungsenergie führt zu einer Erwärmung der Erdoberfläche. Könnte man die Erdoberfläche im infraroten Bereich des Spektrums als einen „schwarzen Körper“ ansehen (was in guter Näherung der Fall ist), mit einer Temperatur T , so würde auch von der Erdoberfläche Strahlungsenergie ausgehen und in den Weltraum verschwinden. Wenn T über die ganze Oberfläche als konstant angenommen werden kann, würde diese abgestrahlte Energie (hauptsächlich im Infrarot) den Wert $I = \sigma T^4 \cdot 4\pi r^2$ haben; σT^4 ist die in der Physik wohlbekannte Strahlungsflussdichte (Energie pro Zeiteinheit und Flächeneinheit), die von einem „schwarzen Körper“ ausgeht, wobei $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W cm}^{-2} \text{ K}^{-4}$ die Stefan-Boltzmann-Konstante und T in Kelvin (K) zu messen ist. Im Gleichgewicht (also bei konstanter Temperatur T) muss die insgesamt absorbierte Strahlungsenergie von der Sonne gleich der insgesamt von der Erde abgestrahlten Energie sein, also:

$$S(1-\alpha)r^2\pi = \sigma T^4 4\pi r^2. \quad (1a)$$

Durch Auflösung der Gl. (1a) nach der Temperatur erhält man:

$$T = \left[\frac{S(1-\alpha)}{4\sigma} \right]^{\frac{1}{4}}. \quad (1b)$$

Setzt man ferner die oben angegebenen Zahlenwerte für α , S und σ ein, ergibt sich:

$$T = -18 \text{ }^\circ\text{C}. \quad (1c)$$

Auf Grund von langjährigen und globalen Messungen der Erdoberflächentemperatur hat man $T_{\text{zu}} +15 \text{ }^\circ\text{C}$ bestimmen können. Die Diskrepanz zu dem hier berechneten Wert von $-18 \text{ }^\circ\text{C}$ hat eine einfache Erklärung. Die Abstrahlung von Wärmeenergie erfolgt nicht nur von der Erdoberfläche sondern auch aus der Atmosphäre. Da die Temperatur der Atmosphäre mit der Höhe abnimmt (im feuchtadiabatischen Fall um $6 \text{ }^\circ\text{C/km}$), wird auch bei niedrigeren Temperaturen abgestrahlt. Die oben berechnete Temperatur von $-18 \text{ }^\circ\text{C}$ sollte man deshalb als eine effektive Temperatur betrachten, deren zugehörige abgestrahlte Strahlungsmenge gerade gleich der eingestrahnten absorbierten Energie ist. Siehe hierzu auch Kapitel 2, Abschnitt 3.2 sowie Abb. 2-4 auf S. 90 in diesem Heft. Der besondere Nutzen der Gl. (1b) zur Erhellung der Milanković-Theorie zeigt sich, wenn man sie differenziert. Man erhält dann:

$$\frac{dT}{T} = \frac{1}{4} \frac{dS}{S}. \quad (2)$$

Wenn sich die eingestrahelte Energie um z. B. $\pm 10 \%$ ändert, ändert sich daher die zugehörige effektive

Temperatur und wohl auch die mittlere Erdoberflächentemperatur um $\pm 10 \%/4 = \pm 2,5 \%$. Bei einer Ausgangstemperatur von $15 \text{ }^\circ\text{C} \approx 288 \text{ K}$ würde sich die Temperatur um ungefähr $\pm 6 \text{ }^\circ\text{C}$ ändern.

Nun kann man zeigen, dass sich trotz der Änderungen der Einstrahlung mit den oben genannten Perioden für eine bestimmte Jahreszeit und eine bestimmte geografische Breite, die durchaus $\pm 10 \%$ betragen können, sich die über das Jahr und den Globus gemittelte Einstrahlung, welche in Gl. (1b) eingeht, nur um weniger als $\pm 1 \%$ ändert. Man kann deshalb erwarten, dass die Temperaturänderungen, welche durch die Variation der Erdbahnparameter auftreten, kleiner als $\pm 6 \text{ }^\circ\text{C}$ sind. Sollte es aber starke positive „Feedbacks“ im Klimasystem geben (genannt wird hier öfters der „Temperatur-Eis-Albedo-Feedback“), könnten die Temperaturänderungen auch wieder größer sein.

Rechnungen mit numerischen Modellen der Atmosphäre bestätigen im Wesentlichen den Schwankungsbereich der Temperatur, wie er aus Gl. (2) abgeleitet werden kann. Die Simulation der Atmosphäre unter verschiedenen extremen Strahlungsszenarien sowie unter eiszeitlichen Randbedingungen liefern vergleichbare Temperaturänderungen. Im Fall des letzten glazialen Maximums vor 21 000 Jahren war die Verteilung der Sonneneinstrahlung fast identisch mit der heutigen Einstrahlung. Trotzdem war es im globalen und jährlichen Mittel etwa $4 \text{ }^\circ\text{C}$ kälter. Dies zeigt auch die numerische Simulation von GALLÉE et al. (1991, 1992). Ganz offensichtlich stellt sich das Klima nicht instantan auf die Strahlungsrandbedingung ein. Vielmehr werden durch die Veränderungen in den Strahlungsrandbedingungen Prozesse mit längeren dynamischen Zeitskalen angestoßen (z. B. der Aufbau der eiszeitlichen Inlandeise), die selbst wieder Einfluss auf den Klimazustand nehmen.

Die Berücksichtigung solcher Prozesse in den Klimamodellen führt zu nichtlinearen Modellen, die nach Meinung vieler Klimamodellierer zur vollständigen Erklärung der beobachteten eiszeitlichen Klimaschwankungen herangezogen werden müssen. Die linearen Klimamodelle sind nicht in der Lage, den so genannten 100 000-Jahres-Zyklus des Wechsels zwischen Eiszeit (wie vor 21 000) und Warmzeit (wie heute und vor 120 000 Jahren) zu erklären. Dieser Eiszeit/Warmzeit-Zyklus, dessen nichtlineare Eigenschaften sich schon an seinem sägezahnartigen zeitlichen Verlauf erkennen lassen, ist der dominante Zyklus in vielen Klimazeitreihen der letzten Jahrtausende (Abb. 5-4). Führt man eine Spektralanalyse der Zeitreihen der Sonneneinstrahlung für verschiedene geografische Breiten und Jahreszeiten durch, ergibt sich, dass in den Schwankungen der Einstrahlung deutlich die Perioden 19 000, 23 000 und 41 000 Jahre auftreten, nicht aber eine deutliche Periode bei 100 000 Jahren. Dass das Klimasystem trotzdem die stärksten Variationen bei einer Periode von 100 000 Jahren aufweist, ist in linearer Weise nicht zu erklären.

4 Nichtlinearitäten im Klimasystem

Im gekoppelten System „Atmosphäre-Ozean-Eis“ lassen sich mehrere nichtlineare Prozesse identifizieren, die im Prinzip zur Erklärung des Eiszeit/Warmzeit-Zyklus bei 100 000 Jahren herangezogen werden können. Das Eis, als volumenmäßig drittgrößte Komponente dieses Systems, hat selbst eine nichtlineare Eigendynamik. So nimmt die Deformation des Eises (in der so genannten „Flacheisnäherung“) mit der fünften Potenz der Eisdicke zu. Mit dem Eis verbunden ist der schon angeführte Temperatur-Eis-Albedo-Feedback: Je mehr Eis, umso größer die Albedo und umso weniger absorbierte Strahlung. Damit wird es kälter und es könnte noch mehr Eis gebildet werden. Auch in der anderen Richtung arbeitet ein Feedback: Schmilzt das Eis lokal an der Oberfläche, nimmt die lokale Albedo ab und es wird mehr Strahlung absorbiert, womit noch mehr Eis (pro Zeiteinheit) geschmolzen werden kann. Den erstgenannten Eis-Albedo-Feedback könnte man in der Phase des Eisaufbaus heranziehen und den letztgenannten Feedback zur Beschleunigung des Eisabbaus zum Ende einer Eiszeit.

An der Eisunterseite, dort wo das Inlandeis auf dem Kontinent aufliegt, geht es ebenfalls recht nichtlinear zu. Der Boden des Inlandeises wird durch den geothermischen Wärmefluss $5 \cdot 10^{-2} \text{ W/m}^2$ ständig aufgeheizt. Nach einigen 10 000 Jahren kann so am Boden der Schmelzpunkt erreicht werden. Von diesem Zeitpunkt an wird Schmelzwasser gebildet, welches die Gleitfähigkeit des Eises über den Untergrund beträchtlich erhöhen kann.

Ferner wird durch die Last des Eises (mit einigen Kilometern Dicke) auf den Kontinent dieser in den plastischen Erdmantel eingedrückt. Der Kontinent verformt

sich dabei elastisch. Im „Schwimmgleichgewicht“ kann die Inlandeisoberfläche um bis zu einem Drittel der Eisdicke tiefer liegen, als ohne diesen Einsinkvorgang. Das bedeutet auch eine höhere Oberflächentemperatur, wodurch wieder mehr Eis geschmolzen werden kann. Letzterer Prozess spielt möglicherweise beim Eisabbau zum Ende der Eiszeit und beim Übergang zur Warmzeit eine Rolle.

Die Abb. 5-5 zeigt, was heute mit sogenannten 2,5-dimensionalen Modellen erreicht werden kann. Das Modell von GALLÉE et al. (1991) enthält als Nord-Süd-Profil die Inlandseise und eine 2-Schicht-Atmosphäre mit quasi-geostrophischem Wind, gekoppelt an die obere durchmischte Schicht der Ozeane. Eine volle 3-dimensionale Modellierung über den Zeitraum eines Eiszeit-Warmzeit-Zyklus liegt noch außerhalb der heute zur Verfügung stehenden Rechnerkapazitäten. Im Wesentlichen folgt das modellierte eiszeitliche Inlandeisvolumen während der letzten 120 000 Jahre den Variationen des $\delta^{18}\text{O}$ -Signals (GALLÉE et al. 1992), was näherungsweise als proportional zu den Schwankungen des globalen Eisvolumens angenommen wird. Mit $\delta^{18}\text{O}$ bezeichnet man die mittlere isotopische Zusammensetzung des Meerwassers, genauer das mittlere Verhältnis der Sauerstoffisotope ^{18}O und ^{16}O im Meerwasser, ausgedrückt als relative Abweichung von einem Standard in Promille.

Alle vorgeschlagenen Theorien zur Erklärung des Eiszeit/Warmzeit-Zyklus von 100 000 Jahren müssten eigentlich durch den Vergleich mit Beobachtungen überprüfbar sein. Das ist aber nicht immer möglich. Über den Einsinkvorgang des Kontinents in den Erdmantel durch die Last des Eises gibt es nur wenige Daten. Auch die Modelle, welche das Einsinken beschreiben sollen, enthalten einige Modellparameter,

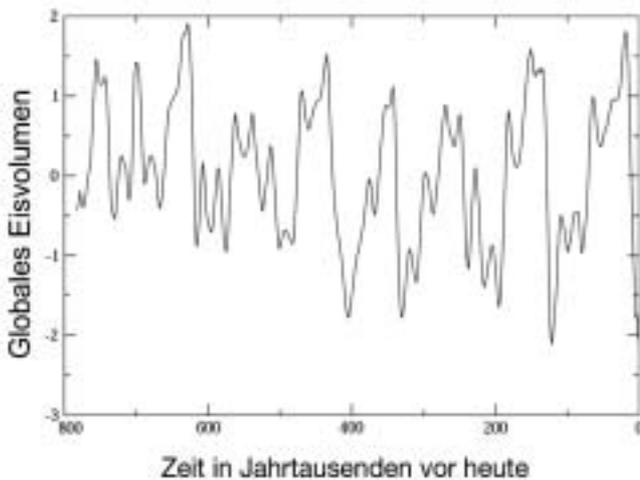


Abb. 5-4: Zeitreihe der Schwankungen des globalen Eisvolumens (normiert) während der letzten 800 000 Jahre (nach IMBRIE et al. 1984) mit relativ wenig Eisvolumen heute und vor etwa 120 000 Jahren und relativ viel Eisvolumen z. B. vor etwa 20 000 Jahren (letztes glaziales Maximum) und 150 000 Jahren.

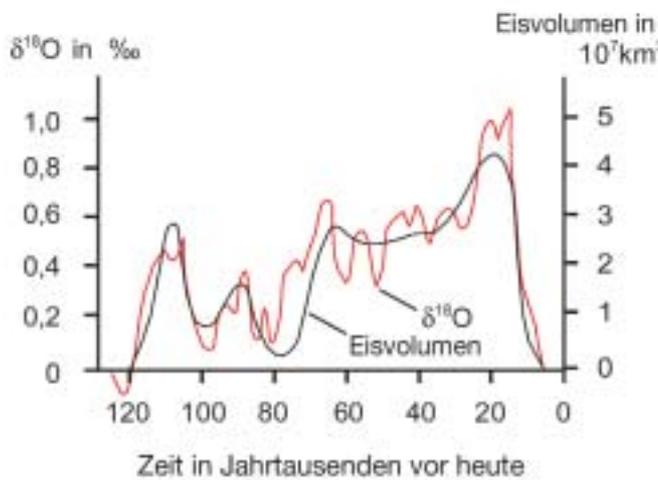


Abb. 5-5: Modellierung des globalen eiszeitlichen Inlandeisvolumens (schwarze Linie mit rechter Skala) nach GALLÉE et al. (1992) im Vergleich zu $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen (rote Linie mit linker Skala) nach LABEYRIE et al. (1987), was als proportional zu den Eisvolumenschwankungen angesehen wird, aus HERTERICH und BERGER (1993).

die man mangels Daten nicht realistisch festlegen kann. Es bleibt aber die Möglichkeit, die Werte dieser Modellparameter so einzustellen, dass das Modell einen 100 000-Jahres-Zyklus mit der beobachteten Amplitude erzeugt. Wenn das gelingt, ist das zwar erfreulich, aber noch kein Beweis, dass der 100 000-Jahres-Eiszeit/Warmzeit-Zyklus genau durch diesen einen (nichtlinearen) Prozess entsteht. Es gibt noch ein weiteres Problem: Der 100 000-Jahres-Zyklus ist nur ungefähr während der letzten Jahrtausend dominant. Beobachtungen aus marinen Sedimentkernen zeigen, dass die Periode von 41 000 Jahren im Zeitraum 1 bis 3 Millionen Jahre vor heute die größte Amplitude hatte, obwohl der Charakter der Schwankungen in der Sonneneinstrahlung während der ganzen 3 Millionen Jahre im Wesentlichen gleich geblieben ist.

5 Ausblick

In den letzten Jahren ist man vom Begriff des Klimamodells zum Begriff des Erdsystemmodells übergegangen. Dies folgt aus der Erkenntnis, dass das Klima den Zustand eines Systems von verschiedenen Komponenten des näheren und fernerer Bereichs der Erdoberfläche darstellt, welche über eine Reihe von Kreisläufen miteinander in Beziehung stehen. Neben den „klassischen“ Komponenten des Klimasystems Atmosphäre, Ozean, Eis und der Landoberfläche enthält ein Erdsystemmodell auch Module der Biologie und der Chemie in den oben genannten Bereichen. Selbst diese Modelle sind jedoch nicht entkoppelt. Man spricht hier auch besser von biogeochemischen Modellen. Die Biogeochemie beeinflusst nicht nur das Klima, sie prägt auch die Dokumentation der Klimazustände der Erdgeschichte in den Klimaarchiven, den Sedimenten der Tiefsee, an Land und im Eis. Dies wird dazu führen, dass der Test der Modellergebnisse aus einem Erdsystemmodell nicht mehr wie bei den klassischen Klimamodellen über den Vergleich mit aus den Beobachtungen (teilweise qualitativ) abgeleiteten Klimazuständen erfolgt. Das Modellergebnis eines Erdsystemmodells wird eine biogeochemische Größe

sein, wie sie unmittelbar aus der Analyse der Sedimente folgt. Erdsystemmodelle können nicht mehr von einer kleinen Gruppe von Modellierern allein gehandhabt und weiterentwickelt werden. Sie sind heute nur an größeren Zentren der Klimaforschung installiert.

Literatur

- ADEMAR, J., 1842: Révolutions de la mer, Déluges Périodique, Publication privée, Paris.
- CROLL, J., 1864: Über die physikalische Ursache der Klimaänderung in geologischen Epochen. *Philosophical Magazine* **28**, 121-137.
- GALLÉE et al., 1991: Simulation of the last glacial cycle by a coupled 2-d climate-ice sheet model. Part (1): The climate model. *J. Geophys. Res.* **96**, 13,139–13,161.
- GALLÉE et al., 1992: Simulation of the last glacial cycle by a coupled 2-d climate-ice sheet model. Part (2): Response to insolation and CO₂ variation. *J. Geophys. Res.* **97**, 15714–15740.
- HERTERICH, K., A. BERGER, 1993: Modelling the last ice-age cycle with 2-D climate models. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **103**, 107-116.
- IMBRIE, J. et al., 1984: The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine δ¹⁸O record. In: A. L. Berger et al. (Hrsg.): *Milanković and Climate, Part I. D. Reidel Publ. Comp.*, Dordrecht, 269 – 305.
- IMBRIE, J., K. PALMER IMBRIE, 1979: *Ice Ages: Solving the Mystery. Harvard University Press*, Cambridge, Massachusetts, 224 S.
- LABEYRIE et al., 1987: Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125 000 years. *Nature* **327**, 477-482.
- MILANKOVITCH, M., 1938: *Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate, Handbuch der Geophysik* **9**, Berlin, 593 – 698.
- NEWTON, I., 1687: *Philosophiae naturalis principia mathematica*, London.

6 U. CUBASCH Variabilität der Sonne und Klimaschwankungen

Zusammenfassung

Um den Effekt der Sonnenvariabilität auf das Klima zu berechnen, treiben zwei Abschätzungen der Sonnenintensitätsvariationen während der letzten drei Jahrhunderte numerische Simulationen an. Die Modelle, die dafür eingesetzt werden, sind dieselben gekoppelten Ozean-Atmosphären-Klimamodelle, die angewendet werden, um den anthropogenen Einfluss auf das Klima zu berechnen. Alle Simulationen zeigen, daß die bodennahe Lufttemperatur und die vertikale Temperaturverteilung in der Atmosphäre auf die Variabilität der Sonneneinstrahlung reagieren. Es gibt sogar Anzeichen, daß die thermohaline Zirkulation im Nordatlantik durch große Amplitudenschwankungen in der Sonneneinstrahlung beeinflusst wird. In der Stratosphäre dagegen ergeben sich deutliche Unterschiede zwischen den Antwortmustern, wie sie beobachtet werden und wie sie derzeit simuliert werden. Diese Unterschiede sind besonders deutlich beim 11-Jahres Zyklus. Eine ungenügende Repräsentation der Stratosphäre oder eine fehlende Parametrisierung, die ein Anwachsen der stratosphärischen Ozonkonzentration durch die vermehrte UV-Einstrahlung bei einem Anwachsen der Sonnenintensität beim Maximum des solaren Zyklus beschreibt, könnte dafür die Ursache sein.

1 Einleitung

Im Klimasystem spielt die Sonne die Schlüsselrolle als externer Antriebsfaktor. Dennoch ist ihre Rolle von der Klimamodellierung her eher stiefmütterlich behandelt worden. So wird in der Mehrheit der Klimasimulationen die Sonneneinstrahlung als konstant angenommen worden, und auch die meisten Lehrbücher beschreiben die Sonneneinstrahlung als Konstante, die sogenannte „Solarkonstante“.

Schon seit dem Mittelalter ist aber bekannt, dass in einem etwa 11-Jahres Rhythmus Sonnenflecken auftreten. Diese sind seit dem 17ten Jahrhundert regelmäßig an vielen Sternwarten aufgezeichnet worden. Es wurde allerdings erst mit den ersten Satellitenmessungen deutlich, dass die Sonnenflecken direkt mit der Intensität der Sonneneinstrahlung korreliert sind, und zwar bedeutet eine Zunahme der Flecken eine Zunahme der Intensität.

Direkte Messungen der Sonnenstrahlung werden seit etwa 20 Jahren mit verschiedenen Satelliten durchgeführt. Hierdurch vermeidet man Fehler, die durch die Absorption in der Atmosphäre entstehen. Schon aus den Aufzeichnungen der Sonnenflecken hat man er-

kannt, daß es nicht nur den 11-Jahreszyklus (Schwabe-Zyklus) gibt, sondern auch eine etwa 80-jährige Periodizität (Gleißberg-Zyklus), die man auch bei sonnenähnlichen Sternen beobachtet hat. Der 11-Jahreszyklus besitzt eine Amplitude von etwa 0,1 % der Solarkonstante, der Gleissberg-Zyklus (FRÖHLICH und LEAN 1998) etwa 0,24 - 0,30 % (HOYT und SCHATTEN 1993, LEAN et al. 1995a, LEAN 1997). Es gibt noch eine Reihe von weiteren Zyklen, die man in Proxy-Daten für die Solarintensität, so in ^{14}C und ^{10}Be -Schwankungen in Baumringen und Eisbohrkernen, erkennt (BEER et al. 1988, STUIVER und BRAZUNIAS 1991). Verschiedene Forschergruppen bemühen sich, aus den Sonnenflecken und verschiedenen anderen Parametern (Länge des Sonnenfleckenzyklusses, Anzahl der Sonnenflecken, Durchmesseränderungen der Sonne, Vergleich mit sonnenähnlichen Sternen) sowie mittels solar-dynamischer Modelle die historische und zukünftige Sonnenintensitätsschwankung zu bestimmen.

LABITZKE (1987) hat schon frühzeitig darauf hingewiesen, daß man einen Effekt der Solarvariabilität in den Beobachtungen der hohen Atmosphäre sehen kann. VAN LOON und LABITZKE (1998, 1999) zeigen ihrer Auswertung der NCEP Re-Analyse-Daten, daß es in allen Monaten des Jahres in der geopotentiellen Höhenfläche der unteren Stratosphäre (16 - 30 km) südlich von ungefähr 50°N ein konsistentes Muster gibt, das sich mit dem 11-Jahres Sonnenfleckenzyklus hebt und senkt. Dieses Korrelationsmuster bewegt sich mit den Jahreszeiten meridional. Für eine Analyse des Effektes des Gleissberg-Zyklusses sind die zur Verfügung stehenden Beobachtungsdaten leider nicht lang genug.

Bei den Modellierern wurde das Interesse an der Rolle der Sonneneinstrahlung erst bei der Fragestellung der anthropogenen Beeinflussung des Klimas geweckt, weil man nachweisen muß, ob die beobachtete Klimaänderung durch die (natürlichen) Solarschwankungen oder durch den menschlichen Einfluss hervorgerufen worden sind (IPCC 2001). Diese Veränderungen spielen sich auf Zeitskalen ab, die länger als der 11-Jahres Zyklus sind. Die Sonnenstrahlungsvariationen des 80-jährigen Gleißberg-Zyklusses führen zu einer Variabilität der an der Erdoberfläche absorbierten Sonneneinstrahlung von $0,5 - 0,75\text{ W/m}^2$ (CUBASCH et al. 1997). Diese Zahl muß man im Vergleich zu der Abschätzung des Strahlungsantriebs durch das Anwachsen der anthropogenen Treibhausgase von der vorindustriellen Zeit (1880) bis heute von ungefähr $2,4\text{ W/m}^2$ (IPCC 2001) sehen.

Berechnungen mit Energie-Balance-Modellen (WIGLEY und RAPER 1990, REID 1991, CROWLEY und KIM

1996) und dreidimensionalen gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modellen (WETHERALD und MANABE 1975, RIND und OVERPECK 1993, CUBASCH et al. 1997, TETT et al. 1999, CUBASCH und VOSS 2000) zeigen, daß solche kleinen Änderungen im Strahlungsantrieb durchaus Oberflächentemperaturänderungen in der Größenordnung von einigen Zehntel Grad erzeugen können.

In diesem Heft werden Modellergebnisse von Hamburger Rechnungen (CUBASCH et al. 1997, CUBASCH und VOSS 2000) vorgestellt. Weitere Rechnungen mit einem global gekoppelten Modelle wurden am Hadley Centre (TETT et al. 1999) durchgeführt, dessen Ergebnisse sich nicht wesentlich unterscheiden. Nach einer Beschreibung des Modelles und des numerischen Experimentes (Abschnitt 2) folgt eine Analyse der Klimawirksamkeit der seit dem 18. Jahrhundert beobachteten Solarintensitätsschwankungen auf die bodennahe Lufttemperatur (Abschnitt 3), auf den Ozean (Abschnitt 4) und auf die hohe Atmosphäre (Abschnitt 5). In Abschnitt 6 werden die Schwächen und Erweiterungsmöglichkeiten der Modelle angesprochen, der Forschungsbedarf diskutiert und das Potential, daß derartige Rechnungen für die Zukunft bieten, angesprochen. Einen ausführlichen Überblick über die Wechselwirkung Klima-Sonnenvariabilität bietet die letztes Jahr erschienene Monographie VON FRIISCHRISTENSEN et al. (2000).

2 Das Modell und das numerische Experiment

Alle Berechnungen in Hamburg wurden mit dem ECHAM3/LSG-Modell (VOSS et al. 1998) des gekoppelten Ozean-Atmosphären-Zirkulationsmodells durchgeführt. Dieses Modell hat eine horizontale Auflösung von ungefähr 5,6° (T21), 19 Schichten in der Atmosphäre und 11 Schichten im Ozean. Es besitzt einen Tagesgang und eine vollständige Parameterisierung der physikalischen Vorgänge (ROECKNER et al. 1992, MAIER-REIMER et al. 1993, DKRZ 1993). Die atmosphärische Komponente des Modells benutzt hybride Schichten für die vertikale Darstellung, d.h. in Bodennähe findet man Terrain folgende σ -Schichten, während in der höheren Atmosphäre Druckflächen benutzt werden. Eine Funktion beschreibt den Übergang zwischen σ - und Druckflächen. Die Obergrenze der Modellatmosphäre liegt bei ungefähr 10 hPa, die nächste Schicht bei 30 hPa und die darauf folgende bei 50 hPa. Das Strahlungsmodell behandelt die Sonneneinstrahlung in vier getrennten Spektralbändern (DKRZ 1993), siehe Tabelle 6-1. Die Ozonkonzentration wird fest vorgegeben.

Absorber	O ₃	H ₂ O	H ₂ O	H ₂ O, CO ₂
Spektralintervall (µm)	0.215-0.685	0.685-0.891	0.891-1.273	1.273-3.580

Tab. 6-1: Die Spektralintervalle der absorbierenden Substanzen, die in der Strahlungsparameterisierung verwendet werden.

Es wurden fünf Simulationen zur Solarvariation (Tabelle 6-2) durchgeführt, in zweien kommen die Abschätzungen der Solarvariabilität von HOYT und SCHATTEN (1993, H&S) zum Tragen, in zwei weiteren die von LEAN et al. (1995, LEAN). Beide Datenreihen basieren auf der seit dem 17. Jahrhundert beobachteten Zahl der Sonnenflecken, die durch Solarmodelle verschiedener Komplexität in Einstrahlungsintensitätsvariationen umgerechnet werden (Abb. 6-1a). In dem letzten Experiment wurde die Solarvariabilität nach HOYT und SCHATTEN sowie der beobachtete Anstieg der Treibhausgase als Eingabeparameter benutzt.

Experiment	H&S 1, 2	LEAN 1, 2	H&S + CO ₂	CTRL
Sonnenintensität	nach H&S	nach LEAN	nach H&S	1365 W/m ²
CO ₂	konstant	konstant	historischer CO ₂ -Anstieg	konstant
Anzahl der Simulationen	2	2	1	1
Simulationszeitraum	1700-1992	1700-1993	1880-1992	1000 Jahre

Tab. 6-2: Überblick der Experimente.

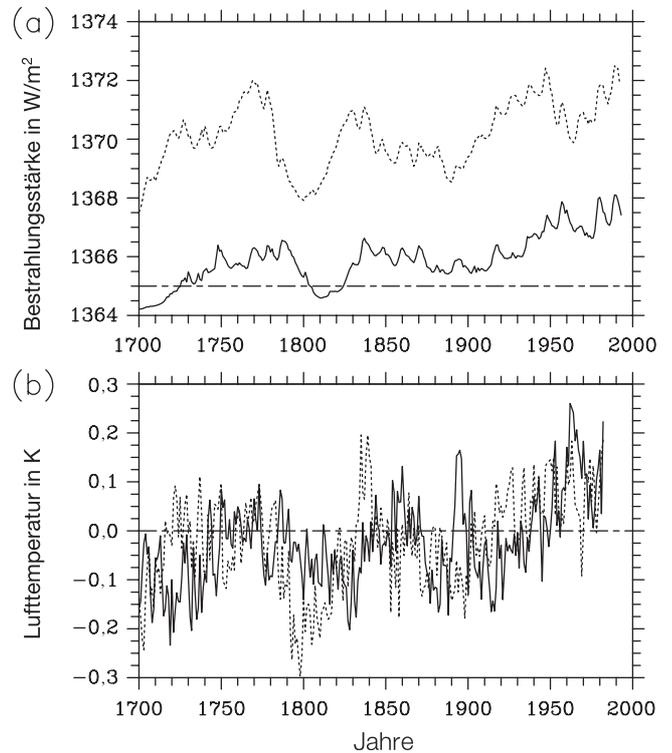


Abb 6-1: a) Die Sonnenstrahlung nach HOYT und SCHATTEN (1993) (H&S, punktierte Linie) und nach LEAN et al. (1995a) (LEAN, durchgezogene Linie). Die gestrichelte Kurve gibt die Solarkonstante, wie sie in den Kontrollsimulationen verwendet wird, wieder. b) Die Änderung der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur als Reaktion auf die Sonnenintensitätsschwankungen, gemittelt jeweils über die beiden Realisationen (H&S, LEAN).

Es gibt nicht einmal eine Übereinstimmung in den absoluten Werten der Solarkonstante der beiden Forschergruppen H&S und LEAN, auch nicht für die letzten 20 Jahre, obwohl hier schon Satellitenmessungen vorliegen. Trotz (oder wegen) der Satelliten gibt es deutliche Kalibrationsprobleme (FRÖHLICH und LEAN 1998), was in Abb. 6-2 a und b erkennbar ist: Oben sieht man die individuellen Satellitenmessungen der letzten 20 Jahre, und unten die zusammengefasste Entwicklung der Solarkonstante. Beide, H&S und LEAN haben den Absolutwert dieser Datenreihen individuell interpretiert und liegen innerhalb der Genauigkeit der Messungen.

In den letzten 20 Jahren stimmen die Phasen und Amplituden der Sonneneinstrahlung bei beiden Forschergruppen überein, da sie mit Satellitenmessungen geeicht werden konnten. Während der früheren Jahre treten Phasenverschiebungen auf, die teilweise länger als 20 Jahre sind. Dieses kann man durch die verschiedenen Methoden, die für diese Abschätzungen benutzt werden, erklären (KELLY und WIGLEY 1992). Um das Modellexperiment durchführen zu können, sind beide Solarkurven so normalisiert worden, daß der mittlere Wert zwischen 1700

und 1992 mit dem mittleren Wert, der in der Kontrollsimulation benutzt wird (1365 W/m^2), übereinstimmt.

3 Ergebnisse

3.1 Bodennahe Lufttemperatur

Abbildung 6-1b zeigt die Reaktion der bodennahen Lufttemperatur auf die Intensitätsschwankungen der Sonneneinstrahlung im globalen Mittel. Die Kurven zeigen jeweils das Mittel über 2 Simulationen mit dem gleichen Antrieb. Die bodennahe Lufttemperatur folgt sehr dicht dem solaren Antrieb, wenn man die H&S-Kurve benutzt, s. CUBASCH et al. (1997). Man sieht deutlich einen steilen Abfall der Temperatur um ungefähr 1800 und ein kontinuierliches Anwachsen während der letzten 100 Jahre. Nimmt man die LEAN-Abschätzung als Antrieb, dann ist die Reaktion um 1800 nicht so stark. Allerdings ist die Amplitude der Sonnenvariabilität von LEAN auch deutlich kleiner als die von H&S. Die Erwärmung während der letzten 100 Jahre tritt auch bei LEAN auf. Insgesamt sieht man deutlich eine Reaktion des Systems auf die langperiodischen Schwankungen (Abb. 6-1b). Der 11-Jahres-Zyklus, der deutlich in den Antriebsdaten sichtbar ist, wird in den Simulationsdaten der bodennahen Lufttemperatur nicht wiedergefunden. Die variable solare Einstrahlung verstärkt den langperiodischen Teil des Spektrums in den Simulationen (größer als 20 Jahre), der normalerweise zu schwach ist (STOUFFER et al. 1999). Das könnte ein Anzeichen dafür sein, daß man einen variablen, externen Antrieb braucht, um die Modelle in dem langperiodischen Bereich zu verbessern.

Das Muster der Erwärmung (Abb. 6-3) durch eine Zunahme der Solarintensität entspricht in erster Näherung dem Muster, das man erhält, wenn man die Treibhausgaskonzentration erhöht. Mit statistischen Methoden kann man jedoch das Solarmuster eindeutig vom Treibhausgas-Erwärmungsmuster trennen (HEGERL et al. 1997). In der vertikalen Temperaturverteilung ist das Signal für die Erwärmung durch ein Anwachsen der Solarintensität deutlicher zu sehen (CUBASCH et al. 1997). Während sich nämlich in der Troposphäre sowohl durch die vermehrten Treibhausgase als auch durch die höhere Sonnenintensität eine Erwärmung abzeichnet, sieht man in der Stratosphäre bei einem Sonnenintensitätsanstieg eine leichte Erwärmung, bei den Treibhausgasen dagegen durch den Deckeneffekt eine Abkühlung.

3.1.1 In historischen Zeiten

Während der Jahre 1700 bis 1900, die gewählt wurden, weil während dieser Zeit der anthropogene Einfluss auf das Klima noch vernachlässigbar ist, sind die verschiedenen Simulationen mit der Temperatur-Rekonstruktion für die Nordhemisphäre von MANN et al. (1998) verglichen worden (Abb. 6-4). Alle vier Simulationen repräsentieren eine mögliche Realisation der boden-

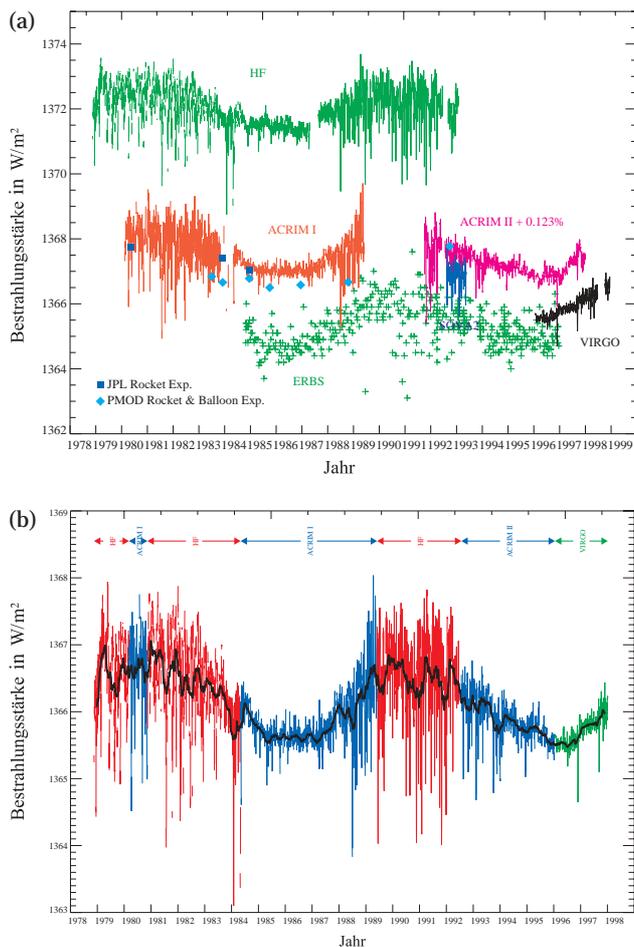


Abb. 6-2: a) Die Sonnenstrahlung, wie sie von verschiedenen Satelliten gemessen wurde.
 b) Die aus den verschiedenen Satellitenmessungen zusammengefasste Solareinstrahlung (nach FRÖHLICH und LEAN 1998).

nahen Lufttemperatur (VOSS und CUBASCH 2000). Wenn man annimmt, daß diese vier Experimente nur ein zufälliges Sample des Klimas sind (Monte Carlo Technik, CUBASCH et al. 1994) und dass sie eine Gauß'sche Verteilung haben, dann kann man sie mitteln, um die beste Repräsentation der Beobachtungen zu erhalten. Die Korrelationsmatrix (Tabelle 6-3) zeigt, daß die Korrelation des Mittelwertes über alle Experimente (T H&S + LEAN) im Vergleich zu den Beobachtungen so hoch ist wie das Mittel über die H&S-Experimente, aber besser als die einzelnen H&S-Experimente. Die Simulationen der bodennahen Lufttemperatur sind gut mit ihrem jeweiligen Antrieb korreliert. Die beiden Antriebsfunktionen haben unter sich dagegen nur eine Korrelation von 37 %.

	T MANN	T H&S	T LEAN	T H&S+ LEAN	S H&S	S LEAN
T Mann	1,00	0,40	0,27	0,40	0,42	0,11*
T H&S		1,00	0,46	0,92	0,87	0,69
T LEAN			1,00	0,76	0,23	0,65
T H&S+ LEAN				1,00	0,73	0,78
S H&S					1,00	0,37
S Lean						1,00

Tab. 6-3: Die Korrelation zwischen den beiden Abschätzungen der Sonnenintensität (S), den Beobachtungen (T MANN) und der Reaktion in den Simulationen (T LEAN, T H&S) gemittelt über jeweils die beiden Realisationen und gemittelt über alle Realisationen (T H&S+LEAN), für die Nordhemisphäre für den Zeitraum 1700–1900.

* deutet auf eine nicht-signifikante Korrelation bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 % hin. Die Zeitserien sind mit einem 15-jährigen gleitenden Mittel gefiltert worden.

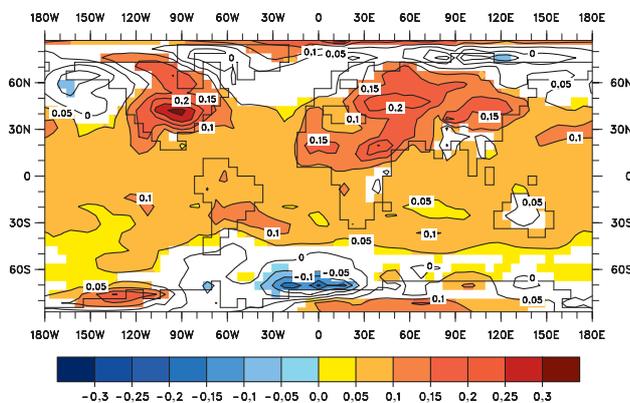


Abb. 6-3: Das horizontale Antwortmuster der bodennahen Lufttemperatur in $K/(W/m^2)$, berechnet durch eine Regression zwischen der Modellzeitserie und der an der Obergrenze der Atmosphäre einfallenden Sonnenstrahlung. Weiss: Gebiete mit nicht-signifikanter Regression beim 95 %-Niveau.

Die mittlere Kurve der zwei H&S-Experimente zeigt, daß die Erwärmung von 1700, die ungefähr 1770 ein Maximum zeigt und sich dann bis 1820 abkühlt, sehr gut in dem Hoyt-und-Schatten-Experiment wiedergegeben wird, wobei das Maximum bei 1770 übertrieben wird. Die LEAN-Experimente zeigen ein ähnliches Verhalten, aber mit einer geringeren Amplitude. Infolgedessen zeigt der Mittelwert über alle Experimente eine sehr gute Rekonstruktion der Temperaturkurve. Während der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts weist die Rekonstruktion eine Abkühlung auf, die Modelle zeigen dagegen schon eine Erwärmung.

3.1.2 Während der letzten 100 Jahre

Für die Solarexperimente erhält man einen linearen Trend von 0,19 K (H&S) bzw. 0,17 K (LEAN). Dieser Anstieg liegt deutlich unterhalb der beobachteten Änderung von 0,6 K (IPCC, 2001). Ein Satz von drei Experimenten (PAETH et al. 1999), in denen die Treibhausgase nach Beobachtungsdaten vorgeschrieben waren, aber in denen die Sonnenvariabilität nicht berücksichtigt wurde, berechnet einen linearen Trend von 0,43 K. Ein Experiment, in dem die Treibhausgase anwachsen und die solare Einstrahlung nach H&S vorgegeben wurde, zeigt einen linearen Trend von 0,6 K. Dies ist damit die realistischste Abschätzung. Die Simulationen, die am Hadley Centre durchgeführt wurden, zeigen ebenfalls, daß man nur mit dem Einfluss der Solareinstrahlung und dem anthropogenen Treibhauseffekt zusammen den beobachteten Temperaturverlauf simulieren kann (TETT et al. 1999).

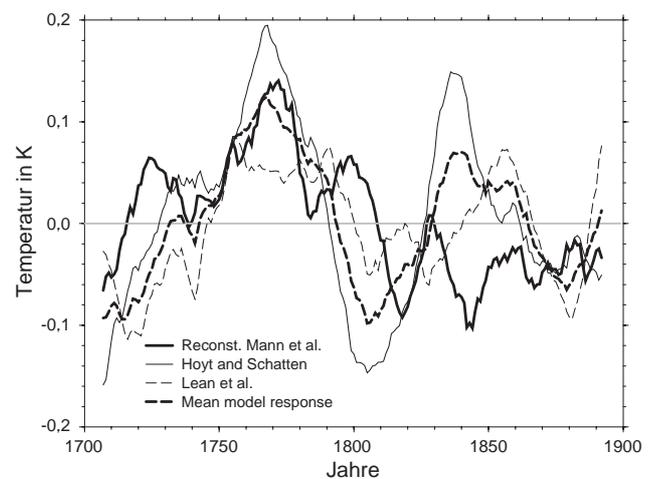


Abb. 6-4: Die rekonstruierte Temperaturänderung für die Nordhalbkugel (fett durchgezogen) von 1700 bis 1900 nach MANN et al. (1998), die mittlere Änderung der H&S-Experimente (dünn durchgezogen), der LEAN-Experimente (dünn unterbrochen) sowie der Mittelwert über alle vier Experimente (fett unterbrochen). Die Kurven sind mit einem 15-Jahresfilter gemittelt worden.

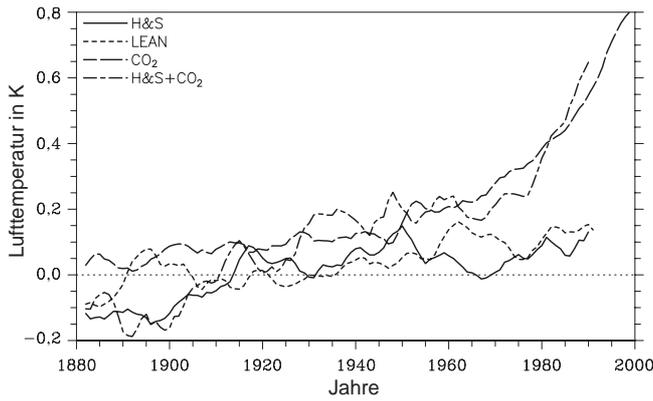


Abb.6-5: Die simulierte Änderung der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur von 1880 bis 1992 für die Solarexperimente (H&S, LEAN), für ein Ensemble von Treibhausgasänderungsexperimenten (CO₂, nach PAETH et al. 1999) sowie für ein Experiment mit Treibhausgas-Konzentrationsänderung und Solarvariabilität nach H&S. Es wurde ein 5-jähriges gleitendes Mittel berechnet.

globale Erwärmung durch die solare Einstrahlung zu einer Abnahme der Intensität der meridionalen Stromfunktion. Dieses ist ähnlich, wie man es in den meisten gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modellen beobachtet, wenn man die Treibhausgaskonzentration erhöht (RAHMSTORF 1999, IPCC 2001). Diese Reaktion findet man allerdings nicht in den Simulationen mit dem LEAN-Antrieb. Man kann bisher nur spekulieren, daß die Amplitude des LEAN-Antriebs zu schwach ist, um eine entsprechende Reaktion im System auszulösen.

Eine ähnlicher Unterschied im Signal taucht auf, wenn man die Lag-Korrelation zwischen der Stärke der Sonnenstrahlung und der Intensität der thermohalinen Zirkulation betrachtet. Im H&S-Experiment gibt es eine sehr hohe Korrelation (> 75 %) mit einem Lag von ungefähr 25 - 30 Jahren (Abb. 6-6). Dagegen gibt es nur eine vernachlässigbare oder nicht signifikante Korrelation in den LEAN-Experimenten.

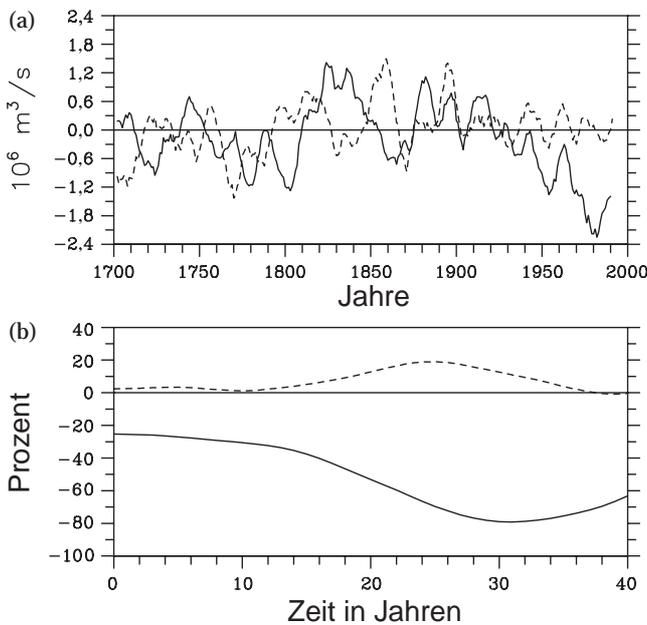


Abb. 6-6: a) Die Änderung des Maximums der meridionalen Stromfunktion im Nord-Atlantik gemittelt über die H&S- und die LEAN-Experimente. b) Die Lag-Korrelation zwischen dem solaren Antrieb und der Änderung des Maximums der meridionalen Stromfunktion. Es wurde ein 5-jähriges gleitendes Mittel berechnet.

Das Signal der Sonnenvariabilität kann somit auch im tiefen Ozean gefunden werden. Man erreicht 0,02 K in 700 m Tiefe im Nordatlantik mit einer Zeitverzögerung von ungefähr 40 Jahren (Abb. 6-7). Eine Reaktion des Systems auf der 11-Jahres-Zeitskala, wie sie z.B. von WHITE et al. (1997) gefordert wird, kann in den Experimenten dagegen nicht nachgewiesen werden (VOSS und CUBASCH, 2000).

4 Das Verhalten im Ozean

Abb. 6-6 zeigt das Maximum der meridionalen Stromfunktion im Atlantik. Man kann diese Größe als Maß für die Intensität des Golfstromes ansehen. In dem H&S-Experiment reagiert die thermohaline Zirkulation bei einer Verzögerung von etwa 30 Jahren auf eine Abschwächung der Solareinstrahlung mit einer Intensivierung. Dieses ist konsistent mit den Ergebnissen von MANABE et al. (1991), die bei einer Absenkung der atmosphärischen CO₂-Konzentration eine ähnliche Reaktion finden. Während der letzten 100 Jahre führt die

5 Die Reaktion in der Stratosphäre

Eine großer Einfluss der Sonnenvariabilität auf das Klima wurde in Beobachtungsstudien der hohen Atmosphäre von VAN LOON und LABITZKE (1998, 1999, 2000) beschrieben. Ihre Resultate, die auf Reanalyse-Zeitreihen von NCEP (KALNAY et al. 1996) basieren, zeigen ein konsistentes Antwortmuster in der geopotentiellen Höhe in der niedrigeren Stratosphäre (16 bis 30 km) südlich und um etwa 50° Nord in allen Monaten des Jahres, das sich mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus hebt und senkt und sich meridional von einer Sommerhemisphäre auf die andere (LABITZKE und VAN LOON 1997, VAN LOON und LABITZKE 1998, 1999, 2000) bewegt.

Man kann jetzt die Modellsimulationen mit diesen Resultaten vergleichen. Da die Modelldaten eine viel längere Zeitspanne umfassen als die Beobachtungsdaten, tauchen auch längere Perioden als der 11-Jahreszyklus auf, die mit verschiedenen Filtern (low-pass: 30 Jahre Mittel; band-pass: 8-15 Jahre) isoliert werden. Die verwendeten Filter haben eine Rechteck-Charakteristik.

5.1 Das 30-hPa-Höhenfeld

Die in dem beobachteten 30-hPa-Höhenfeld gefundene Korrelation (Abb. 6-8a) mit der Sonnenintensität hat ein Maximum in einem Breitengürtel von ungefähr 5°

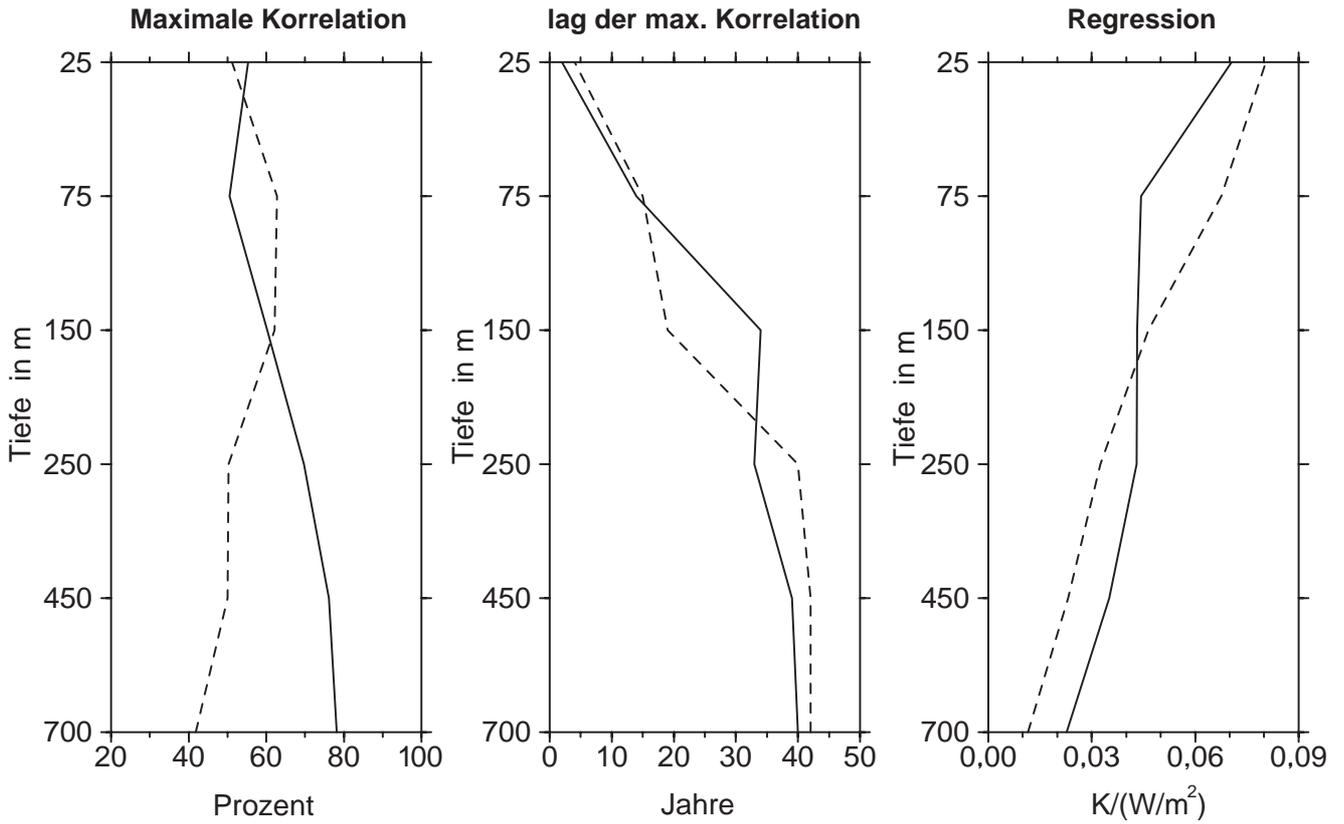


Abb. 6-7: Die maximale Korrelation, der „lag“ der maximalen Korrelation und die Regression zwischen Temperatur und Solarantrieb, gemittelt für den tropischen Atlantik (30° N bis 30° S). Durchgezogene Linie: H&S, gestrichelte Linie: LEAN.

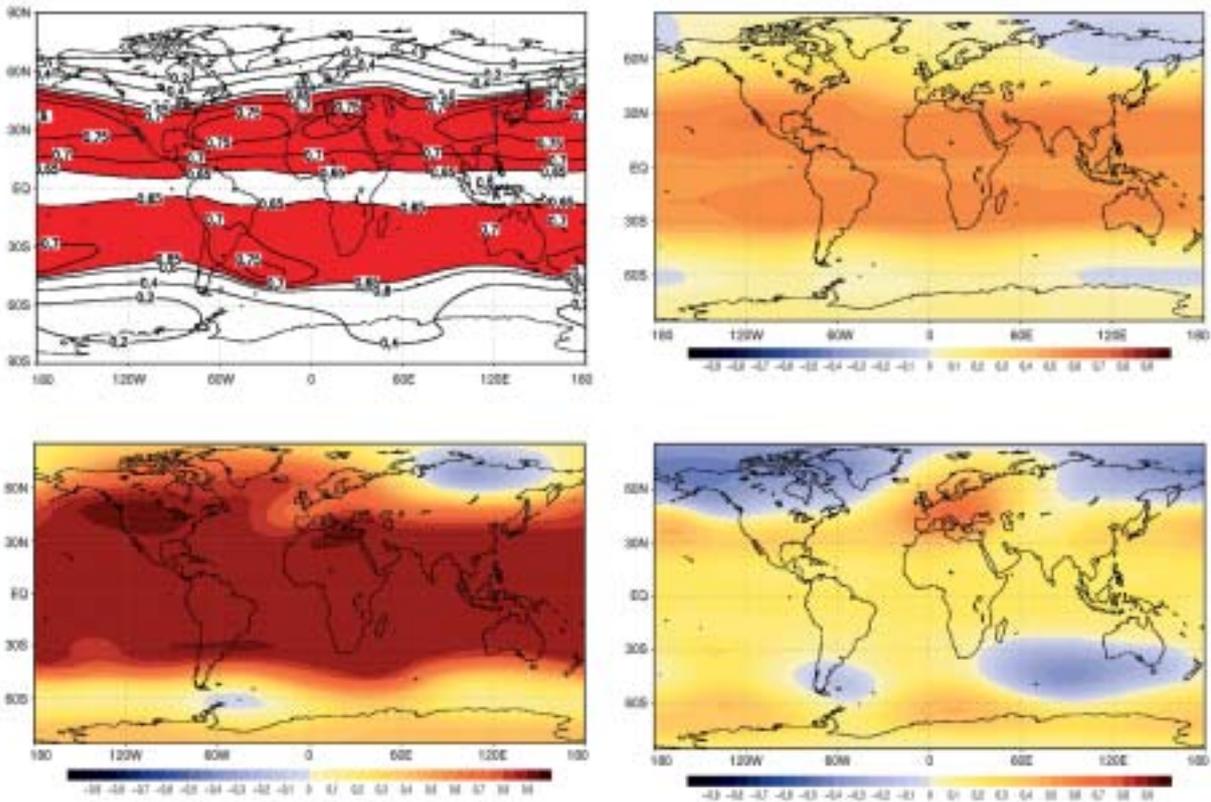


Abb. 6-8: Die Korrelation zwischen Sonneneinstrahlung und dem 30-hPa-Höhenfeld im Jahresmittel: a) beobachtet nach VAN LOON und LABITZKE (2000), b) die unfilterten Solarexperimente, c) die mit einem 30-jährigen Tiefpass gefilterten Experimente und d) die mit einem Band-pass (8-14 Jahre) gefilterten Experimente.

(N/S) bis 50° (N/S). In den Modellsimulationen (Abb. 6-8b bis d) kann dieser Gürtel in den ungefilterten Daten gefunden werden. Die Tiefpass-gefilterten Daten zeigen (Abb. 6-8c), dass das meiste dieser Korrelation als Antwort auf die langperiodischen Antriebs-Schwankungen (Gleissberg-Zyklus) zu interpretieren ist. Dieses Korrelationsmuster muß als die Antwort der Gesamttroposphäre angesehen werden, die durch die Änderung ihrer thermischen Struktur die 30-hPa-Höhenfläche beeinflusst. Die Antwort auf den 11-Jahres-Zyklus ist nicht deutlich erkennbar.

5.2 30-hPa-Temperatur

Die Korrelation der Sonnenintensität mit dem beobachteten 30-hPa-, zonal gemittelten Temperaturfeld für den borealen Sommer wird in Abb. 6-9a gezeigt. Die Korrelation ist am größten in der Nordsummerhemisphäre in einem Gürtel von 10° N bis 60° N als auch in einem Gürtel auf der Südhalbkugel um etwa 15° S. In den Simulationen taucht dieses Signal nicht auf (Abb. 6-9 b, c, d). Nur in den Bandpass-gefilterten Daten kann eine Korrelation der Sonnenstrahlung mit dem Temperaturfeld gefunden werden, jedoch mit dem umgekehrten Vorzeichen wie in den Beobachtungen. In dem Sommer der Südhemisphäre – umgekehrt wie in der Nordhemisphäre – kann eine positive Korrelation zwischen Sonnenantrieb und beobachteter 30-hPa-Temperatur gefunden werden in einem Gürtel von 10° S bis 60° S, wie auch in einer kleinen Region, die sich von der Karibik bis nach Saudi Arabien zieht. In den Simulationen ist ein vergleichbares Signal in keiner Jahreszeit entdeckbar.

6 Diskussion

Die Simulationen zeigen, daß es eine Reaktion des Modell-Klimasystemes auf die langperiodischen Schwankungen der Sonnenintensität (Gleissberg-Zyklus) gibt, nicht aber auf den 11-Jahreszyklus (Schwabe-Zyklus), dessen Amplitude nur 1/3 der des Gleissberg-Zyklus geträgt.

In ozeanographischen Beobachtungsdaten (WHITE et al. 1997, REID 1987) wurde jedoch eine Reaktion gefunden. Es ist scheint so, dass das Klimamodell für diese „kurzen“ Antriebsschwankungen nicht sensitiv genug ist. Hierfür kann man mehrere Faktoren anführen:

- Durch seine Abstammung von einem Wettervorhersagemodell wird die Stratosphäre nur in Ansätzen dargestellt, und besonders die oberen Schichten sind wegen der oberen Randbedingung problematisch (ARPE et al. 1998). Vorgänge in der Stratosphäre werden deshalb nur unzureichend dargestellt. Eine Abhilfe könnte da eine Erhöhung der Obergrenze der Modellatmosphäre bei gleichzeitiger Verbesserung der Auflösung der höheren Atmosphäre liefern.

- VAN LOON und LABITZKE (2000) zeigen, daß die Stratosphäre auf die Solarstrahlungsschwankungen in Abhängigkeit von der Phasenlage der QBO (quasi-biannual oscillation) unterschiedlich stark reagiert. In der östlichen Phase der QBO ist der Effekt größer als in der westlichen Phase. Das Modell, das in diesen Simulationen benutzt wird, kann nur eine schwache Ostphase simulieren (wie die meisten bekannten Modelle, ARPE et al. 1998, GIORGETTA und BENGTTSSON 1999), damit wird dieser Effekt nicht hinreichend realistisch wiedergegeben. Auch dieses scheint mit einer mangelhaften Auflösung der Stratosphäre zusammenzuhängen.
- Eine weitere Erklärung kann aus einer Anzahl von Studien hergeleitet werden, in denen die Wechselwirkung zwischen Ozon- und Sonneneinstrahlung analysiert wird (HAIGH 1996, 1999a, b, RIND und BALACHANDRAN 1995, BALACHANDRAN und RIND 1995, SHINDELL et al. 1999): In Zeiten mit überdurchschnittlicher Sonneneinstrahlung verschiebt sich das Spektrum des Sonnenlichtes in den UV-Bereich. Dieses führt zu einem klaren Erwärmungssignal in der Stratosphäre wegen der verstärkten Absorption der UV-Strahlung durch das stratosphärische Ozon. Dieser Effekt wird in dem verwendeten Modell nicht aufgelöst. Hier müsste eine spektral höher auflösende Strahlungsparametrisierung eingesetzt werden.
- Gleichzeitig wird zu Zeiten erhöhter UV-Strahlung auch mehr Ozon erzeugt. Dieser Effekt kann mit dem verwendeten Modell nicht aufgelöst werden. Man muss ein interaktives Chemiemodell ankoppeln, um derartige chemische Reaktionen in der Stratosphäre nachzubilden.
- Insgesamt erhält man durch die UV-Verschiebung eine positive Rückkopplung. Die oben erwähnten Studien deuten an, daß dieses zu einer signifikanten Veränderung der Vertikalstruktur der Atmosphäre führt und damit nicht nur die stratosphärische, sondern auch die troposphärische Zirkulation beeinflusst wird.

Eine weitere Frage, die zur Zeit heftig diskutiert wird, ist der Einfluß von interstellaren Teilchenströmen, die von der Sonnenaktivität moduliert werden. Es gibt Veröffentlichungen (SVENSMARK and FRIIS-CHRISTENSEN 1997, SVENSMARK 1998, MARSH und SVENSMARK 2000, TINSLEY 1994, TINSLEY et al. 2000), die zeigen, daß diese Teilchenströme mit der Bewölkung korreliert sind und damit das Klima in großem Maße (etwa 1,5 W/m²) beeinflussen. Andere Publikationen stellen diese Hypothese in Frage (GIERENS und PONATER 1999, KERNTHALER et al. 1999, NORRIS 2000) und auch die Korrelation zwischen Bewölkung und Sonnenzyklus scheint für das letzte Jahrzehnt nicht mehr nachweisbar (LASSEN und THEJLL 2000) zu sein.

Dieser Teilcheneffekt ist zur Zeit nicht in den Modellen enthalten, da es bisher keine gesicherte wissenschaftliche Grundlage gibt (HARRISON 2000). Es gibt aller-

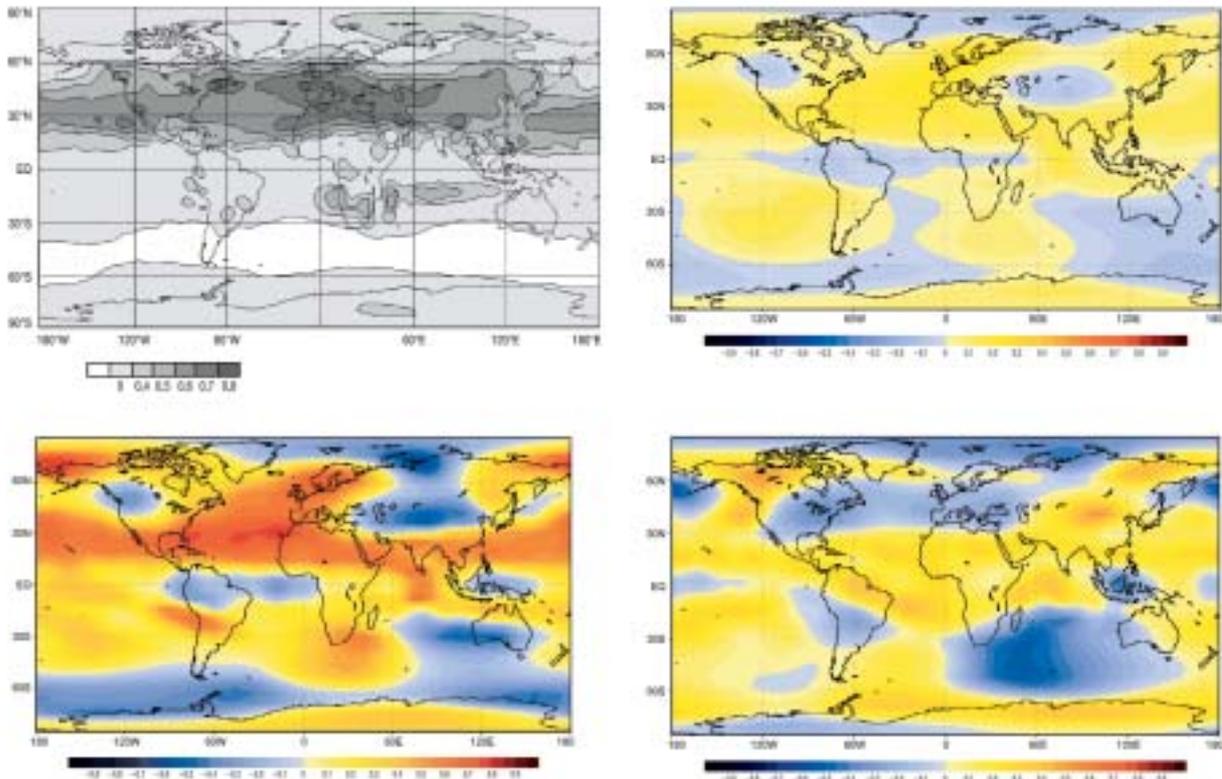


Abb. 6-9: Die Korrelation zwischen Sonneneinstrahlung und dem 30-hPa-Temperaturfeld für Juni/Juli: a) beobachtet nach VAN LOON und LABITZKE (2000), b) die ungefilterten Solarexperimente, c) die mit einem 30-jährigen Tiefpass gefilterten Experimente und d) die mit einem Band-pass (8-14 Jahre) gefilterten Experimente

dings Bestrebungen, bei CERN diese Hypothese zu überprüfen (KIRBY and LAAKSONEN 2000).

Man hat im Zuge der Diskussion über die anthropogene Klimabeeinflussung festgestellt, daß man recht wenig über die Sonnenvariabilität weiß. Es entwickeln sich jetzt vermehrt Forschungsinitiativen, um den Schwankungen der Solarintensität auf die Spur zu kommen, z. B. durch weitere Satelliten-Messungen, durch eine Verbesserung der Sonnenmodelle und durch vermehrte Sammlung von Proxydaten. Da die Eiszeiten und Warmzeiten wahrscheinlich nur durch externe Faktoren, d. h. in erster Linie die Sonne, angestoßen worden sein können, ist die Modellierung des Einflusses der Sonnenintensitätsvariationen auf das Klima als eine der großen Herausforderungen der Zukunft anzusehen.

Danksagung

Hiermit möchte ich meinen Dank an R. Voss ausdrücken, der die Experimente durchgeführt hat, an M. Giorgetta und Y. Unruh für ihre Beratung in wissenschaftlichen Aspekten, und an J. Wegner, I. Jarchau und G. Kohl-Jürgens für ihre technische Unterstützung. Die Experimente wurden durch die EU (Förderkennzeichen EV5V-CT92-0123) gefördert.

Literatur

- ARPE, K., L. DÜMENIL und M. A. GIORGETTA, 1998: Variability of the Indian monsoon in the ECHAM3 model – Sensitivity to sea surface temperature, soil moisture, and the stratospheric quasi-biennial oscillation. *J. Climate* **11**, 1837-1858.
- BALACHANDRAN, N. K. und D. RIND, 1995: Modeling the effects of UV variability and the QBO on the troposphere-stratosphere system. Part I: The middle atmosphere. *J. Climate* **8**, 2058 -2079.
- BEER, J., U. SIEGENTHALER, G. BONANI, R. C. FINKEL, H. ÖSCHGER, M. SUTER and W. WOLFLI, 1988: Information on past solar activity and geomagnetism from ^{10}Be in the Camp Century ice core. *Nature* **331**, 675-679.
- CROWLEY, T. J. und K.-Y. KIM, 1996: Comparison of proxy records of climate change and solar forcing. *Geophys. Res. Lett.* **23**, 359 -362.
- CUBASCH, U., B. D. SANTER, A. HELLBACH, G. C. HEGERL, H. HÖCK, E. MAIER-REIMER, U. MIKOLAJEWICZ, A. STÖSSEL und R. VOSS, 1994: Monte Carlo climate change forecasts with a global coupled ocean-atmosphere model. *Climate Dynamics* **10**, 1 -19.
- CUBASCH, U., G. C. HEGERL, R. VOSS, J. WASZKEWITZ und T. C. CROWLEY, 1997: Simulation with an O-AGCM of the influence of variations of the solar constant on the global climate. *Climate Dynamics* **13**, 757 -767.

- CUBASCH, U., R. VOSS, 2000: The influence of total solar irradiance on climate. *Space Science Rev.* **94**, 185 - 198.
- DKRZ, 1993: The ECHAM3 atmospheric general circulation model. Tech. Rep. No. 6, DKRZ, Bundesstr. 55, Hamburg, Germany
- FRIIS-CHRISTENSEN, E., C. FRÖHLICH, J. D. HAIGH, M. SCHÜSSLER, R. VON STEIGER (Hrsg.), 2000: Solar variability und climate. *Space Science Reviews* **94**, 1 - 2.
- FRÖHLICH, C., J. LEAN, 1998: The sun's total irradiance cycles, trends and related climate change uncertainties since 1976. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 4377 - 4380.
- GIERENS, K., M. PONATER, 1999: Comments on „H. Svensmark und E. Friis-Christensen, 1997: Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage – a missing link in solar-climate relationships“. *Journ. Atmos. and Solar-terr. Physics* **61**, 795 - 797.
- GIORGETTA, M. A., L. BENGTTSSON, 1999: The potential role of the quasi-biennial oscillation in the stratosphere-troposphere exchange as found in water vapour in general circulation model experiments. *J. Geophys. Res.* **104**, 6003 - 6019.
- HAIGH, J. D., 1996: The impact of solar variability on climate. *Science* **272**, 981 - 984.
- HAIGH, J. D., 1999a: Modelling the impact of solar variability on climate. *Journ. of Atmos. and Solar-Terr. Phys.* **61**, 63 - 72.
- HAIGH, J. D., 1999b: A GCM study of climate change in response to the 11-year solar cycle. *Q.J.R.M.S.* **125**, 871 - 892.
- HARRISON, R. G., 2000: Cloud formation and the possible significance of charge for atmospheric condensation and ice nuclei. *Space Sci. Rev.* **94**, 381 - 396.
- HEGERL, G. C., K. HASSELMANN, U. CUBASCH, J. F. B. MITCHELL, E. ROECKNER, R. VOSS, J. WASZKEWITZ, 1997: Multi-fingerprint detection and attribution analysis of greenhouse gas, greenhouse gas-plus-aerosol and solar forced climate change. *Climate Dynamics* **13**, 613 - 634.
- HOYT, D. V., K. H. SCHATTEN, 1993: A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700-1992. *J. Geophys. Res.* **98**, 18895 - 18906.
- IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C.I. Johnson (Hrsg.)]. *Cambridge University Press*, Cambridge, 881 S.
- KALNAY, E., M. KANAMITSU, R. KISTLER, W. COLLINS, D. DEAVEN, L. GANDIN, M. IREDELL, S. SAHA, G. WHITE, J. WOOLLEN, Y. ZHU, M. CHELLIAH, W. EBISUSAKI, W. HIGGINS, J. JANOWIAK, K. C. MO, C. ROPELEWSKI, J. WANG, A. LEETMA, R. REYNOLDS, R. JENNE, D. JOSEPH, 1996: The NCEP/NCAR 40-year re-analysis project. *Bull. Am. Met. Soc.* **77**, 437 - 471.
- KELLY, P. M., T. M. L. WIGLEY, 1992: Solar cycle length, greenhouse forcing and global climate. *Nature* **360**, 328 - 330.
- KERNTHALER, S. C., R. TOUMI, J. D. HAIGH, 1999: Some doubts concerning a link between cosmic ray fluxes and global cloudiness. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 863 - 865.
- LABITZKE, K., 1987: Sunspots, the QBO, and the stratospheric temperature in the north polar region. *Geophys. Res. Lett.* **14**, 535-537.
- LABITZKE, K., H. VAN LOON, 1997: The signal of the 11-year sunspot cycle in the upper troposphere-lower stratosphere. *Space Science Reviews* **80**, 393 - 410.
- LASSEN, K., P. THEJLL, 2000: Northern hemisphere temperatures and the solar cycle length theory: new data. *Geophys. Res. Abstr.* **2**, 25th EGS meeting, ISSN 1029 - 7006.
- LEAN, J., J. BEER, R. BRADLEY, 1995: Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geophys. Res. Lett.* **22**, 3195 - 3198.
- LEAN, J., 1997: The sun's variable radiation and its relevance to earth. *Annu. Rev. Astron. Astrophys.* **35**, 33 - 67.
- MAIER-REIMER, E., U. MIKOLAJEWICZ, K. HASSELMANN, 1993: Mean circulation of the Hamburg LSG OGCM and its sensitivity to the thermohaline surface forcing. *J. Phys. Oceano.* **23**, 731 - 751.
- MANABE, S., R. J. STOUFFER, M. J. SPELMANN, K. BRYAN, 1991: Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂: I Annual mean response. *J. Climate* **4**, 785 - 818.
- MANN, M. E., R. S. BRADLEY, M. K. HUGHES, 1998: Global scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature* **392**, 779 - 787.
- MARSH, N., H. SVENSMARK, 2000: Cosmic Rays, clouds and climate. *Space Science Rev.* **94**, 215 - 230.
- NORRIS, J. R., 2000: What can cloud observations tell us about climate variability. *Space Sci. Rev.* **94**, 375 - 380.
- PAETH, H., A. HENSE, R. GLOWIENKA-HENSE, R. VOSS, U. CUBASCH, 1999: The North Atlantic Oscillation as an indicator for greenhouse-gas induced climate change. *Climate Dynamics* **15**, 953 - 960
- RAHMSTORF, S., 1999: Shifting seas in the greenhouse. *Nature* **399**, 523 - 524.
- REID, G. C., 1987: Influence of solar variability on global sea surface temperatures, *Nature* **329**, 142-143.
- REID, G. C., 1991: Solar irradiance variations and the global sea surface temperature record. *J. Geophys. Res.* **96**, 2835 - 2844.
- RIND, D., J. OVERPECK, 1993: Hypothesized causes of decade-to-century scale climate variability: Climate model results. *Quat. Sci. Rev.* **12**, 357 - 374.
- RIND, D., N. K. BALACHANDRAN, 1995: Modeling the effects of UV-variability and the QBO on the troposphere-stratosphere system. Part II: The troposphere. *J. Climate* **8**, 2080 - 2095.
- ROECKNER, E., K. ARPE, L. BENGTTSSON, S. BRINKOP, L. DÜMENIL, M. ESCH, E. KIRK, F. LUNKEIT, M. PONATER, B. ROCKEL, R. SAUSEN, U. SCHLESE, S. SCHUBERT, M. WINDELBAND, 1992: Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution. Report No. **93**, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Bundesstr. 55, Hamburg.

- SHINDELL, D. T., D. RIND, N. BALACHANDRAN, J. LEAN, P. LONERGAN, 1999: Solar cycle variability, ozone and climate. *Science* **284**, 305 - 308.
- STOUFFER, R. J., G. C. HEGERL, S. F. TETT, 1999: A comparison of surface air temperature variability found in three 1000-year coupled ocean-atmosphere model integrations, *J. Climate* **13**, 513 - 537.
- STUIVER, M., T. F. BRAZUNIAS, 1991: Isotopic and solar records. In: Global Changes of the Past (R. S. Bradley, Hrsg.) Boulder, UCAR.
- SVENSMARK, H., E. FRIIS-CHRISTENSEN, 1997: Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage – a missing link in solar-climate relationships. *J. Atm. Sol. Terr. Phys.* **59**, 1225.
- SVENSMARK, H., 1998: Influence of cosmic rays on climate. *Phys. Rev. Lett.* **81**, 5027.
- TETT, S. F. B., P. A. STOTT, M. R. ALLEN, W. J. INGRAM, J. F. B. MITCHELL, 1999: Causes of twentieth-century temperature change near the Earth's surface. *Nature* **399**, 569 - 572.
- TINSLEY, B. A., 1994: Solar wind mechanism suggested for weather and climate change. *Eos, Trans. Am. Geophys. Un.* **75**, 369 - 374.
- TINSLEY, B. A., R. P. ROHRBOUGH, M. HEI, BEARD, K., 2000: Effects of image charges on the scavenging of aerosol particles by cloud droplets, and on droplet charging and possible ice nucleation processes. *J. Atmos. Sci.* **57**, 2118 - 2134.
- VOSS, R., R. SAUSEN, U. CUBASCH, 1998: Periodically synchronously coupled integrations with the atmosphere-ocean general circulation model ECHAM3/LSG. *Climate Dynamics* **14**, 249 - 266.
- VAN LOON, H., K. LABITZKE, 1998: The global range of the stratospheric decadal wave. Part I: Its association with the sunspot cycle in summer and in the annual mean, and with the troposphere. *J. Climate* **11**, 1529 - 1537.
- VAN LOON, H., K. LABITZKE, 1999: The signal of the 11-year solar cycle in the global stratosphere. *Journ. of Atmos. and Solar-Terr. Physics* **61**, 53 - 61.
- VAN LOON, H., K. LABITZKE, 2000: The influence of the 11-year solar cycle on the stratosphere below 30 km: a review. *Space Sci. Rev.* **94**, 259 - 278.
- WETHERALD, R. T., S. MANABE, 1975: The effects of changing the solar constant on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.* **32**, 2044 - 2059.
- WHITE, W. B., J. LEAN, D. R. CAYAN, M. D. DETTINGER, 1997: Response of global upper ocean temperature to changing solar irradiance. *J. Geophys. Res.* **102**, 3255 - 3266.
- WIGLEY, T. M. L., P. M. KELLY, 1990: Holocene climate change, 14C wiggles and verification in solar irradiance. *Phil. Trans. Roy. Soc. (London)*, **A330**, 547 - 560.
- WIGLEY, T. M. L., S. C. B. RAPER, 1990: Climatic change due to solar irradiance changes. *Geophys. Res. Lett.* **17**, 2169 - 2172.

7 H. GRAF Klimaänderungen durch Vulkane

1 Einleitung

Vulkanische Emissionen haben seit dem Beginn der Erdgeschichte zur Entstehung der Atmosphäre beigetragen. Viele der gasförmigen Bestandteile der Erdatmosphäre und auch der Hydrosphäre wie N_2 , H_2O , CO_2 , Halogenide und seltene Gase sind letztlich vulkanischen Ursprungs. Während zu Beginn der erdgeschichtlichen Entwicklung die vulkanische Aktivität noch sehr viel höher war, brechen heute pro Jahr etwa 50-100 Vulkane aus. Daneben gibt es noch eine Vielzahl fast ständig emittierender vulkanischer Quellen, die wenig spektakulär in der Form von effusiven Eruptionen oder durch diffusive Entgasung vor allem in geologischen Zeitskalen eine wesentliche Quelle von CO_2 und Schwefelspezies darstellen. Die wesentlichen vulkanogenen Gase sind in absteigender Reihenfolge der Emissionsmenge H_2O , CO_2 , SO_2 , H_2S , HCl und HF .

Am häufigsten eruptieren Vulkane in den Tiefen der Ozeane, dort wo aufsteigendes Magma die ozeanischen Platten auseinander treibt. Nur an wenigen Stellen dringt dieses Magma zur Oberfläche der Ozeane vor (z.B. Island, Azoren). Der Einfluss von Variationen in dieser Art vulkanischer Aktivität liegt auf Zeitskalen von 104-106 Jahren und erfolgt vor allem über das Treibhausgas CO_2 (RAMPINO 1991). Dort wo die ozeanischen Platten unter die Kontinentalplatten geschoben werden, entsteht mit dem Subduktionsvulkanismus eine besonders explosive Form, die klimatisch und atmosphären-chemisch relevante Gase direkt in die Atmosphäre gelangen lässt. Kurzzeitige Klimaänderungen, die einige Monate bis wenige Jahre andauern, sind deshalb zumeist auf Subduktionsvulkanismus zurückzuführen.

Große Vulkaneruptionen wurden schon immer mit Klima- und Witterungsanomalien in Verbindung gebracht. Plutarch (FORSYTH 1988) führte Missernten in Rom und Ägypten auf den Ausbruch des Ätna (44 v. Chr.) zurück und Benjamin Franklin, damals amerikanischer Botschafter in Paris, meinte, dass die kalte Witterung im Sommer und Winter 1783/84 durch die Aktivität der Laki-Spalte auf Island hervorgerufen wurde (FRANKLIN 1784). In seinem Buch „Catastrophe“ macht der Historiker D. KEYS (1999) sogar den Versuch, gesellschaftliche und klimatische Ereignisse im 6. Jahrhundert, wie die Völkerwanderung, den Ausbruch der Pest und den Zusammenbruch des Römischen Reiches im Jahre 536, auf ein einzelnes vulkanisches Ereignis zurückzuführen.

Manche Vulkaneruptionen (aber sicherlich nicht alle) führen zu einem Anstieg des Schwefelsäureaerosols in der unteren Stratosphäre um eine bis zwei Größenord-

nungen. Dieses Schwefelsäureaerosol wird durch die Oxidation magmatischer schwefelhaltiger Gase (vor allem SO_2) nach ihrem Transport in die Stratosphäre gebildet. Eine Übersicht der von Vulkanen emittierten Schwefelmenge ist in Tab. 7-1 zusammen mit einem Explosivitäts- und einem Trübungsindex gegeben. Wie man sieht, war das Ende des 19. / Anfang des 20. Jahrhunderts eine Phase besonders hoher vulkanischer Aktivität und nach einer Ruhepause von 50 Jahren, in der keine besonders starken Eruptionen auftraten, setzte mit dem Agung (1963) eine neue Serie ein. In den letzten beiden Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts scheint die vulkanische Aktivität zunehmend stärker geworden zu sein und entsprechend mehr vulkanische Gase sind der Atmosphäre zugeführt worden (HALMER et al. 2002).

Ursprünglich wurde die Klimawirksamkeit von Vulkanausbrüchen auf die Beladung der Atmosphäre mit Silikatstaub (den vulkanischen „Aschen“) zurückgeführt. Deshalb heißt der von LAMB (1970) eingeführte Index für die Klimabeeinflussung durch Vulkane auch Staub-Schleier-Index (DVI = **d**ust **v**eil **i**ndex). Erst nachdem Satellitenmessungen, die eigentlich zum Beobachten der Ozonschicht eingesetzt wurden, nach der Eruption des El Chichón (1982) große Mengen von SO_2 entdeckten, wurde klar, dass nicht feste Teilchen, sondern Schwefelsäuretröpfchen mit Radien von 0,1 bis 0,5 μm das vulkanische Aerosol in der unteren Stratosphäre bestimmen. Diese kleinen Tröpfchen können besonders intensiv mit der Strahlung wechselwirken, indem sie sichtbares Licht teilweise zurückstreuen und im nahen Infrarot sowie im langwelligen Bereich des Spektrums Strahlung absorbieren. Das hat zur Folge, dass einerseits weniger Sonnenstrahlung zur Erdoberfläche vordringt und somit die Atmosphäre abgekühlt wird: Im Falle von Krakatau und Pinatubo etwa um 0,3 °C im globalen Mittel. Andererseits führt die Absorption von Strahlung durch das Vulkanaerosol zu erheblichen (2-5 °C) Erwärmungen in der Stratosphäre. Die sind, wie später beschrieben werden wird, verantwortlich für zunächst ganz unerwartete Klimafolgen tropischer Vulkanausbrüche. Diese Aerosoltröpfchen aus hydrierter Schwefelsäure sind auch chemisch aktiv, indem sie die Aktivierung von Chlorverbindungen ermöglichen, die schließlich ozonzerstörend wirken.

Da die Aerosoltröpfchen sehr klein sind und in der Stratosphäre praktisch nur Gravitationskräfte zum Ausfällen führen, während Ausregnen und Auswaschen, die in der Troposphäre die effektivsten Reinigungsprozesse darstellen, fehlen, klingen vulkanische Störungen nur langsam ab. Die Aerosolmasse reduziert sich mit einer Halbwertszeit von etwa einem Jahr und

deshalb kann man von etwa zwei Jahren deutlicher Klimabeeinflussung nach einem entsprechend starken Ausbruch ausgehen. Sehr gute Übersichten zum Klimaeinfluss von Vulkanen wurden kürzlich von ROBOCK (2000) und ZIELINSKI (2000) publiziert. Mehr vulkanologisch interessierte Leser sollten auf SCHMINCKE (2000) zurückgreifen.

2 Strahlungswirkung

Durch große und hochreichende Vulkaneruptionen können ein großer Anteil der ursprünglich im Magma gelösten Gase sowie feste Teilchen (Silikataschen) in die Stratosphäre eingetragen werden. Der Klimaeffekt von Vulkanen basiert vor allem auf den schwefelhaltigen Gasen (SO₂ und H₂S). Vulkanische Aschen fallen schnell aus der Atmosphäre aus und haben keinen nachhaltigen Einfluss auf Strahlungstransport und Dynamik der Atmosphäre. Lokal tragen die Aschen natürlich einen großen Teil zum Gefährdungspotential von Vulkanausbrüchen bei, da dies durch die Ablagerung auf Pflanzen und Gebäuden, oder durch die Gefahr, die die aus dicken Hangablagerungen von Aschen entstehenden Schlammlawinen (Lahars) mit sich bringen.

Die beiden wichtigsten vulkanischen Gase Wasserdampf, H₂O, und Kohlendioxid, CO₂, sind für die kurzfristigen Klimaauswirkungen unerheblich, da die Emissionsmengen im Vergleich zu ihrer Konzentration in der Atmosphäre vernachlässigbar sind. Der emittierte Wasserdampf kann aber, wenn er zusammen mit den schwefelhaltigen Gasen in die Stratosphäre injiziert wird, ganz erheblich die optischen und chemischen Eigenschaften des sich bildenden stratosphärischen Schwefelsäureaerosols und damit die Strahlungs-, chemischen und klimatischen Wirkungen mitbestimmen (z. B. TEXTOR 1999). Da SO₂ und H₂S nur sehr schwer in Wasser löslich sind, werden sie in Eruptionswolken sehr effektiv in große Höhe transportiert. Sie werden, wenn sie die Stratosphäre erreichen, mit einer Umwandlungsrate 1/e von etwa einem Monat in gas-

förmige Schwefelsäure (H₂SO₄) oxidiert. Die erhöhte Schwefelsäurekonzentration verstärkt das stratosphärische Hintergrundaerosol einerseits durch binäre homogene Nukleation von Schwefelsäure und Wasser, wodurch die Teilchenzahl erhöht wird, andererseits durch Kondensation von H₂SO₄ und H₂O auf vorhandenen Teilchen, deren Radien dadurch anwachsen.

Das vulkanische Aerosol in der Stratosphäre hat typischerweise Radien bis in den Bereich der Wellenlänge sichtbaren Sonnenlichts. Deshalb sind sie wirksame Streuer von Sonnenlicht. Bei großen Eruptionen, wie El Chichón 1982 oder Pinatubo 1991, wird die direkte Sonnenstrahlung in einer Größenordnung von 100 W/m² reduziert. Fast um den gleichen Betrag nimmt die diffuse Strahlung zu, der Himmel erscheint dann am Tage milchig weiß. Die Differenz zwischen reduzierter direkter und erhöhter diffuser Strahlung ist in der Größenordnung von wenigen (1-10) Watt pro Quadratmeter am Erdboden und führt zu einer Abkühlung der Erdoberfläche. Wenn die Sonnenstrahlung nach Sonnenuntergang von der Aerosolschicht gestreut wird, erscheint der Himmel purpurrot. Die Zeit zwischen Sonnenuntergang und Auftreten des Purpurlichts kann zur Bestimmung der Höhe der Aerosolschicht genutzt werden.

Unter Verwendung verschiedener Datenquellen stellten STENCHIKOV et al. (1998) intensive Untersuchungen der Strahlungseigenschaften des Pinatubo-Aerosols an. Sie zeigten u. a., dass neben der Streuung von sichtbarem Sonnenlicht auch Absorption von Strahlungsenergie eine wichtige Rolle spielt. Im oberen Bereich der Aerosolwolke wird solare Strahlung im nahen Infrarot absorbiert. Dieser Effekt überwiegt die erhöhte langwellige Ausstrahlung durch das Aerosol und führt zu einer deutlichen Erwärmung der unteren Stratosphäre. Dazu trägt etwa in gleichem Maße die verstärkte Absorption von langwelliger terrestrischer Strahlung im unteren Bereich der Aerosolwolke bei. Die Beeinflussung dieser Prozesse durch Wolken in der Troposphäre ist gering und bleibt in der Regel eine Größenordnung kleiner als die direkten Aerosoleffekte.

Tab. 7-1:

Die größten Vulkanausbrüche der letzten 250 Jahre, ihre Explosivkraft (1-8), atmosphärische Trübung, genormt auf die Krakatau-Eruption (1885) und gemessene bzw. aus geologischen Befunden geschätzte* SO₂-Emissionen. Vor allem die SO₂-Emissionen sind extrem unsicher.

Vulkan	Jahr	Explosivität	Trübung	SO ₂ Mt
Laki-Spalte, Island	1783	4	2300	100*
Tambora, Indonesien	1815	7	3000	130*
Cosiguina, Nicaragua	1835	5	4000	
Askja, Island	1875	5	1000	
Krakatau, Indonesien	1883	6	1000	32*
Tarawera, Neuseeland	1886	5	800	
Santa Maria, Guatemala	1902	6	600	13*
Ksudach, Kamchatha	1907	5	500	
Katmai, Alaska	1912	6	500	12*
Agung, Indonesien	1963	4	800	5-13*
St. Helens, USA	1980	5	500	1
El Chichón, Mexiko	1982	5	800	7
Pinatubo, Philippinen	1991	6	1000	16-20

Die Erwärmung der stratosphärischen Aerosolschicht ist am stärksten dort, wo die Bodentemperaturen am höchsten und die Sonnenstrahlung am stärksten ist: in den Tropen (Abb. 7-1). Der daraus entstehende Temperaturunterschied zwischen verschiedenen Breiten führt zu Zirkulationsanomalien nicht nur in der Stratosphäre, sondern auch in der Troposphäre, die im Winter der Nordhemisphäre den Strahlungseffekt großer tropischer Vulkaneruptionen völlig überdecken können.

3 Dynamische Effekte

Abkühlung an der Erdoberfläche ist der typische Effekt, nach dem bei Analysen von Beobachtungsmaterial gesucht wurde, wenn die Klimawirkung von Vulkanen gezeigt werden sollte. Schon 1978 modellierten HANSEN et al. mit einem Strahlungskonvektionsmodell die Abkühlung am Boden und die Erwärmung in der Stratosphäre auf der Grundlage der Daten von der AGUNG (1963), Eruption. Mit Energiebilanzmodellen und mit einfachen Modellen der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre wurde die Abkühlung ebenfalls bestimmt (z. B. ROBOCK 1978; HANSEN et al. 1992). Allerdings ergaben sich immer wieder Diskrepanzen zu Beobachtungen derart, dass die Modelle die größten Effekte für den Winter ergaben, wenn infolge der Abkühlung mehr Schnee fällt und dieser wegen der erhöhten Albedo die Abkühlung verstärkt. Beobachtungen (z. B. zonale Mitteltemperaturen) konnten dies aber nicht bestätigen (Abb. 7-2, schwarze Kurven), so dass an der Klimawirksamkeit von Vulkanen gezweifelt wurde. Ein Problem bei der Datenanalyse ist, dass häufig El Niños gleichzeitig mit vulkanischen Störungen aufgetreten sind (allerdings *nicht* in ursächlichem Zusammenhang!) und sich so zwei etwa gleichstarke Klimaantriebe überlagerten. Deshalb gab es zahlreiche Versuche, beide Signale in den Beobachtungen voneinander zu separieren (statistisch z. B. MASS und PORTMAN 1989; in Klimamodellen z. B. KIRCHNER und GRAF 1995).

Die statistisch „bereinigten“ Vulkansignale zeigen sehr gut die erwartete Abkühlung in niederen Breiten und Nordamerika; die teilweise erheblichen positiven Temperaturabweichungen im Winter über Europa und Sibirien (GROISMAN 1992) konnten aber immer noch nicht erklärt werden. Das gelang erst durch die Anwendung von Klimamodellen, die die stratosphärische Zirkulation und ihre Veränderung durch die oben genannten Strahlungsprozesse einigermaßen realistisch beschreiben (GRAF et al. 1993) (Abb. 7-2, rote Kurve). Bei ihrer systematischen Untersuchung der Temperatureffekte großer Vulkaneruptionen im Winter fanden ROBOCK und MAO (1992) nach Eliminierung der El Niño-Effekte eine typische Verteilung der Temperaturanomalien im Winter. An der Erdoberfläche erfolgt in mittleren Breiten eine Erwärmung, die besonders stark über Eurasien ist, während über den Ozeanen und im Mittleren Osten im ersten und zweiten Winter nach tropischen Eruptionen Abkühlung beobachtet wird. In niederen Breiten

wird ganzjährig eine Abkühlung gefunden. Das in Abb. 7-3 gezeigte Muster von Temperaturanomalien nach der Pinatubo Eruption im Juni 1991 ist charakteristisch für alle Großeruptionen, die z. B. in die Untersuchung von ROBOCK und MAO (1992) einfließen. Hier sind nicht die üblichen Wetterhütten Daten von meteorologischen Stationen dargestellt, sondern Satellitendaten, die mit Hilfe von Mikrowellen die Temperatur der unteren Troposphäre repräsentieren. Das ermöglicht im Gegensatz zu den konventionellen Daten eine lückenlose Darstellung der Temperaturverhältnisse. Abb. 7-4 enthält Temperaturanomalien aus klassischen Messungen in Bodennähe. Die Strukturen ähneln stark denen in Abb. 7-2, sind aber, besonders über Asien, wo positive Anomalien von mehr als 2,5 °C (im Wintermittel!) auftraten, in den Amplituden stärker. Die positiven Werte im tropischen Pazifik sind auf das gleichzeitig ablaufende El Niño-Ereignis zurückzuführen.

Die Temperatur der unteren Troposphäre war im ersten Winter nach der Pinatubo-Eruption über Nordamerika, Europa und Sibirien viel höher als normal, während sich Kälte über Grönland, dem Mittleren Osten und Südostasien (hier nur in den Satellitendaten sehr deutlich) breit machte. In diesem (und auch im darauffolgenden) Winter schneite es in Jerusalem – ein sehr seltenes Ereignis. Eine *Nature*-Titelgeschichte zeigte, dass das massenhafte Absterben von Korallen im Roten Meer offensichtlich auf die durch Abkühlung und starke Nordwinde hervorgerufene verstärkte Durchmischung des Wassers, dadurch höheres Nährstoffangebot und dramatisches Algenwachstum zurückzuführen ist (GENIN et al. 1995). Derartiges Korallensterben wurde bisher praktisch nur in Wintern nach großen Vulkanausbrüchen nachgewiesen. Die Temperaturanomalien in den Abb. 7-2 und 7-3 zeigen eine deutliche Wellenstruktur und stehen dem eigentlich aus reinen Strahlungsprozessen zu erwartenden Ergebnis entgegen, das im Winter stärkste Abkühlung gerade über den Kontinenten mittlerer und hoher Breiten erfordert. Offenbar gibt es besonders starke dynamische Effekte, die die Zirkulation in mittleren Breiten und die Struktur der planetaren Wellen beeinflussen.

Eine theoretische Erklärung für diese Effekte haben GRAF et al. (1993) und PERLWITZ und GRAF (1995) gegeben. Letztere konnten zeigen, dass es einen direkten Zusammenhang zwischen der Stärke des winterlichen Polarwirbels in der unteren Stratosphäre sowie Phase und Amplitude von planetaren Wellen in der Troposphäre gibt. Wenn der Polarwirbel stark ist, ergibt sich gerade eine solche Wellenstruktur, die zu den nach Vulkanausbrüchen beobachteten Temperaturanomalien gehört. Dieses Muster ist ein natürliches Variabilitätsmuster, das der Atmosphäre innewohnt. Es kann deshalb leicht angeregt werden und ist nicht auf Vulkanausbrüche beschränkt. Auch der zunehmende Treibhauseffekt, die Beeinflussung von Ozon durch die FCKWs und sogar solare Variationen können dieses Muster anregen (GRAF et al. 1995, SHINDELL et al.

1999). Der Mechanismus, der zu diesem Verhalten führt, ist vereinfacht gesagt so, dass in der Troposphäre angeregte (z. B. durch Gebirge oder Land-Meer-Kontraste) planetare Wellen normalerweise in die Stratosphäre vordringen und dort zu Erwärmung führen. Dieses Vordringen wird ab einer bestimmten kritischen zonalen Windgeschwindigkeit verhindert (CHARNEY und DRAZIN 1961). Dann wird die Energie der planetaren Wellen reflektiert, überlagert mit der ursprünglichen Welle in der Troposphäre und erzeugt schließlich ein bestimmtes stationäres Wellenmuster.

Wenn der Polarwirbel extern angetrieben wird (wie z. B. durch die starke Absorption von Wärmestrahlung am vulkanischen Aerosol in den Tropen und den damit

verstärkten Temperaturgradienten zwischen Äquator und Pol) werden die sonst auftretenden plötzlichen stratosphärischen Erwärmungen unterdrückt und der starke Polarwirbel bleibt den ganzen Winter über erhalten. Dabei wird die untere Stratosphäre innerhalb des isolierten Wirbels kalt gehalten. Wenn äußerer Antrieb fehlt, kommt es häufiger zu plötzlichen Erwärmungen, die den Wirbel abschwächen oder gar aufbrechen. Diese Prozesse werden von Klimamodellen relativ gut widergespiegelt und deshalb war es möglich, auch die im Winter beobachteten uneinheitlichen Temperaturanomalien nach der Pinatubo-Eruption in sehr guter Übereinstimmung mit Beobachtungen zu modellieren (Abb. 7-5). Vulkanausbrüche können daher als ein besonders guter Test für Klimamodelle gelten.

Abb. 7-1:

Temperaturabweichungen vom langjährigen (1979-90) Mittel in der unteren Stratosphäre nach dem Ausbruch des Mt. Pinatubo im Juni 1991. Die Daten beruhen auf Mikrowellenmessungen des NOAA-MSU-Gerätes. Man beachte die durchgehende Erwärmung in den Tropen im Vergleich zu niedrigen Temperaturen in hohen Breiten, vor allem im zweiten Winter. Abstand der Isothermen 1 °C.

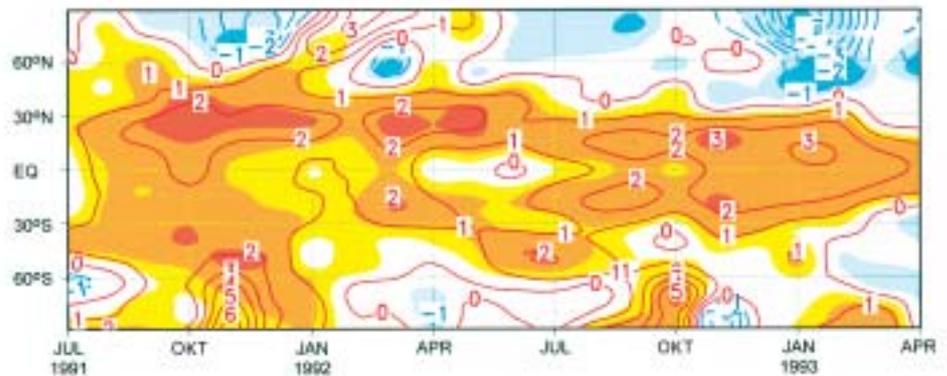


Abb. 7-2:

Beobachtete (oben) nach KELLY et al. (1996) und modellierte (unten) globale Temperaturanomalien nach der Pinatubo-Eruption im Juni 1991 (schwarzes Dreieck). Beobachtungen sind im Mittel um +0,4 °C nach oben verschoben worden. Das Modell von HANSEN (1992) enthält praktisch keine Stratosphäre und kann die „Wintererwärmung“ nicht rekonstruieren. Das Modell von KIRCHNER et al. (1999) kann mit seiner schwach aufgelösten Stratosphäre zumindest ansatzweise den Zeitverlauf der beobachteten Temperatur nachvollziehen.

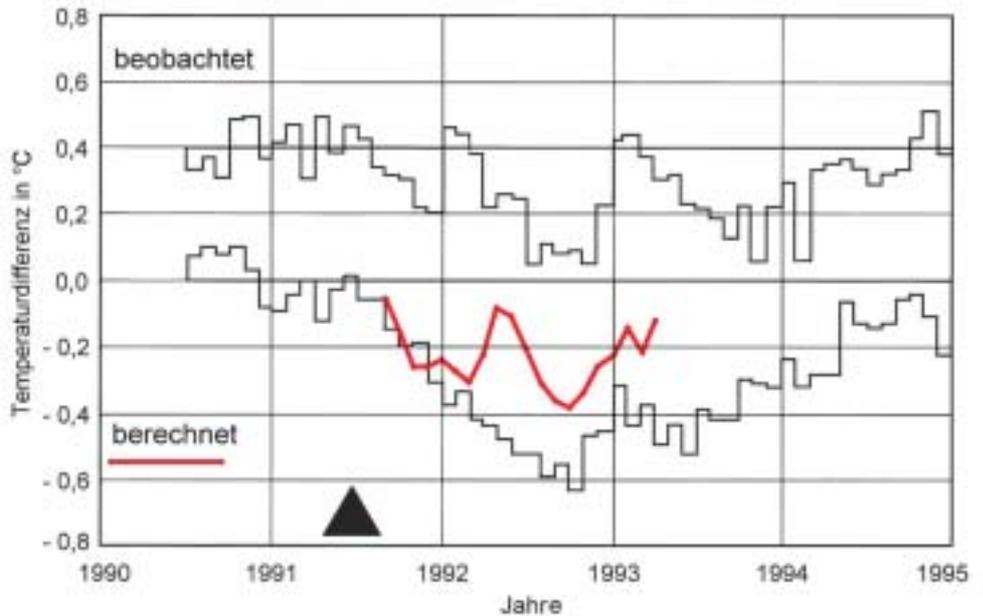
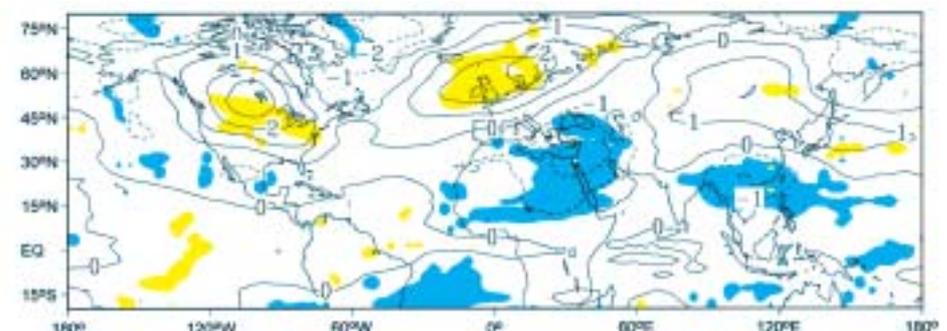


Abb. 7-3:

Temperaturanomalie (bezüglich dem Mittel 1986-1990) in der unteren Troposphäre nach der Pinatubo-Eruption. Satellitendaten von NOAA-MSU, Kanal 2LT. Abstand der Isothermen 1 °C.



4 Chemische Effekte

Vulkanische Aerosole beeinflussen nicht nur die Strahlungsströme in der Stratosphäre, sondern auch chemische Prozesse. Am wichtigsten ist dabei der Einfluss auf das Ozon. Die Reaktionen, die Ozon bilden und zerstören, sind abhängig von ultravioletter Strahlung, Temperatur und dem Vorhandensein von Oberflächen, an denen heterogene chemische Reaktionen stattfinden können. All diese werden durch Vulkane beeinflusst. Durch die Erwärmung der aerosolführenden Schicht der Stratosphäre kommt es zu einer Anhebung der Isentropenflächen und das auf ihnen transportierte Ozon gelangt in höhere Atmosphärenschichten. Dort kommt es wegen der höheren Energiedichte der Solarstrahlung zur vermehrten Photodissoziation von Ozon und damit zur Absenkung der Gleichgewichtskonzentration von Ozon, also zu einem effektiven Ozonabbau. In gleicher Richtung kann auch durch das Aerosol rückgestreutes und mehrfach gestreutes Sonnenlicht wirken.

Heterogene Chemie, die zum plötzlichen Entstehen des antarktischen Ozonlochs in jedem Jahr seit 1979 führt, spielt sich an der Oberfläche von aus Salpetersäure und Wasser bestehenden Elementen der polaren Stratosphären Wolken ab. Diese entstehen nur bei sehr niedrigen Temperaturen und sind über der Arktis entsprechend seltener. Bei diesen heterogenen Reaktionen wird das aus FCKW stammende anthropogene Chlor in der Stratosphäre aktiviert und kann dann nach dem Ende der Polarnacht sehr schnell Ozon zerstören (SOLOMON et al. 1996). Die gleichen Reaktionen können aber auch auf den aus Wasser und Schwefelsäure bestehenden vulkanischen Aerosolen ablaufen. Dann ist dieser Prozess nicht mehr auf die extrem kalten Polargebiete beschränkt und ist ganzjährig global wirksam. So wurde

nach dem Pinatubo-Ausbruch 1991 eine Reduktion des Gesamtozons in den Tropen von 2 % und in mittleren Breiten von 7 % gemessen (ANGELL 1997). Innerhalb der Aerosolwolke war der Ozonabbau noch viel stärker und erreichte -20 % bis -30 % (ANSMANN et al. 1996) in mittleren nördlichen Breiten. Die Folge dieses Ozonabbaus war eine Zunahme der ultravioletten Strahlung am Boden, da die Abnahme der Ozonkonzentration geringere UV-Absorption in der Stratosphäre bedingte, die durch die etwas verstärkte Rückstreuung von UV durch das Aerosol nicht kompensiert wurde.

Die geringere Ozonkonzentration und deshalb geringere UV-Absorption in der Aerosolwolke führte zu einer geringeren Erwärmung im Bereich der Pinatubo Aerosolwolke – die oben besprochenen dynamischen Effekte waren daher reduziert. Modellrechnungen von KIRCHNER et al. (1998, 1999) haben gezeigt, dass dieser Effekt etwa ein Drittel des Gesamteffekts ausmacht. Wenn die Maßnahmen zum Schutze der Ozonschicht weiter greifen, wird ein ähnlich starker Vulkanausbruch wie der des Pinatubo in Zukunft sich wieder stärker auf die Zirkulation und damit auf die winterlichen Klimaanomalien auswirken.

5 Zusammenfassende Wertung

Vulkanische Großeruptionen, bei denen einige Millionen Tonnen von Schwefeldioxid und/oder Schwefelwasserstoff in die Stratosphäre gelangen, sind generell in der Lage, das Klima zumindest über einen Zeitraum von 1 bis 2 Jahren deutlich zu beeinflussen. Initial-effekte werden durch Absorption und Streuung von Sonnenstrahlung bzw. terrestrischer Wärmestrahlung angeregt. Diese können zu Änderungen der Zirkula-

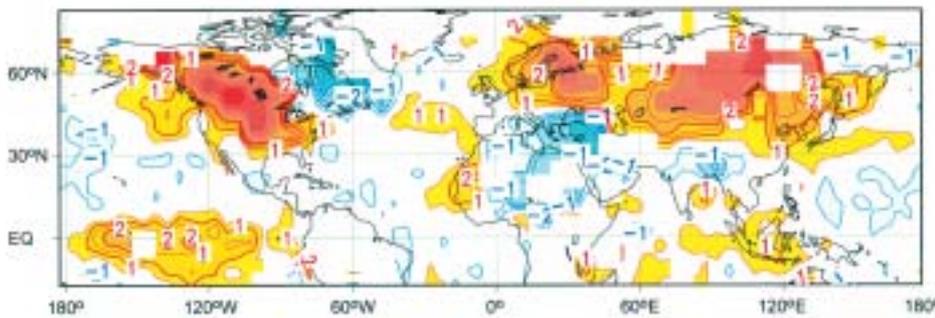


Abb. 7-4: Konventionelle Temperaturanomalien in 2 m über Grund. Daten von JONES und BRIFFA (1992). Abstand der Isothermen 1 °C.

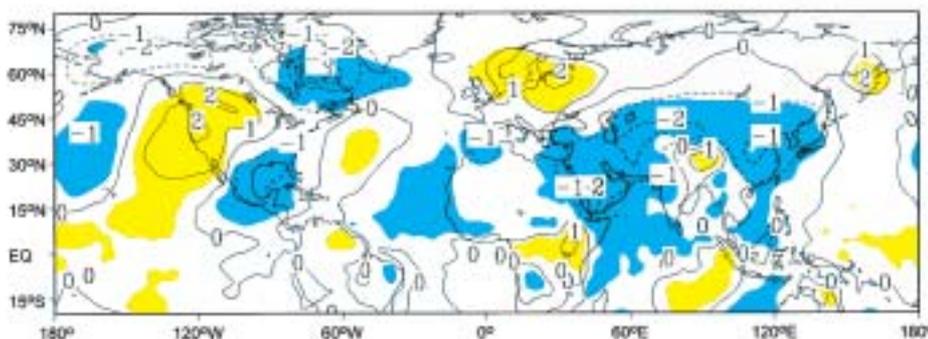


Abb. 7-5: Mit einem Klimamodell (ECHAM4) simulierte Temperaturanomalien der unteren Troposphäre, die der vertikalen Wichtung des MSU 2LT-Kanals entsprechen (vgl. Abb. 7-3). Schattierte Flächen entsprechen signifikanten Anomalien mindestens auf dem 80 %-Niveau. Das Modell wurde mit beobachtetem Pinatubo-Aerosol angetrieben (STENCHIKOV et al. 1998). Abstand der Isothermen 1 °C.

tion der Atmosphäre führen, deren advektiv bedingte Temperatur- und Niederschlagsanomalien die reinen Strahlungseffekte je nach Region verstärken, schwächen oder sogar ins Gegenteil kehren. Die Rolle von Serien von Vulkanausbrüchen für das Entstehen der kleinen Eiszeit wird diskutiert, ist aber, wie auch ein kausaler Zusammenhang zwischen dem Fehlen von Großausbrüchen etwa von 1912 bis 1963 und der im gleichen Zeitraum stattfindenden globalen Erwärmung, nicht nachgewiesen. Nachgewiesen ist jedoch der Einfluss des Menschen auf die Wirkung von Vulkanaerosol vor allem hinsichtlich des stratosphärischen Ozons. Erst nachdem mit dem Freisetzen von FCKWs ein Chlorreservoir in der Stratosphäre geschaffen wurde, wirkt das Schwefelsäureaerosol ozonabbauend. Unter natürlichen Bedingungen war dagegen eine Zunahme von stratosphärischem Ozon zu erwarten. Die menschengemachte Ozonvernichtung durch vulkanisches Aerosol wirkt auch der Aufheizung der Aerosolschicht entgegen und dämpft damit die dynamischen Auswirkungen von Vulkanaerosol auf die stratosphärische und troposphärische Zirkulation.

Literatur

- ANGELL, J. K., 1997: Estimated impact of Agung, El Chichón, and Pinatubo volcanic eruptions on global and regional total ozone after adjustment for the QBO, *Geophys. Res. Lett.* **24**, 647-650.
- ANSMANN, A., F. WAGNER, U. WANDINGER, I. MATTIS, U. GÖRSDORF, H.-D. DIER, J. REICHHARDT, 1996: Pinatubo aerosol and stratospheric ozone reduction: Observations over Central Europe, *J. Geophys. Res.* **101** (D13), 18,775-18,785.
- CHARNEY, J. G., P. G. DRAZIN, 1961: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.* **66**, 83-109.
- FORSYTH, P. Y., 1988: In the wake of Etna, 44 B. C., *Classical Antiquity* **7**, 49-57.
- FRANKLIN, B., 1784: Meteorological imaginations and conjectures, *Manchester Literary and Philosophical Society Memoirs and Proceedings* **2**, 122. [Nachdruck in *Weatherwise* **35**, S. 262, 1982.]
- GENIN, A., B. LAZAR, S. BRENNER, 1995: Vertical mixing and coral death in the Red Sea following the eruption of Mount Pinatubo, *Nature* **377**, 507-510.
- GRAF, H.-F., I. KIRCHNER, A. ROBOCK, I. SCHULT, 1993: Pinatubo eruption winter climate effects: Model versus observations, *Climate Dynamics* **9**, 81-41.
- GRAF, H.-F., J. PERLWITZ, I. KIRCHNER, I. SCHULT, 1995: Recent northern winter climate trends, ozone changes and increased greenhouse gas forcing. *Contrib. Atmos. Phys.* **68**, 233-248.
- GROISMAN, P. Y., 1992: Possible regional climate consequences of the Pinatubo eruption: An empirical approach, *Geophys. Res. Lett.* **19**, 1603-1606.
- HALMER, M. M., H.-U. SCHMINCKE, H.-F. GRAF, 2002: The annual volcanic gas input into the atmosphere, in particular into the stratosphere: a global data set for the past 100 years. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **115**, 511-528.
- HANSEN, J. E., W.-C. WANG, A. A. LACIS, 1978: Mount Agung provides a test of a global climatic perturbation, *Science* **199**, 1065-1068.
- HANSEN, J., A. LACIS, R. RUEDY, M. SATO, 1992: Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption, *Geophys. Res. Lett.* **19**, 215-218.
- JONES, P. D., K. R. BRIFFA, 1992: Global surface air temperature variations during the twentieth century. *Holocene* **2**, 165-179.
- KELLY, P. M., P. D. JONES, J. PENQUIN, 1996: The spatial response of the climate system to explosive volcanic eruptions. *Intl. J. Climatol.* **16**, 537-550.
- KEYS, D., 1999: Catastrophe: An Investigation into the Origins of the modern World. Ballantine Books, The Ballantine Publ. Group, New York, 520 S.
- KIRCHNER, I., H.-F. GRAF, 1995: Volcanoes and El Niño: Signal separation in Northern Hemisphere winter, *Climate Dyn.* **11**, 341-358.
- KIRCHNER, I., G. L. STENCHIKOV, H.-F. GRAF, A. ROBOCK, J. C. ANTUÑA, 1998: Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption, Report 261, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 35 S. und: 1999: *J. Geophys. Res.* **104** (D16), 19,039-19,055.
- LAMB, H. H., 1970: Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance, *Philos. Trans. Royal Soc. London A* **266**, 425-533.
- MASS, C. F., D. A. PORTMAN, 1989: Major volcanic eruptions and climate: A critical evaluation, *J. Climate* **2**, 566-593.
- PERLWITZ, J., H.-F. GRAF, 1995: The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the northern hemisphere in winter, *J. Climate* **8**, 2281-2295.
- RAMPINO, M., 1991: Volcanism, climate change, and the geological record. Sedimentation in Volcanic Settings. *Soc. Sed. Geol. Spec. Publ.* **45**, 9-18.
- ROBOCK, A., 1978: Internally and externally caused climate change, *J. Atmos. Sci.* **35**, 1111-1122.
- ROBOCK, A., J. MAO, 1992: Winter warming from large volcanic eruptions, *Geophys. Res. Lett.* **12**, 2405-2408.
- ROBOCK, A., 2000: Volcanic eruptions and climate. *Rev. Geophys.* **38**, 2, 191-219.
- SCHMINCKE, H.-U., 2000: Vulkanismus, 2. überarbeitete Auflage, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 264 S.
- SHINDELL, D. T., D. RIND, N. BALACHANDRAN, J. LEAN, P. LONERGAN, 1999: Solar cycle variability, ozone and climate. *Science* **284**, 305-308.
- SOLOMON, S., R. W. PORTMANN, R. R. GARCIA, L. W. THOMASON, L. R. POOLE, M. P. MCCORMICK, 1996: The role of aerosol variations in anthropogenic ozone depletion at northern midlatitudes, *J. Geophys. Res.* **101**, 6713-6727.
- STENCHIKOV, G. L., I. KIRCHNER, A. ROBOCK, H.-F. GRAF, J. C. ANTUÑA, R. G. GRAINGER, A. LAMBERT, L. THOMASON, 1998: Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption, *J. Geophys. Res.* **103**, 13,837-13,857.
- TEXTOR, Ch., 1999: Numerical simulation of scavenging processes in explosive volcanic eruption clouds. Dissertation, Univ. Hamburg, 129 S.
- ZIELINSKI, G. A., 2000: Use of paleo-records in determining variability within the volcanism-climate system. *Quart. Sci. Rev.* **19**, 417-438.

Blick nach draußen

Das schwedische SMHI – klein aber fein

Das schwedische Institut bietet viel mehr als nur Wetter:
„Erfolg durch vielfältiges Angebot“



Eines Tages erhielt der Katastrophenschutz in Kristianstad, einer Stadt an der Ostsee in Südschweden, eine Frühwarnung des SMHI vor Überschwemmungen in seinem Gebiet. Das Team begann, Vorkehrungen in Form von Notfallplänen und konkreten Maßnahmen zu treffen und konnte so wirksame Schadensbegrenzung betreiben. Der Boden war gesättigt mit Wasser und es folgten schwere Regenfälle. Für die meisten Nutzer der Wettervorhersagen und Warnungen des SMHI waren unsere Dienste bei zahlreichen Überschwemmungen in den vergangenen Jahren sehr wertvoll. Hier ein Überblick über die heutige Tätigkeit des SMHI.



Abb. 1:

In den letzten Jahren gab es in Schweden mehrere schwere Überschwemmungen. Die Wettervorhersage liefert Daten über Niederschlagsmengen und im Küstenbereich auch Wasserstandsvorhersagen nach dem ozeanographischen Modell über die Wasserstände im Überschwemmungsgebiet.

SMHI in Kürze

Ist das SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute) ein typischer nationaler Wetterdienst in Europa? Wir beim SMHI würden antworten „Nein“, denn das SMHI hat viele Aufgabebereiche. Es beschäftigt sich mit:

- **Prozessen** von der Messung der Vorgänge in der Atmosphäre, dem Meer und den Seen bis hin zum maßgeschneiderten Produkt angepasst an den individuellen Bedarf des Kunden;
- den **Fachgebieten** Meteorologie, Hydrologie und Ozeanographie sowohl getrennt als auch in Verbindung zueinander. Davon ausgehend behandelt das SMHI auch Fragen zur Klima- und Umweltentwicklung;
- **Methoden:** Forschung und Entwicklung für die operative Durchführung neuer oder verbesserter Dienstleistungen;
- **Kundenbetreuung** in Schweden, von dem ständigen, aber wachsendem Bedarf an Basisdienstleistungen, Warnungen und deren Abstimmung mit dem gewerblichen Einzelkunden, der für einen begrenzten Zeitraum gezielt bestimmte Dienste benötigt;
- landesweiter **Zusammenarbeit:** von skandinavischer und europäischer Ebene bis zur globalen Zusammenarbeit und Austausch mit Partnern und Kunden.

Die vorherrschenden Ziele und Aufgaben des SMHI sind die Erzeugung hochwertiger planungs- und entscheidungsrelevanter Daten und Dienstleistungen zu möglichst niedrigen Kosten für die wetter- und wasserabhängige Wirtschaft.

Alle Produkte des SMHI sind auf den Bedarf von Kunden der verschiedensten Sektoren ausgerichtet. Das SMHI versteht sich daher als ein modernes kundenorien-

tiertes Know-how-Unternehmen, das ebenso leistungsfähig wie andere vergleichbare Anbieter des privaten Sektors sein will. Das Institut bietet Dienstleistungen unterschiedlicher Art an, einschließlich Beratungsverträge oder Gutachten. Das Expertenwissen des SMHI auf den Gebieten Meteorologie, Hydrologie und Ozeanographie fließt in zahlreiche Analysen und Berichte ein. Themen in Verbindung mit Umwelt- und Klimabeobachtung sind immer wichtiger geworden. Um den Anforderungen der Kunden und neuen Herausforderungen gewachsen zu sein, muss das Institut dynamisch arbeiten. Durch strenge Rationalisierungsmaßnahmen wurde die Belegschaft in den 90er Jahren um etwa 40 % abgebaut, gleichzeitig wurden Produktion, Dienstleistungen und die Anzahl der F&E-Mitarbeiter aufgestockt. Heute beschäftigt das Institut etwa 550 Mitarbeiter. Diese Zahl ist stabil und im letzten Jahr sogar leicht gestiegen. Der Anteil ausländischer Mitarbeiter hat sich erhöht, Wissenschaftler aus Deutschland sind dabei zahlenmäßig am stärksten vertreten.

Geschichtlicher Rückblick

Professor Anders Celsius in Uppsala begann 1737 mit seinen meteorologischen Beobachtungen, auch die älteste hydrologische Aufzeichnung in Schweden stammt aus dieser Zeit. Mitte des 19. Jahrhunderts wurden erste Netzwerke eingerichtet und 1873 wurde das SMHI als nationaler Wetter- und Klimadienst gegründet, im gleichen Jahr wie die Internationale Organisation für Meteorologie (IMO). Die Aufgaben des Instituts wurden dann auf das Gebiet der Hydrologie und später auch auf die Ozeanographie ausgeweitet. Viele Jahrzehnte spielten numerische Modelle eine wichtige Rolle in unserer Arbeit, und ein Grund für ihre frühzeitige Einführung war die Rückkehr von Professor C. G. Rossby aus den USA. Die NWV-Routine wurde 1956 zusammen mit der Universität

Stockholm und der schwedischen Luftwaffe eingeführt. Die SMHI-Zentrale befand sich bis 1975 in Stockholm und wurde dann nach Norrköping verlegt. Seither wurde die Dienstleistungspalette durch technische und wissenschaftliche Neuerungen und durch die Suche nach neuen Märkten für das SMHI erheblich ausgeweitet.

Dienstleistungen

Das SMHI ist zwar ein relativ kleines Institut, dennoch umfasst unsere Tätigkeit drei Schwerpunkte: **Meteorologie**, **Hydrologie** und **Ozeanographie** (MHO). Unsere Dienstleistungspalette wird nach einer abgeschlossenen Organisationsänderung mit Beginn des Jahres 2003 folgende drei Ebenen umspannen: (i) Infrastruktur- und Basisdienste, (ii) Auftragsarbeiten und (iii) Kommerzielle Dienste.

(i) Infrastruktur- und Basisdienste

Das SMHI bietet Infrastruktur- und Basisdienste. Der Bereich *Dienstleistungen für die Allgemeinheit* im Institut ist verantwortlich für die Pflege der meteorologischen, hydrologischen und ozeanographischen Infrastruktur, das heißt die Erfassung und Verarbeitung von Daten, Vorhersagen (Modelle wie HIRLAM, HIROMB) und die Herausgabe von Unwetterwarnungen für die gesamte Bevölkerung. Dieser Abteilung obliegt auch die Vorbereitung auf Katastrophenfälle wie beispielsweise bei Freisetzung von Radioaktivität, Öl oder Chemikalien in Luft und Wasser. Schließlich liefert die Abteilung zivile Planungsdaten, und es werden spezielle Übereinkünfte (siehe unten) mit den öffentlichen Stellen kurzfristig abgestimmt. Die Arbeit der Abteilung wird aus öffentlichen Mitteln finanziert. Die Kundennähe ist durch enge Kontakte mit Ministerien und verschiedenen Behörden gewährleistet. Dabei sorgen Sondervereinbarungen für Kontinuität der Dienste. Eine Anzahl an Vereinbarungen zwischen dem SMHI und den Streitkräften hat zu einem schrittweisen Ausbau der Zusammenarbeit zum Wohl beider Einrichtungen geführt.

Das Büro für Wettervorhersagen befindet sich in Norrköping. Den diensthabenden Meteorologen obliegt die Aufsicht über die Datenbank mit Vorhersagedaten für alle wichtigen Wettermeldungen rund um die Uhr mit einer großen Zahl unterschiedlicher Variablen. Diese Datenbank wird im Lauf des Tages ständig aktualisiert. Die Daten stammen von ECMWF, verschie-

denen HIRLAM-Versionen, MESAN (**M**esoskalige **A**nalyse), usw. und werden alle nachbearbeitet. Der diensthabende Meteorologe gibt auch Basisvorhersagen heraus und ist stets vorbereitet, anhand bestimmter Kriterien Unwetterwarnungen zu veranlassen und bei einem Atomunfall festgelegte Routinen auszulösen. Nach Tschernobyl wurden Systeme und Modelle zur Simulation der Freisetzung und weiträumigen Ausbreitung radioaktiven Materials konsequent weiterentwickelt. Für die Reaktion bei Atomunfällen wird heute das MATCH-Modell angewandt (siehe unter *Forschung* beim SMHI). Dieses Modell wurde beim SMHI als Notfallsystem bei Atomunfällen eingeführt und kann kurzfristig angewandt werden; es liefert dann Vorhersagen über Konzentration und Niederschlagsgebiete. Diese Daten werden an die zuständigen Behörden wie das schwedische Strahlenschutzinstitut weitergeleitet. Für den aus öffentlichen Mitteln finanzierten Basiswetterdienst sind in Schweden ständig etwa 12 Personen im Dienst.

Die mit den täglichen hydrologischen Vorhersagen betraute Gruppe arbeitet eng mit der Wettervorhersagegruppe zusammen und gehört der gleichen Abteilung an. Wie bei den Meteorologen gibt es bei ihr Warnroutinen und bei Überschwemmungen steht sie über spezielle Kommunikations- und Meldesysteme mit den lokalen oder regionalen Notdiensten in Verbindung.

Der offizielle, infrastrukturbezogene Teil des SMHI möchte Anbieter von Diensten, Rundfunksender, Endverbraucher und die Forschung bedienen. Ein Mitarbeiter ist speziell für diese Märkte, ihre Erforschung, Werbung und Bedienung zuständig. Es steht ein umfangreiches Datenbanksystem zur Verfügung, das ständig aktualisiert wird.



Abb. 2:

Das Wettervorhersagebüro in Norrköping, Teil der Infrastruktur- und Basisdienste.

(ii) Auftragsarbeiten

Als eine Einrichtung, die aus öffentlichen Mitteln finanziert wird, arbeitet das SMHI im Rahmen seiner Zuständigkeitsgebiete mit nationalen und internationalen öffentlichen und halböffentlichen Körperschaften zusammen. Diese Zusammenarbeit kann einen Umfang erreichen, bei dem die Mittel des SMHI die entstehenden Kosten nicht mehr decken können oder dürfen. Solche Arbeiten müssen häufig aus anderen Quellen finanziert werden, etwa aus Beiträgen zur Infrastruktur oder durch Übernahme entgeltlicher **Aufträge**, bei denen die Kosten, die dem SMHI bei der Arbeit entstehen, durch die vereinbarte Vergütung gedeckt werden. Solche Verträge müssen aber stets mit dem operativen Auftrag, den das SMHI von der Regierung erhalten hat, in Einklang stehen. Die schwedische Umweltschutzbehörde und die schwedische Rettungsdienstzentrale sind heute die zwei größten Einzelkunden des SMHI. Um vorhandenes Umwelt-Know-how bestmöglich zu nutzen, hat die schwedische Umweltschutzbehörde die Initiative ergriffen, um ihr Fachwissen und ihre Einflussmöglichkeiten zu stärken und dafür im Rahmen zweier großer Aufträge, an denen das SMHI mitgewirkt hat, stärkere Einsatzeinheiten gebildet. Das SMHI unterstützt die schwedische Umweltschutzbehörde mit einer Reihe von Auftragsarbeiten bei ihrer sehr umfangreichen Tätigkeit durch Umweltbeobachtungen und Überwachung umweltrelevanter Ziele. Das profunde Fachwissen des SMHI auf dem Gebiet MHO und seine Erfahrung mit Datenbanken und Modellen fließen in langfristige Projekte ein, in denen es als zentrale Datenverwaltung und Umweltbeobachter (marine Umwelt, Luftchemie und Emissionen) tätig ist. Darüber hinaus führt das SMHI zahlreiche entwicklungsorientierte Auftragsarbeiten, vor allem zum Einsatz von Modellen und Systemen als Grundlage für die Entscheidungsfindung in Umweltfragen, durch. So wurde beispielsweise HOME (**H**ydrology, **O**ceanography, **M**eteorology for the **E**nvironment) gegründet, ein Projekt, mit dem die Kerntätigkeit des SMHI möglichst schnell und effizient zu Gunsten von Umweltschutzmaßnahmen genutzt werden kann, beispielsweise in Verbindung mit bestimmten starken Überschwemmungsperioden in den letzten Jahren.

(iii) Kommerzielle Dienste

Die kommerziellen Dienste beruhen auf der meteorologischen, hydrologischen und ozeanographischen Infrastruktur. Dieser Teil des SMHI gilt als eigenständiger Dienstleister und wird daher meist auch wie jeder andere Dienstleister behandelt, der Zugang zur meteorologischen, hydrologischen und ozeanographischen (MHO) Infrastruktur in Schweden hat.

Der kommerzielle Bereich des SMHI wurde in den letzten zehn Jahren in drei Abteilungen gegliedert.

Die Abteilung *Medien und kommerzielle Dienstleistungen* liefert Dienste für Kunden, die dann direkt oder indirekt wieder einzelne Endverbraucher beliefern. Dies sind Kunden im Bereich Massenmedien, Landwirtschaft, Gewerbe und Tourismus sowie öffentliche Auftraggeber.

Die Abteilung *Umwelt- und Energiedienstleistungen* liefert meteorologische, hydrologische und ozeanographische Dienstleistungen für Kraftwerksbetreiber, Bau- und Umweltindustrie. Seine Leistungspalette umfasst Beratung, Vorhersage und Analyse für den schwedischen und den internationalen Markt.

Die Abteilung *Verkehrsdienstleistungen* ist verantwortlich für alle Tätigkeiten in Verbindung mit dem Verkehrswesen. Dazu gehören Produkte und Dienstleistungen für die Verbesserung der Luftverkehrssicherheit und -effizienz, für die Pflege von Straßen und Schienenwegen, vor allem im Winter, und für die Schifffahrt. Die schwedische zivile Luftfahrtbehörde ist der größte Kunde und auch die Nationale Straßenverwaltung ist ein weiterer wichtiger Kunde. Im Schifffahrtssektor bedient das SMHI drei große Märkte, nämlich Dienstleistungen für Eisbrecher, für Schiffe und Fähren in europäischen Gewässern und den transozeanischen Schiffsverkehr.

Die kommerziellen Abteilungen haben ihre eigenen Produktionszentren, die von der Infrastruktur getrennt sind und sich in Sundsvall, am Flughafen Stockholm in Arlanda, Norrköping, Göteborg und Malmö befinden. Die meisten Mitarbeiter im Bereich „Vorhersage“ arbeiten in diesen Büros.

Der allgemeine Bedarf an modernen meteorologischen, hydrologischen und ozeanographischen Diensten ist deutlich erkennbar und in stetem Wandel begriffen. Angesichts des potenziellen Bedarfs wird ein

effizienter Marktmechanismus mit kompetenten Akteuren des privaten und öffentlichen Sektors benötigt. In den letzten Jahren wurde der Geschäftsbetrieb des SMHI durch schärferen Wettbewerb und erhöhten Preisdruck zunehmend schwerer. Der schwedische Markt ist in vielen Bereichen praktisch gesättigt. Dennoch hält das SMHI eine starke Position inne, obwohl die Forderung nach erhöhten Investitionen in Form von Produktentwicklung und Marktbetreuung immer lauter wird. Durch die Tätigkeit auch jenseits der schwedischen Grenzen, unter den gleichen Bedingungen wie eine private Gesellschaft, versucht das SMHI, sich einen größeren Markt zu erschließen.

Weitere Betriebselemente

Ein weiteres Standbein ist der Bereich *Interner Betrieb und Forschung*, der die anderen Abteilungen mit Wissen und Informationen bedient. Zu seinen Aufgaben gehören Forschung und Systementwicklung, der Betrieb der technischen Systeme und die Verwaltung. Er bildet somit ein Bindeglied zwischen den öffentlich finanzierten und den kommerziell betriebenen Teilen des SMHI und unterstützt beide mit der SMHI-internen Infrastruktur.

Das *Rosby Centre* ist eine Forschungsgruppe, die im Rahmen des SWECLIM Klimaforschungsprogramms mit Klimamodellen arbeitet. Die Arbeit dieses Zentrums hat bereits Basisdaten über schwedische Klimaszenarien geliefert, die wiederum Grundlage für Sensibilitäts- und Verletzbarkeitsstudien verschiedener schwedischer Sektoren waren und an UNFCCC als dritte nationale Kommunikation gemeldet wurden. Mehr über die Forschung und das Rosby Centre weiter unten.

In der ab dem Jahre 2003 gültigen Organisationsform erhält der Bereich Forschung und Entwicklung (F&E) dadurch ein höheres Gewicht, dass Aufgaben und Ziele des *Rosby Centre* und des früheren F&E-Bereichs eng verzahnt werden. Die Informationstechnologie (IT) wird zukünftig einen zusätzlichen, mehr eigenständigen Bereich erhalten. F&E und IT sollen zum einen die drei Ebenen der Dienstleistungspalette (s. o.) durch jährliche verbindliche Lieferungen unterstützen zum anderen aber neuerdings die Freiheit haben, langfristig Kompetenzen entsprechend der SMHI-Strategie zu entwickeln.

Das SMHI und die Internationale Zusammenarbeit

Wegen seines breit gefächerten Leistungsspektrums und der relativ kleinen Mannschaft und auch wegen der Bestrebungen, die Dienstleistungspalette innerhalb eines beschränkten Budgets auszuweiten, ist das SMHI auf Zusammenarbeit angewiesen.

Gemeinsam mit anderen nationalen Wetterdiensten in Europa haben wir schon seit langem erkannt, wie wichtig eine engere Zusammenarbeit ist. Die Gründungen von ECMWF und später von EUMETSAT sind ein Erfolg der starken Gemeinschaft der westeuropäischen Wetterdienste. Das EUMETNET-Netzwerk aus 18 europäischen Wetterdiensten hat mit der Einrichtung eines gemeinsamen europäischen Beobachtungsnetzes, EUCOS, das derzeit unter der Leitung des britischen Wetterdienstes steht, einen wichtigen Schritt in die Zukunft vollzogen.

Unter dem Dach von EUMETNET laufen derzeit mehrere hochinteressante Tätigkeiten, und das SMHI ist vor allem dankbar für die Initiativen des DWD zu Fragen der Klimabeobachtung. In meteorologischen Themen gibt es seit vielen Jahrzehnten eine enge Zusammenarbeit zwischen den skandinavischen Ländern. HIRLAM und NORDRAD sind dadurch heute zu Markenzeichen geworden. Die skandinavische Zusammenarbeit wird dank einer formellen Vereinbarung unter dem Titel NORMET von Jahr zu Jahr stärker.

Auch auf dem Gebiet der Ozeanographie wird die Zusammenarbeit in Europa sowie im Gebiet Skandinavien/Ostsee kontinuierlich ausgeweitet. Das Sekretariat von EuroGOOS befindet sich jetzt in der SMHI-Zentrale in Norrköping. Auf regionaler Ebene wurde BOOS speziell für die Ostsee gegründet.

Im letzten Jahr hat das SMHI innerhalb des Baltic-HYCOS-Netzes, einer von der WMO ins Leben gerufenen Verknüpfung aus Warn-, Klimabeobachtungs- und Umweltschutzsystemen aktiv die verstärkte Koordination der hydrologischen Infrastruktur in den Ostseeanrainerstaaten unterstützt.

Der schwedische nationale Wetterdienst ist aktives Mitglied bei ECOMET. Für das SMHI ist ECOMET ein Hilfsmittel für den freien, ungehinderten Austausch von Wetterdaten zwischen den nationalen Wetterdiensten gemäß ihrer operativen Funktionen entsprechend den WMO-

Übereinkünften. ECOMET ist ferner der nationale Wetterdienst in Westeuropa, der für die größte Verfügbarkeit von Basiswetterdaten und Produkten für kommerzielle Anwendungen über öffentliche und private Anbieter von Diensten und Rundfunkbetreiber sorgt.

Mehr über die internationale Zusammenarbeit ist dem Abschnitt F&E zu entnehmen. Grundsätzlich ist festzustellen, dass die nationalen Wetterdienste gemeinsam, durch ausgewogenes Geben und Nehmen, ihre Ziele besser und kostengünstiger erreichen können.

Die Forschung beim SMHI

Schlüsselthemen des Bereichs F&E sind *Modelle, anwendungsorientierte Entwicklung und Support sowie Zusammenarbeit*.

Der Bereich Forschung umfasst fünf Arbeitsgruppen: Meteorologische Analysen und Vorhersagen, Fernerkundung und Strahlung, Luftqualität, Ozeanographie und Hydrologie. Umweltspezifische Forschungsprojekte sind fachgebietsübergreifend. Das Rossby Centre ist eine spezielle Forschungseinheit, die direkt dem Generaldirektor unterstellt ist.

Ein Schwerpunkt ist die Arbeit mit Modellen, wobei das Kernmodell das numerische Wettervorhersagemodell HIRLAM ist. Mit ihm ist ein großer Teil der übrigen Modellarbeit verknüpft. Dies gilt natürlich auch für die operativen Prozesse: HIRLAM liefert die Eingangsdaten für andere Modelle und wird andererseits als räumlich begrenztes Modell vom ECMWF-Modell gesteuert. Wichtige Modelle und Analyse-systeme sind beispielsweise MESAN, das meteorologische Analysesystem mittleren

Maßstabs, das Modell zur Wolkenklassifizierung mit Satellitendaten, Verfahren zur Visualisierung von Radardaten und MATCH, das regionale Spurenelement-Ausbreitungs- und Chemiemodell. MATCH bedeutet „Multiscale Atmospheric Transport and Chemistry Model“ und bildet in einem dreidimensionalen Rahmenwerk die Basisprozesse ab, die die Quellen, die Ausbreitung in der Luft und Niederschläge atmosphärischer Spurenelemente steuern.

Seit Mitte der 80er Jahre ist das SMHI an der internationalen Zusammenarbeit bei den HIRLAM-Modellen beteiligt, der jetzt 9 Länder angehören: Dänemark, Finnland, Frankreich, Irland, Island, Niederlande, Norwegen, Schweden und Spanien; siehe dazu auch: www.knmi.nl/hirlam/. Das SMHI hat in diese Zusammenarbeit vor allem die Datenassimilation eingebracht.

Das SMHI arbeitet an vier EUMETSAT SAFs mit, wobei der Schwerpunkt auf Wolken, Niederschlag und Schneeanalysen liegt. Das SMHI ist hier in dem SAF zur Klimamonitoring mit dem DWD besonders stark verbunden. Wegen der wachsenden Bedeutung von Satellitendaten bei verschiedenen Anwendungen arbeiten etwa zehn Forscher an der Satellitendatenauswertung.

Das Basismodell für die Hydrologie ist seit 25 Jahren das HBV-Modell. Dieses beim SMHI entwickelte Modell wird in vielen Ländern der Welt angewandt. Es existiert heute in verschiedenen Versionen und das SMHI arbeitet aktiv an der Entwicklung chemischer und biologischer Modellmodule. Die Verknüpfung von Hydrologie und Meteorologie ist sowohl in der realen Welt als auch in der Forschung und der Arbeit des SMHI eine natürliche Gegebenheit.

Auch das ozeanographische Modell HIROMB hängt von der Parametereingabe aus HIRLAM ab. Ein Großteil der ozeanographischen Forschung betrifft die Ostsee und ihre besondere Problematik mit Eis, Algenwachstum, Wasseraustausch mit der Nordsee sowie die physikalischen, dynamischen und bio-geochemischen Prozesse des Meeres mit den 13 Anrainerstaaten seines Einzugsgebietes. Die Verknüpfung zwischen Fachgebieten und Modellen für das Ostseegebiet wird in BALTEX untersucht, wo auch das SMHI stark beteiligt ist.

Die sinnvolle Verknüpfung zwischen den Modellen ist auch der Schlüssel für den Erfolg des **Rosby Centre** beim SMHI, das im Rahmen des schwedischen Klimaprogramms SWECLIM arbeitet. Es hat ein regionales Modell für die Auswertung globaler Modellergebnisse bis hundert Jahre in die Zukunft entwickelt. Die Ergebnisse von SWECLIM waren ein wichtiger Teil des 3. Nationalen Beitrags zur Klimaschutzkonvention und beinhalten stichhaltiges Material für die Bewertung von Einfluss, Verletzlichkeit und Anpassungsfähigkeit der schwedischen Gesellschaft bei einem möglichen Klimawechsel.

Die F&E-Gruppen des SMHI sind sowohl in der Belegschaftszahl als auch in ihrer Bedeutung für das Institut gestiegen. Die Zusammenarbeit ist innerhalb Europas durch verschiedene semi-permanente Strukturen in der EU stärker geworden. Klimabeobachtung und Umweltschutzthemen aus fachgebietsübergreifender Sicht sind die Stärken des SMHI, das international anerkannt ist.

Zusammenfassung

Wesentliche Merkmale des SMHI sind das breite Aufgabenspektrum, das drei moderne Schwerpunktgebiete umfasst, die starke Interaktion mit Partnern und Kunden und das hohe Maß an Automatisierung der Dienstleistungen.

Erik Liljas
Internationale Zusammenarbeit
SMHI-Zentrale
Folkborgsvägen 1
S-601 76 Norrköping
Tel.: 0046 11 495 80 00
Fax: 0046 11 495 80 01
E-Mail: erik.liljas@smhi.se
<http://www.smhi.se>



Abb. 3: Der SMHI Gebäudekomplex wurde 1974-75 in einem früheren Marktgarten in der Nähe des Stadtzentrums von Norrköping gebaut.

Institute stellen sich vor

E. SCHALLER

Der Lehrstuhl Umweltmeteorologie an der Brandenburgischen Technischen Universität Cottbus

Geschichte

Die Brandenburgische Technische Universität (BTU) Cottbus wurde nach der Wiedervereinigung Deutschlands am 15. Juli 1991 als bislang einzige technische Universität im Land Brandenburg mit vier Fakultäten gegründet:

Fakultät 1: Mathematik, Naturwissenschaften und Informatik,

Fakultät 2: Architektur, Bauingenieurwesen und Stadtplanung,

Fakultät 3: Maschinenbau, Elektrotechnik und Wirtschaftsingenieurwesen,

Fakultät 4: Umweltwissenschaften und Verfahrenstechnik.

Dazu kam ein übergreifendes Zentrum für Technik und Gesellschaft. Die Fakultät 4 „Umweltwissenschaften und Verfahrenstechnik“ erhebt dabei den Anspruch, wesentlich zur Lösung von lokalen, regionalen und globalen Umweltproblemen durch Zusammenführung von natur- und ingenieurwissenschaftlichen Grundlagen mit Managementaspekten beizutragen. Daraus erklärt sich zwanglos die fächerübergreifende Fakultätsgliederung mit den vier Schwerpunkten Umweltmanagement, Umwelttechnik, Verfahrenstechnik und Boden-Wasser-Luft. Im zuletzt genannten Fakultätsteil ist auch der nachfolgend vorgestellte Lehrstuhl Umweltmeteorologie zusammen mit den Lehrstühlen für Altlasten, Bodenschutz und Rekultivierung, Umweltgeologie aus dem Bereich „feste Erde“ und den Lehrstühlen Gewässerschutz sowie Hydrologie und Wasserwirtschaft aus dem Bereich „Wasser“ als einer von zwei „Luft“-Lehrstühlen eingeordnet. Zusammen mit dem Lehrstuhl Luftchemie und Luftreinhaltung (Inhaber: Prof. Dr. Detlev Möller) vertritt er die Belange der Atmosphärenwissenschaften an der BTU Cottbus.

Der Lehrstuhlbetrieb begann zum 01. 02. 1996 mit dem Einzug von zwei Personen (neben dem Autor als Lehrstuhlinhaber noch Herr Dipl.-Met. Hubert Schmidt als wissenschaftlicher Mitarbeiter) in die ebenso frisch renovierten wie vollständig leeren Räume im oberen Stockwerk einer Villa aus den 30iger Jahren des vergangenen Jahrhunderts, die in Abb. 1 zu sehen ist. Da zum Sommersemester 1996 der Vorlesungsbetrieb aufzunehmen war, blieb nur wenig Zeit zur Beschaffung der Grundausstattung an Möbeln, Kommunikationseinrichtungen, Computern, Literatur, Geräten usw. In der Rückschau nach nur etwas mehr als sechs Jahren erscheint diese chaotische Anfangsphase in der auslaufenden Nach-Wende-Zeit als eine gemeinschaftsfördernde, aber hoffentlich niemals wiederkehrende Episode. Mittlerweile sind die Berufungszusagen im Hinblick auf Personal und Geräteausstattung weitgehend erfüllt. Zum grundfinanzierten Personal gehören – neben dem Lehrstuhlinhaber – ein unbefristet eingestellter wissenschaftlicher Mitarbeiter, ein wissenschaftlicher Assistent, ein

Ingenieur und eine Sekretärin sowie studentische und wissenschaftliche Hilfskräfte. Hinzu kommen (gegenwärtig zwei) wissenschaftliche Mitarbeiter, die aus Drittmittelprojekten finanziert werden.

Die finanziellen Mittel der Gerätegrundausstattung wurden zu etwa gleichen Teilen in Rechentechnik und Messgeräte (einschließlich Datenerfassung) investiert. Dadurch können sowohl die Interessen in der Forschung, die schwerpunktmäßig im Bereich der mesoskaligen Atmosphärenmodellierung liegen und weiter unten ausführlicher beschrieben werden, als auch die Notwendigkeiten der (Ingenieur-) Ausbildung, die Praxisbezug und damit auch das Arbeiten mit Instrumenten erfordern, bedient werden.

Ausbildung

Die Fakultät „Umweltwissenschaften und Verfahrenstechnik“ bietet insgesamt vier Studiengänge an. In zweien, nämlich im Diplom-Studiengang „Umweltingenieurwesen“ (früher „Umweltingenieurwesen“



Abb. 1: Das gegenwärtige Domizil des Lehrstuhls Umweltmeteorologie

und Verfahrenstechnik“) und im internationalen Studiengang „Environmental and Resource Management“, der unter der Schirmherrschaft der „United Nations of Environmental Programmes“ (UNEP) in Nairobi steht und anfangs im Rahmen des DAAD-Programms „Auslandsorientierte Studiengänge“ gefördert wurde, sind Lehrveranstaltungen aus dem Bereich der Atmosphärenphysik Pflichtbestandteil des Curriculums. Daneben stehen die Vorlesungen, Übungen und Seminare natürlich allen an der BTU Studierenden im Rahmen ihrer Wahlpflicht- bzw. Wahlfächer offen. Ein spezielles Weiterbildungsangebot aus dem Bereich Meteorologie/Klimatologie gibt es (aus personellen Gründen) bisher nicht.

Studiengang „Umweltingenieurwesen“

Im Studiengang „Umweltingenieurwesen“ sind die Ingenieurwissenschaften, vorzugsweise die Verfahrenstechnik, mit den Naturwissenschaften und dem Management in einer problemorientierten Weise verbunden, die sich auf die technologischen, naturwissenschaftlichen, ökonomischen und planerischen Elemente der Reinhaltung der natürlichen Medien Wasser, Luft, Boden sowie des Recycling und der Ver- und Entsorgung von Siedlungs- und Gewerbegebieten richtet. Die Absolventen des Studienganges sollen in der Lage sein, die mit menschlichen Lebens- und Wirtschaftsräumen verbundenen, in der Regel komplexen (umwelt-)technologischen Probleme zu erkennen und zu analysieren, Lösungen zu erarbeiten und diese umzusetzen. Das Einsatzgebiet der Absolventen liegt daher sowohl im kommunalen Bereich als auch in Dienstleistungsunternehmen und Gewerbebetrieben, in letzteren vorzugsweise im betrieblichen Umweltschutz.

Diesem Absolventenprofil entsprechend basiert das Grundstudium auf einer fundierten naturwissenschaftlichen und ingenieurtechnischen Ausbildung. An das Grundstudium schließt sich das Fachstudium an, das aus *Pflicht-, Wahlpflicht- und Wahlmodulen* besteht, wobei unter einem Modul eine interdisziplinäre Einheit von aufeinander bezogenen Lehrveranstaltungen zu verstehen ist. In den *Pflichtmodulen*, die von allen Studierenden des Studienganges belegt werden müssen, wird weitergehendes ingenieur- und naturwissenschaftliches Wissen vermittelt sowie

die Aneignung so genannter Metakompetenzen wie Teamfähigkeit, Befähigung zum Selbststudium und eigenständigem (lebenslangen) Lernen, Informationsselektion, Kritikfähigkeit usw. unterstützt. Die *Wahlpflichtmodule* bilden den Kern der fachlichen Vertiefungen und sind daher auf bestimmte Problemstellungen ausgerichtet. Der Studierende muss eine bestimmte Anzahl von Wahlpflichtmodulen belegen und kann sich hierfür einer intensiven Studienberatung bedienen. Dabei können die Wahlpflichtmodule so zusammengestellt werden, dass sie einer empfohlenen Vertiefungsrichtung entsprechen (Regelfall). Sie können aber auch frei gewählt werden, falls der Studierende ein eher breit angelegtes Fachstudium bevorzugt. Durch wechselndes Angebot von Wahlpflichtmodulen kann das Fachstudium an aktuelle Erfordernisse angepasst werden.

Eine der gegenwärtig empfohlenen Vertiefungsrichtungen ist „Luftreinhaltung und Klimaschutz“, die federführend von den beiden „Luft“-Lehrstühlen getragen wird. Details des Lehrveranstaltungsangebots sind auf der Homepage des Lehrstuhls im Internet zu finden (<http://alice.luft.tu-cottbus.de>).

Internationaler Studiengang „Environmental and Resource Management“

Das Studium im Studiengang „Environmental and Resource Management“ (ERM) besteht aus zwei unabhängigen Programmen, die jeweils mit dem Erwerb eines akademischen Grades abgeschlossen werden. Damit ist es möglich, nach einer Regelstudienzeit von drei Jahren einen ersten berufsqualifizierenden Abschluss als Bachelor of Science (B.Sc.) zu erwerben. Darauf aufbauend kann nach weiteren zwei Studienjahren der Grad eines Master of Science (M.Sc.) erreicht werden. In beiden Abschnitten ist jeweils ein Auslandssemester an einer der Partnerhochschulen eingeschlossen. Das Bachelor-Programm wurde zum Wintersemester 1998/99 eingerichtet und um das Master-Programm zwei Jahre später ergänzt. Demnächst wird noch ein Doktorandenprogramm das Studienangebot im ERM komplettieren.

Die Gestaltung des ERM-Studiums setzt sich deutlich vom Aufbau klassischer Studiengänge ab. Zunächst werden die Lehr-

veranstaltungen hauptsächlich in Englisch abgehalten. Derzeit gilt dies für etwa 75 % im Bachelor und etwa 85 % im Masterprogramm. Auch hier – wie schon im Studiengang „Umweltingenieurwesen“ – ist das Studium modular aufgebaut, wobei im Bachelor-Programm jeder Modul Pflicht- und Wahlpflichtfächer enthält, wohingegen im Master-Programm weitgehende Wahlfreiheit herrscht, um den jeweils unterschiedlichen Vorkenntnissen der Studierenden (entweder Absolventen des vorausgehenden BTU-Bachelorprogramms oder neu eingeschriebene Studierende aus dem In- und Ausland) Rechnung zu tragen. Außer dem Sprachkurs und dem Studienprojekt gibt es hier nur Wahlpflichtveranstaltungen.

Dem modularen Aufbau des Studienangebotes entspricht ein modularer Aufbau der Prüfungsordnung, um zu studienübergreifenden Synergieeffekten zu kommen. Ein wichtiges Ziel war hier die Reduktion der Anzahl der anmeldepflichtigen Prüfungen. Alle Prüfungen außer der Bachelor- und Master-Arbeit sowie deren Verteidigung finden studienbegleitend statt. Die Erfolgskontrolle im gesamten Studiengang basiert auf einem Kreditpunktsystem, das sich an das ECTS (European Credit Point Transfer System) anlehnt. Neben der internen Kontrollfunktion (z. B. für Stipendiaten) leistet das Kreditpunktsystem wertvolle Hilfe bei der Ermittlung der Vergleichbarkeit von Lehrveranstaltungen, die vorher oder während des Auslandssemesters an anderen Universitäten besucht wurden. Es ist zudem eine unbedingte Voraussetzung für die inzwischen erfolgte Akkreditierung des Studienganges.

Die ERM-Beiträge von Seiten des Lehrstuhls Umweltmeteorologie umfassen die Pflichtveranstaltung zur Strömungsmechanik sowie verschiedene im Wahlpflichtbereich angesiedelte Vorlesungen und Übungen zur Schadstoffausbreitung. Im Masterprogramm werden Seminare und Studienarbeiten zur Erfassung der Umweltbelastung (mit Praxisorientierung, z. B. in Bezug auf die aktuelle EU-Gesetzgebung) und zur Klimaentwicklung durchgeführt. Zwei Themen aus dem Spektrum der aktuellen Forschungsarbeiten (siehe folgendes Kapitel) sind in das künftige Doktorandenprogramm eingebracht worden.

Aktuelle Forschungsthemen

Das allgemeine Ziel der am Lehrstuhl Umweltmeteorologie laufenden Forschungsarbeiten ist es, Beiträge zum Verständnis der Veränderung des regionalen Klimas und der biogeochemischen Stoffkreisläufe als Folge des menschlichen Handelns seit Beginn des industriellen Zeitalters zu leisten. Dabei laufen die Untersuchungen zur Änderung „klassischer“ Klimaparameter wie Temperatur, Niederschlag und Strömung zur Zeit noch getrennt von den Arbeiten zur regionalen Verteilung ökologisch relevanter Spurenstoffe. Spätestens mit der Fertigstellung eines in Arbeit befindlichen atmosphärenchemischen Reaktionsschemas, das so effizient arbeiten soll, dass es zusammen mit einem regionalen Klimamodell über längere Zeiträume (mindestens ein Jahr) integriert werden kann, werden die beiden Entwicklungslinien jedoch zusammenfließen.

Entwicklung des regionalen Klimas

Die hierzu durchgeführten wissenschaftlichen Arbeiten laufen auf dem Gebiet der Modellierung des gegenwärtigen und zukünftigen Regionalklimas mit Schwerpunkt auf dem hydrologischen Zyklus. Klimasimulationen sind auf allen Skalen auf Grund der zur Beschreibung der atmosphärenphysikalischen Prozesse verwendeten Näherungen mit Unsicherheiten behaftet. Bei genesteten Regionalmodellen kommen noch die aus den Ungenauigkeiten der Anfangs- und Randwerte entstehenden Fehler hinzu. Die quantitative Ermittlung der Simulationsgüte (u.a. zur Vertrauensbildung hinsichtlich der Belastbarkeit von Klimaprognosen) stellt eine vielschichtige Aufgabe dar, an deren Bearbeitung sich mehrere Lehrstuhlmitarbeiter im DEKLIM-Forschungsverbund QUIRCS (Koordination: Dr. Klaus Keuler, BTU) beteiligen. Im Rahmen von QUIRCS wird eine Serie von systematisch verbundenen Simulationsläufen zum regionalen Klima durchgeführt mit dem Ziel, die aus den natürlichen Klimaschwankungen resultierende Unschärfe, die bei der Messung und der Interpolation von Klimaparametern auftretenden Schwankungsbereiche und die Unsicherheiten der aktuell verfügbaren Simulationstechnik für gegenwärtige Klimabedingungen zu quantifizieren sowie ein regionales Klimaänderungsszenario für Mitteleuropa zu erzeugen, dessen Abweichungen vom gegenwärtigen

Klima als signifikant oder nicht-signifikant bewertet werden können.

Abb. 2 enthält ein aktuelles Ergebnisbeispiel. In einer an die Diagramme von Walter und Lieth angelehnten Darstellung werden die modellgebietsgemittelten mittleren Monatsmittel der bodennahen Lufttemperatur (Dreiecke, linke Ordinate) und des Niederschlags (Rauten, rechte Ordinate) einer zehnjährigen Simulation mit dem regionalen Klimamodell REMO in der Version 4.3 mit einer horizontalen Gitterweite von 1/6-tel Grad für heutige Klimabedingungen gezeigt.

(Als Antriebsdaten sind ECHAM-T106-Simulationsergebnisse verwendet worden.) Das Modellgebiet umfasst Zentraleuropa einschließlich Großbritannien und reicht im Süden etwa bis auf die geographische Breite von Rom. Es fällt unmittelbar auf, dass der mittlere Jahresgang des Niederschlags für diese Region eher einem sommertrockenen Klima entspricht und sich damit deutlich von dem eigentlich zu erwartenden gleichmäßig feuchten Klima unterscheidet. Inwieweit sich dieser Jahresgang in der neuen REMO-Version 5 verändert, wird gegenwärtig untersucht.

Analyse und Modellierung der regionalen Spurenstoffverteilung

Komplexe atmosphärische Chemie-Transportmodelle (CTMs) zur Berechnung von raumzeitlichen Konzentrationsverteilungen sind in den letzten Jahren zu einem vielseitigen und wichtigen Instrument im Bereich der Umweltforschung sowie der Luftqualitätsüberwachung und -vorhersage geworden. Die auf den Modellergebnissen basierenden Aussagen sind dabei mit Unsicherheiten behaftet, die durch die Unzulänglichkeit der Anfangs- und Randwerte sowie durch die numerische Realisierung und die unvollständige Beschreibung der physikalischen und chemischen Prozesse in den Modellen bedingt sind. Um ein CTM erfolgreich als Teil eines Umweltplanungsinstrumentariums einsetzen zu können, muss das Modell validiert, d. h. dessen Diagnose- und Prognosegüte quantifiziert werden.

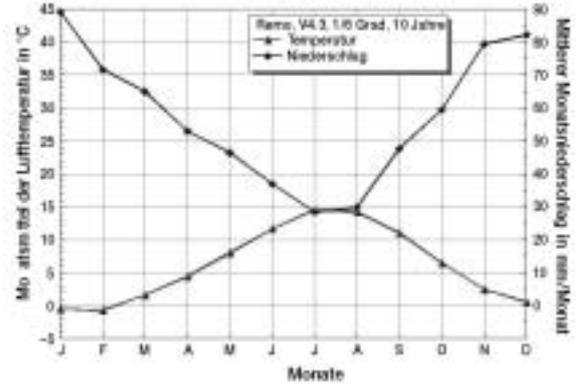


Abb. 2:

Klimadiagramm (mittlere Jahressgänge der bodennahen Temperatur und des Niederschlags) für das Rechengebietsmittel einer 10-jährigen REMO-Simulation (Version 4.3, horizontale Auflösung: 1/6-tel Grad) unter gegenwärtigen Klimabedingungen; das Rechengebiet umfasst Zentraleuropa einschliesslich Großbritannien und reicht im Süden bis etwa auf die Höhe von Rom.

Zu diesem Zweck sind in der Vergangenheit vielfältige Vergleiche zwischen Modellergebnissen und Messungen durchgeführt und damit zur Validierung der Modelle mit Bezug auf den simulierten Anwendungsfall genutzt worden. Außerdem wurden auch Ergebnisse von Sensitivitätsstudien für die Bewertung von Modellen herangezogen, aus denen die Unsicherheit von Modellergebnissen in Abhängigkeit von veränderten Modellparametern (z. B. Parametrisierungen, Rand- und Anfangswerten) abgeleitet werden kann. Eine weitere Validierungsmöglichkeit besteht darin, für spezielle Situationen Vergleiche mit analytischen Lösungen oder anderen sicher bekannten Lösungen durchzuführen (Plausibilitätsuntersuchungen). Mit einer oder mehreren der drei grundsätzlichen Prüfmethode (Messdatenvergleich, Sensitivitäts- bzw. Plausibilitätsstudien) kann stichprobenartig der Gültigkeits- und Zuverlässigkeitsbereich eines Modells bestimmt werden.

Als Kriterien zur Modellvalidierung werden Qualitätsziele hinsichtlich der absoluten und relativen Genauigkeit, der Vergleichbarkeit, der Repräsentativität und Vollständigkeit (des Modells) vorgegeben, die vom Anwendungsfall abhängig sein und somit eine subjektive Komponenten haben können. Der Prozentsatz, mit dem diese Qualitätsziele eingehalten werden, stellt eine mögliche Messgröße für die Erfassung der Modellgüte dar. Im Idealfall wird mit der Modellvalidierung nicht der/die Modellentwickler/in selbst, sondern vielmehr eine unabhängige wissenschaftliche Institution betraut.

Zum gegenwärtigen Zeitpunkt werden systematische Modellvalidierungsaktivitäten jedoch durch verschiedene Probleme erschwert. Komplexe Modelle haben eine so große Zahl von Freiheitsgraden, dass durch Messungen nur ein kleiner Teil davon abgedeckt werden kann. Nicht selten weisen die zu Vergleichszwecken herangezogenen Messdaten zudem erhebliche Lücken sowohl im Hinblick auf den zeitlichen Verlauf als auch auf ihre räumliche Repräsentativität auf. Mit Hilfe statistischer Verfahren wie z. B. der Hauptkomponentenanalyse ist es möglich, auch lückenhafte Datenreihen auf ein der Modellauflösung adäquates Gitter zu interpolieren und die damit zusammenhängenden Unsicherheiten abzuschätzen. Mit dieser Problematik befasst sich unser Beitrag zu dem AFO2000-Forschungsverbund VALIUM.

Trotz dieser Schwierigkeiten hat es in den letzten Jahren weltweit etliche Versuche gegeben, CTMs quantitativ zu bewerten. Ein Beispiel ist in Abb. 3 gezeigt. Dort sind die Ergebnisse der diesbezüglichen Aktivitäten im vom BMBF geförderten Verbundforschungsprogramm „Troposphärenforschung“ TFS) für die potentielle Temperatur (Qualitätsziel: $\pm 1,5$ K) und die Ozonkonzentration (Qualitätsziel: ± 10 % vom Median der jeweiligen Messwerte, also unterschiedlich für jedes der drei Ex-

perimente) zusammengefasst. Für TRACT liegen Ergebnisse von fünf, für FluMoB von 7 und für BERLIOZ von 9 Modellen vor. Für alle Modelle ist der Prozentsatz ermittelt worden, mit dem zeit- und raumgleiche Messwerte und Modelldaten unterhalb des Qualitätskriteriums lagen oder mit diesem übereinstimmten. Die Namen der beteiligten Modelle sind anonymisiert und die Zahlen geben die jeweiligen Prozentsätze an. Man erkennt beispielsweise, dass die Unterschiede in der potentiellen Temperatur bei TRACT bei vier Modellen in 75 % bis 81 % der Vergleichsfälle kleiner als 1,5 K waren, während beim fünften Modell nur 49 % der Vergleichsdatendifferenzen unter dem Qualitätsziel gelegen haben. Bei FluMoB sind Unterschiede in der potentiellen Temperatur kaum vorhanden; zwischen 61 % und 69 % der Differenzen lagen unterhalb des Qualitätsziels. Ein Aspekt ist bei der Ozonkonzentration besonders hervorzuheben. Die Ozonwerte bei FluMoB waren deutlich höher als während der anderen beiden Experimente, d. h. die erlaubte Differenz zwischen Messwerten und Simulationsergebnissen war hier eigentlich am größten. Trotzdem liegt die höchste Übereinstimmungsquote bei 31 %, ein deutliches Indiz dafür, dass alle sieben beteiligten Modelle offensichtlich Schwierigkeiten haben, insbesondere hohe Konzentrationen über 90 ppb(v) zu simulieren.

Das Erkennen weiterer Details bleibt dem Leser überlassen. Zusammenfassend ist festzustellen, dass bei der Anwendung (etwas) strengerer Qualitätsziele noch vielfältige Verbesserungen an den dem Stand der heutigen Forschung entsprechenden mesoskaligen Chemie-Transportmodellen anzubringen sind.

Zuletzt erschienene Publikationen (Lehrstuhlmitglieder fett gedruckt)

- zur mesoskaligen Modellierung: **Becker, A., Schaller, E., K. Keuler**, 2001: Continuous four-dimensional source attribution for the Berlin area during two days in July 1994. Part I: The new Euler-Lagrange-model system LaMM5. *Atmosph. Environment* **35**, 5497-5508. Part II: Sensitivity studies. *Atmosph. Environment* **35**, 5509-5523.
- zur Modellevaluierung: **Schaller, E.**, Schlünzen, K.H., A. Ebel, 2001: Evaluierungsstrategien für Chemie-Transportmodelle. *Promet*, 27. Jahrgang, Heft 1/2, 17-30. Schlünzen, K.H., Ebel A., Lenz, C.-J., Müller, F., **Schaller E., A. Wenzel**, 2001: On the evaluation of atmospheric models: Modelled ozone values compared to results from field campaigns. In: Midgley, P.M., Reuther, M. und M. Williams (Hrg.): Transport and Chemical Transformation in the Troposphere, Proceedings EUROTRAC-2 symposium 2000, 168-173. **Schaller, E.**, 2002: Assessment of air quality model performance based on quantitative measures. In: Borrego, C., Builtjes, P., Miranda, A.I., Santos, P. und A.C. Carvalho (Hrg.): Global and regional modelling, Proceedings of the 6th GLOREAM Workshop, 28-33.

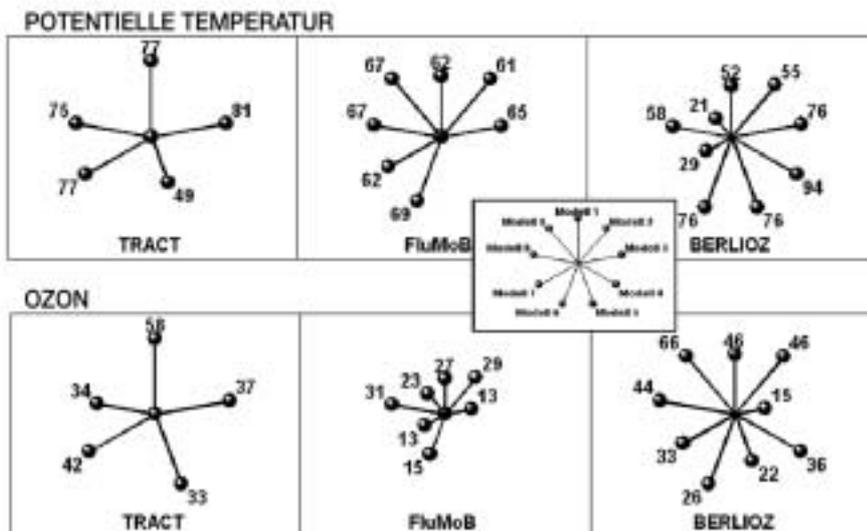


Abb. 3: Quantitative Modellvalidierung für die potentielle Temperatur und die Ozonkonzentration unter Verwendung von Messwerten von drei qualitätsgesicherten Experimenten (TRACT: September 1992, Südwestdeutschland/Frankreich, Schweiz; FluMoB: Juli 1994, Großraum Berlin-Brandenburg, BERLIOZ: Juli 1998, ebenfalls Großraum Berlin-Brandenburg) für bis zu neun mesoskalige Chemie-Transportmodelle, deren Namen hier anonymisiert worden sind; die Zahlen geben den Prozentsatz an, bei dem die Differenz zwischen zeit- und raumgleichen gemessenen und modellierten Werten unterhalb des Qualitätsziels gelegen hat; dieses hat für die potentielle Temperatur $\pm 1,5$ K, für die Ozonkonzentration ± 10 % des Medians der Beobachtungen betragen.

Anschrift des Lehrstuhls

Lehrstuhl Umweltmeteorologie
 Brandenburgische Technische Universität
 Haus 215, Burger Chaussee 2
 D-03044 Cottbus
 Tel.: 0355 69-1186
 Fax: 0355 69-1128
<http://alice.luft.tu-cottbus.de>

Autor:

Prof. Dr. Eberhard Schaller

E-Mail: schaller@tu-cottbus.de

G. LOHMANN

Meteorologische Interpretation geologischer Daten – Neue Wege in der Paläoklimaforschung

1 Einleitung

Geologie ist die Wissenschaft von der Entstehung, der Geschichte und dem Aufbau der Erde sowie den Prozessen, die sie formten und auch heute noch formen (WIKIPEDIA ENZYKLOPÄDIE 2002). Den Begriff Geologia findet man bereits 1473 bei Richard de Bury, dort jedoch als Abgrenzung gegenüber der Theologie. Die Bezeichnung Geologie im heutigen Sinn wurde zuerst von Jean-André de Luc (1727-1817) im Jahr 1778 verwendet und von Horace-Bénédict de Saussure (1740-1799) im Jahr 1779 als feststehender Begriff eingeführt.

Heute sieht man die Geologie in das übergeordnete Fachgebiet der Geowissenschaften eingeordnet, das alle wissenschaftlichen Disziplinen umfasst, die sich mit der Entstehung und der Veränderung der Erde einschließlich ihrer atmosphärischen Hülle befassen. Ansätze geowissenschaftlicher Beobachtungen gehen auf Naturphilosophen in der Antike um etwa 600 v. Chr.

zurück (Thales von Milet, Anaximander). Der griechische Philosoph Xenophanes (etwa 570 bis etwa 480 v. Chr.) deutete Fossilien von Meerestieren als Zeugen früherer Überschwemmungen des Landes. Um aus der heutigen Situation Rückschlüsse auf die Vergangenheit ziehen zu können, bedienen sich die Geologen des Prinzips des Aktualismus, das durch Karl von Hoff (1771-1837) und Charles Lyell (1797-1875) formuliert wurde. Als Grundlage gilt die Annahme, dass Kräfte und Erscheinungen der geologischen Vorzeit mit den heute zu beobachtenden gleichartig sind, so dass unmittelbare Rückschlüsse vom beobachtbaren Erscheinungsbild auf frühere Bildungsvorgänge möglich werden. Oder anders gesagt: Der Schlüssel zur Vergangenheit ist die Gegenwart. Dieser Beitrag legt dar, wie dieses Prinzip auf neuartige geologische Zeitreihen angewendet werden kann, die eine genaue zeitliche Datierung und eine hohe zeitliche Auflösung haben. Archive für rezente und vergangene Klimavariationen werden u. a. von Sedimenten in Seen und am Meeresboden, von Eiskernen, Baumringen und Korallen gelie-

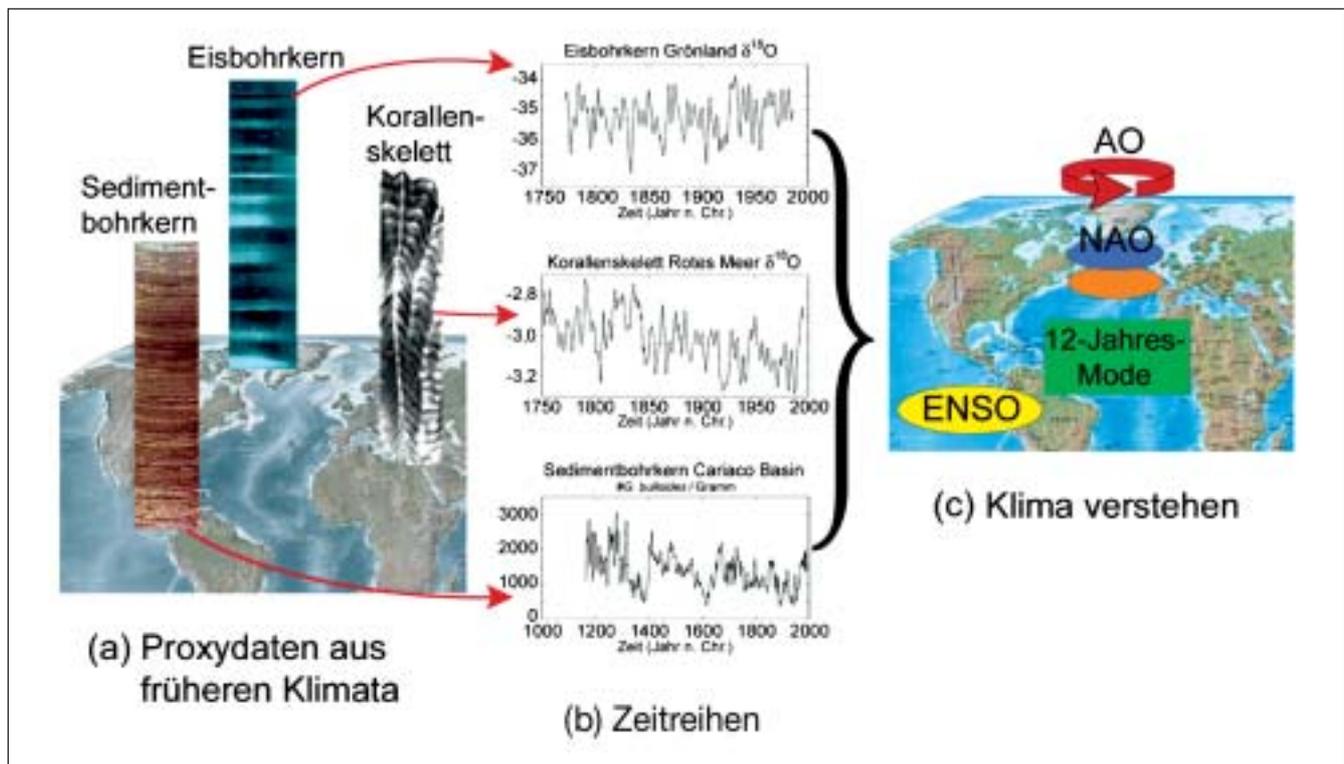


Abb. 1: (a) Schema zur Interpretation von geologischen Daten mit jahresgenauer zeitlicher Datierung am Beispiel von Eiskernen (WHITE et al. 1997), Meeressedimenten (BLACK et al. 1999) und einer Korallenchronologie (FELIS et al. 2000) (b). Um hochfrequentes Rauschen in den Daten zu unterdrücken, wurde ein 3-Jahres Filter angewendet. In (c) sind einige bekannte Klimamodern schematisch dargestellt: AO (Arktische Oszillation), NAO (Nordatlantische Oszillation), quasi-dekadische Schwingung im Atlantik, ENSO (El Niño-Southern Oszillation).

fert. Durch Abzählen von Jahreslagen sind die Informationen zum Teil jahrgenau bestimmbar. Den Schlüssel zum Verständnis der zugrunde liegenden Mechanismen liefert dabei die statistische Datenanalyse. Hierbei werden assoziierte Muster der atmosphärischen Zirkulation, der Meeresoberflächentemperatur und des Niederschlags mit Hilfe von meteorologischen und historischen Daten bestimmt.

Die Analyse dieser langen Datenreihen, wie sie z. B. aus der Geologie stammen, geht jedoch über das Interesse an der Rekonstruktion vergangener Klimata hinaus. Angesichts der Unsicherheit der künftigen Klimaentwicklung ist die Frage nach langfristigen Trends und Klimaschwankungen von extremer Wichtigkeit. Die Paläoklimatologie liefert dabei eine ausgezeichnete Möglichkeit, Klimainformationen der instrumentellen Periode (seit etwa 1840) in einen langfristigen Kontext zu stellen. Rekonstruierte Klimainformationen beruhen dabei auf so genannten Stellvertreterdaten (Proxydaten), die in verschiedenen Komponenten des Klimasystems archiviert sind und die in der Regel physikalische Größen nur indirekt widerspiegeln. Die in den Archiven aufgezeichneten Variationen gilt es zu verstehen und zu interpretieren, sei es durch Modelle oder durch statistische Analysen und durchzuführende Vergleiche mit bekannten Klimaphänomenen (s. Abb. 1).

2 Analyse einer Koralle aus dem Roten Meer

Als erstes Beispiel für ein Paläoklimaarchiv soll hier eine Korallenchronologie betrachtet werden, die die Periode 1750-1995 umfasst (FELIS et al. 2000). Korallenriffe sind temperaturlimitiert und nur in Regionen des Oberflächenozeans zu finden, in denen die Jahresmitteltemperatur ihres Lebensraumes nicht unter 24 °C beträgt und die mittlere Wintertemperatur nicht unter 18 °C

absinkt. Deshalb befinden sich die meisten Korallenriffe in den Tropen (COLE et al. 1993, CHARLES et al. 1997, URBAN et al. 2000). Zu den wenigen subtropischen Regionen, in denen Korallenriffe vorkommen, gehört das Rote Meer. Als ein Beispiel für die Methode, die Variationen der so genannten Proxydaten verständlich macht, wird eine Zeitreihe von Sauerstoffisotopen aus Korallendaten im nördlichen Roten Meer betrachtet, siehe dazu Abb. 2.

Die von FELIS et al. (2000) untersuchte massive Koralle ist etwa 2,50 m groß, und die Wachstumsrate der noch lebenden Koralle beträgt etwa 1 cm pro Jahr. Das Sauerstoffisotopenverhältnis $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ wird in das Kalkskelett der Koralle während ihres Wachstums eingebaut. Dieses Verhältnis, im Folgenden als $\delta^{18}\text{O}$ beschrieben, wird im Wesentlichen durch die lokale Temperatur und das $\delta^{18}\text{O}$ des umgebenden Wassers bestimmt. Die zeitlichen Variationen von $\delta^{18}\text{O}$ im Korallenskelett sind daher direkt mit Variationen im Klima und der Ozeanzirkulation verbunden. Das Korallenskelett mit einer zugehörigen lokalen $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve wird in Abb. 3 gezeigt. Sechs Proben pro Jahr sorgen dabei für einen zeitlich gut aufgelösten Jahresgang.

Für eine Interpretation der rekonstruierten Zeitreihe ist die Kenntnis der lokalen Strömungsverhältnisse im Ozean und in der Atmosphäre nötig. Der Ozean strömt im Roten Meer entgegen der vorherrschend nach Süden weisenden Windrichtung: Oberflächennahes Wasser wird nach Norden in die Region um die Sinai-Halbinsel transportiert, sinkt dort aufgrund hoher Wärme Flüsse und der daraus resultierenden Abkühlung und Dichteerhöhung ab und wird als Zwischen- oder Tiefenwasser nach Süden zurücktransportiert (CEMBER 1988). Obwohl die Strömungsverhältnisse im Roten Meer eine deutlich andere Struktur und Skala als im Atlantik aufweisen, hat die Umwälzbewegung im

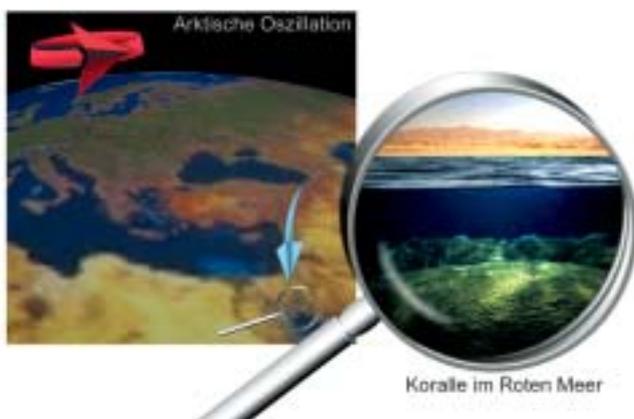


Abb. 2: Lokation und Bild der Koralle im Roten Meer. Die schematischen Pfeile deuten Windrichtungen in 10 km Höhe (rot) und oberflächennah (blau) an und sind im Text erläutert.

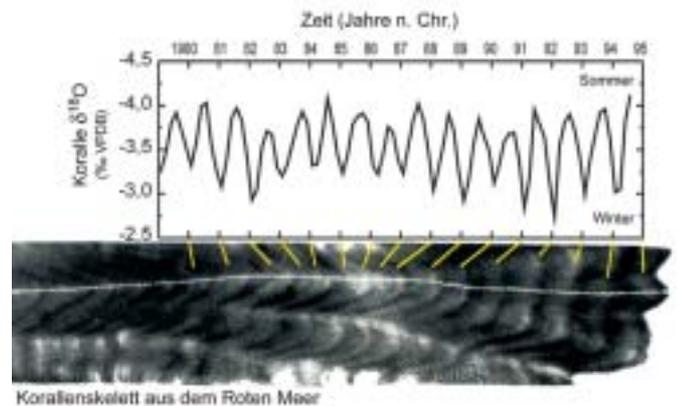


Abb. 3: Röntgenaufnahme eines Teils der massiven Koralle aus dem nördlichen Roten Meer (FELIS et al. 2000). Massive Korallen produzieren jährliche Dichtebänder in ihrem Karbonatskelett. Das Skelett beinhaltet isotopische und geochemische Signale, die für die Rekonstruktion von Meeresoberflächentemperaturen und dem hydrologischen Zyklus genutzt werden können.

Roten Meer Ähnlichkeiten mit der Umwälzbewegung im Atlantischen Ozean, die als ozeanisches Förderband bezeichnet wird (BROECKER 1991, BRÜNING und LOHMANN 1999).

Die Tiefen- und Zwischenwasserbildung im nördlichen Roten Meer ist mit aus dem Norden kommenden winterlichen Kaltluftausbrüchen verbunden (ESHEL und NAIK 1997) und wird außerdem begünstigt, wenn das aus dem Süden heranströmende Wasser schon eine hohe Dichte aufweist (Präkonditionierung). Letzteres hängt eng mit der Verdunstungsrate über dem Roten Meer zusammen, die sensitiv von der Windrichtung, Temperatur und Feuchtigkeit der Luftmassen beeinflusst wird. Da die vertikale Schichtung im nördlichen Roten Meer sehr empfindlich auf Kaltluftausbrüche reagiert¹, können relativ kleine Änderungen der atmosphärischen Zirkulation einen erheblichen Effekt auf die Tiefen- und Zwischenwasserbildung (ESHEL und NAIK 1997) und somit auf die lokale Oberflächentemperatur des Meerwassers und damit auf das $\delta^{18}O$ Verhältnis der Koralle haben.

In der Tat kann die Korallenchronologie zur Rekonstruktion eines großskaligen Klimamodes, der Arktischen Oszillation (THOMPSON und WALLACE 1998, 2000) herangezogen werden. Dazu nimmt man die Januar/Februar- $\delta^{18}O$ Werte der Koralle eines jeden Jahres und eliminiert den Trend aus den Daten (vgl. Abb. 1b). Die resultierende Zeitreihe wird auf Standardabweichung 1 normiert (Abb. 4c). Zur statistischen Analyse wird diese Zeitreihe mit dem in den NCEP/NCAR Reanalysen (KALNAY et al. 1996) bereitgestellten bodennahen Luftdruck für die Periode 1948-

1995 korreliert. Für diese Größe werden ebenfalls die Januar/Februar-Werte verwendet und der lineare Trend abgezogen. Dieses Feld hat eine horizontale Auflösung von $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ (KALNAY et al. 1996). Die resultierende Korrelationskarte ist in Abb. 4a dargestellt, wobei alle Werte über bzw. unter $\pm 0,3$ auf dem Konfidenzintervall 95 % statistisch signifikant sind. Abb. 4b zeigt die entsprechende Korrelationskarte für den Index der Arktischen Oszillation (THOMPSON und WALLACE 1998, 2000). Die Ähnlichkeit der räumlichen Muster (Abb. 4a und b) sowie die ähnlichen zeitlichen Verläufe der Arktischen Oszillation und der $\delta^{18}O$ Werte der Koralle (Abb. 4c) legen den Schluss nahe, dass das Phänomen der Arktischen Oszillation in der Korallenzeitreihe aufgezeichnet wird. Es bleibt zu erwähnen, dass das Ergebnis bezüglich der verwendeten meteorologischen Datensätze robust ist (RIMBU et al. 2001, 2002).

Das Luftdruckmuster (Abb. 4a) vermittelt einen Einblick in die meteorologische Situation, die die $\delta^{18}O$ Variationen im Korallenskelett bestimmt: In einer positiven Phase der Arktischen Oszillation (verstärktes Islandtief und Azorenhoch) gibt es vermehrt Westwinde über Nord- und Mitteleuropa, die für relativ milde Winter sorgen. Über dem Roten Meer gibt es vermehrt kalte und trockene Bedingungen, hervorgerufen durch Advektion von aus Norden stammenden kontinentalen Luftmassen (schematisch angedeutet in Abb. 2). Das hat eine erhöhte Verdunstung und kalte Meeresoberflächentemperaturen im Roten Meer zur Folge, wodurch die Dichte des Meerwassers erhöht, das Absinken von Oberflächenwasser bewirkt und damit schließlich für relativ hohe $\delta^{18}O$ Werte der Koralle gesorgt wird (ESHEL et al. 2000, FELIS et al. 2000, RIMBU et al. 2001).

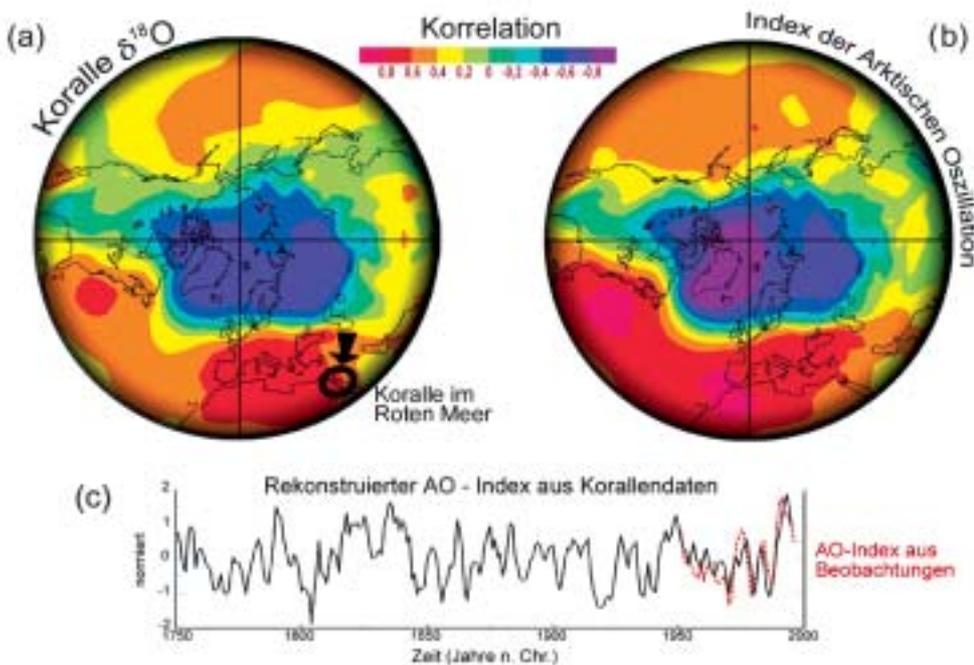


Abb. 4: Korrelationskarten der Januar-Februar $\delta^{18}O$ Werte der Koralle (a) und des Index der Arktischen Oszillation (b) mit dem Bodenluftdruck aus der NCEP/NCAR Reanalyse (KALNAY et al. 1996). Die zugehörigen Zeitreihen sind in (c) gezeigt. Für alle Analysen wurde ein 3-Jahre-Filter benutzt und der Trend aus den Daten eliminiert.

1 Der Ertrag der Apfelsinenernte in Israel wird ebenso von diesen Ereignissen beeinflusst.

3 Aufgezeichnete Klimamoden in Eiskernen und Meeressedimenten

Als weiteres Beispiel werden die Variationen in Eiskernen (WHITE et al. 1997) und Meeressedimenten (BLACK et al. 1999), die in Abb. 1b gezeigt wurden, untersucht. Eine Spektralanalyse der Zeitreihen zeigt eine dominante 12-jährige Schwingung. Für diese Zeitskala ist aus Beobachtungsdaten eine Klimaschwingung im Nordatlantik bekannt, die sich auf Wechselwirkungsprozesse zwischen atmosphärischer Zirkulation und Ozeanströmungen im Nordatlantik zurückführen lässt (DESER und BLACKMON 1993, DIMA et al. 2001). Es soll hier angedeutet werden, wie diese Klimavariation in den Proxydaten aufgespürt werden kann. Die Zeitreihe der stabilen Sauerstoffisotope ($\delta^{18}\text{O}$) ist aus einer Kombination von Daten mehrerer Eiskerne abgeleitet worden, die im Rahmen der Tiefbohrprojekte GRIP und GISP auf dem zentralen grönländischen Inlandeis gewonnen wurden (WHITE et al. 1997). Es wird angenommen, dass die Zeitreihe sowohl die Temperatur im nördlichen Nordatlantik als auch den Niederschlag über Grönland widerspiegelt.

Die andere Zeitreihe wurde aus einem Meeressediment im Cariaco Becken (11°N , 65°W , vor Venezuela) aus 395 Meter Tiefe gewonnen, indem die Anzahl der Individuen von *Globigerina bulloides*, einer planktischen Foraminifere, pro Gramm Sediment gezählt wurde. Das Altersmodell für diesen Kern basiert auf einer Kombination von gezählten Varven (Sedimentschichtungen) und ^{14}C -Altern, die durch Massenspektromenteranalysen gewonnen wurden. Die Variationen der Anzahl der Individuen von *Globigerina bulloides* werden mit Änderungen im Wassermassenantrieb an dieser Lokation in Zusammenhang gebracht (BLACK et al. 1999).

Die Zeitreihen werden mittels der Singular Spectrum Analysis in einzelne Bestandteile zerlegt, siehe dazu: VAUTARD und GHIL (1989), VON STORCH und

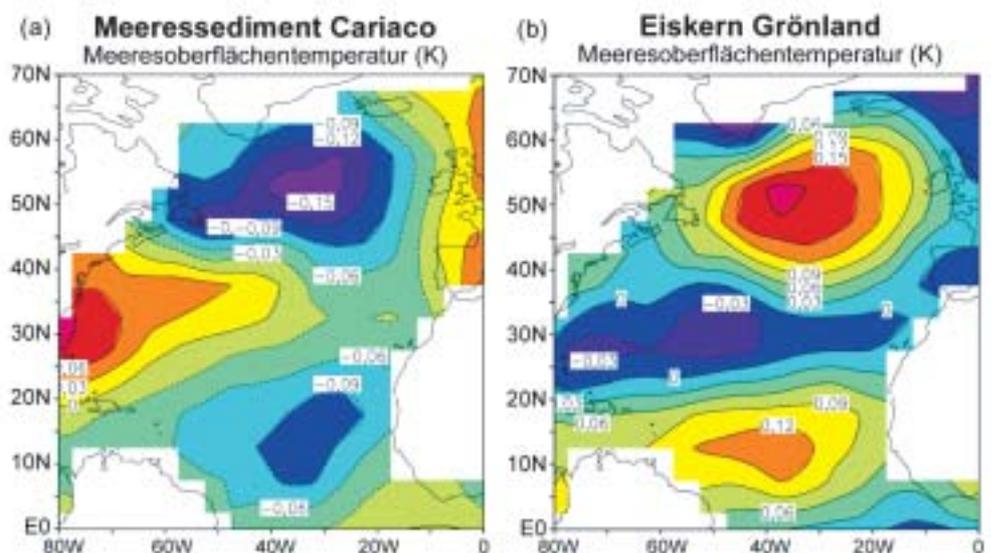
ZWIERS (1999). Dieses Verfahren ist im Wesentlichen eine Empirische Orthogonal-Funktionszerlegung in der Zeit (analog zur Fourieranalyse). Die zugehörige Amplitude der etwa 12-jährigen Schwingung wird benutzt, um das assoziierte Muster in den Meeresoberflächentemperaturen festzustellen. Für die Meeresoberflächentemperaturen wurde ein auf Beobachtungen basierter Datensatz (KAPLAN et al. 1998) verwendet, der auf die Periode 1856 bis 2000 n. Chr. erweitert wurde (siehe in LOHMANN et al. 2002, RIMBU et al. 2003). Abb. 5 zeigt eine typische Temperaturvariation (Composite map) für diese quasi-dekadische Klimaschwingung.

Ein möglicher Mechanismus für diese Schwingung wird in DESER und BLACKMON (1993) und DIMA et al. (2001) beschrieben: Eine anfänglich positive Meeresoberflächentemperaturanomalie in den Tropen beeinflusst die Intensität der Konvektion in der intertropischen Konvergenzzone und der Hadley-Zirkulation. Dadurch kann das Signal in mittlere Breiten gelangen. Die induzierten atmosphärischen Bedingungen sorgen für eine negative Meeresoberflächentemperaturanomalie in der Golfstromregion. Diese negative Anomalie wird mit einer Zeitverzögerung von 5-7 Jahren in tropische Regionen des Nordatlantiks mit dem ozeanischen Strömungssystem transportiert und vermittelt den negativen Rückkopplungsmechanismus, der für die quasi-dekadische Schwingung notwendig ist. Die wesentliche Idee dieses Mechanismus für dekadische oder längerfristige Fluktuationen geht bereits auf BJERKNES (1964) zurück, der Änderungen in der Stärke und Position des subtropischen Hochs als Ursache für Variationen im ozeanischen Subtropenwirbel ansah.

Weitere Analysen zeigen, dass auch andere Klimaschwingungen im Nordatlantik in den Eiskernen (WHITE et al. 1997) und Meeressedimenten (BLACK et al. 1999) detektiert werden können, worauf hier aber nicht näher eingegangen werden soll. Man kann sich die Frage stellen, welche Archive für eine Rekonstruk-

Abb. 5:

Analyse des 12-jährigen Klimamodes im Nordatlantik anhand der Zeitreihen aus Eiskernen (WHITE et al. 1997) und Meeressedimenten (BLACK et al. 1999), welche in Abb. 1 dargestellt sind. Gezeigt ist die „Composite map“ in Kelvin als Indikator für eine typische Temperaturanomalie auf quasi-dekadischer Zeitskala. Mit Ausnahme des Vorzeichens, welches durch die Art der Proxydaten bestimmt wird ($\delta^{18}\text{O}$ bzw. Anzahl einer Foraminiferenart pro Gramm Sediment), stimmen die Muster sehr gut überein.



tion von Klimazuständen und -schwingungen geeignet sind. Geeignete Archive sind in der Regel diejenigen, die eine sensitive Antwort auf Änderungen der Temperatur oder anderer meteorologischer Größen liefern. So kann man Klimaübergänge wie in den 1970er Jahren in vielen Proxydaten finden (RIMBU et al. 2003) und somit Klimaumschwünge in einen längerfristigen Kontext einordnen. Aus Periodizitäten kann sogar auf eine gewisse Vorhersagbarkeit geschlossen werden.

4 Zusammenfassung und Ausblick

Aufgrund des physikalischen Verständnisses der großskaligen Prozesse nimmt die statistische Analyse von Proxydaten einen zentralen Platz in der Paläoklimaforschung ein. Die Rekonstruktion von Klimamoden geschieht dabei über das sogenannte „Upscaling“-Verfahren, in dem Feldkorrelationen und typische Zirkulationsmuster mit Hilfe von Modell- oder historischen Daten identifiziert werden (siehe z. B. APPENZELLER et al. 1998, RIMBU et al. 2001, RIMBU et al. 2002). Die grundlegende Idee ist, dass man die analogen Situationen in instrumentellen Aufzeichnungen feststellt. Damit können die großskaligen Prozesse, welche die zeitlichen Variationen in den Proxydaten der Klimaarchive bestimmen, herausgefunden werden. Im Idealfall liefert dieses Verfahren eine Rekonstruktion von Klimamoden und ordnet die instrumentellen Daten der letzten 50-150 Jahre in einen langfristigen Kontext ein.

Dieses Verfahren kann auf geologische Zeitspannen, in denen die klimatischen und geografischen Bedingungen ähnlich den heutigen sind, angewendet werden. So kann man annehmen, dass die Klimamoden und deren räumliche Muster für die letzten 7000 Jahre und z. B. in der letzten Warmzeit (Eem, etwa 130.000 bis 120.000 Jahre vor heute) mit den heutigen Bedingungen vergleichbar sind. Die Korrelationen für andere geologische Zeiten, in denen die Land-See-Verteilung oder die Verteilung der großen Eisschilde anders als heute gewesen sind, können nicht aus der Gegenwart erschlossen werden. Einen Zugang zur Interpretation geologischer Daten können wahrscheinlich nur numerische Modelle mit entsprechend spezifizierten Randbedingungen liefern.

Die Rekonstruktion von Klimamoden ist auch zur Nachweisbarkeit von Klimaänderungen nützlich. Die Arktische Oszillation (THOMPSON und WALLACE 1998) und ihr Verwandter, die Nordatlantische Oszillation (HURRELL 1995), sind bestimmende Faktoren für das Klima in Europa. Ein Teil der beobachteten Temperaturtrends der letzten Dekaden kann auf eine Verstärkung dieser Klimamoden zurückgeführt werden (HURRELL 1995, FYFE et al. 1999, THOMPSON und WALLACE 1998, 2000). Daher sind sowohl ein Verständnis der Physik dieser Klimaschwingungen (PERLWITZ und GRAF 1995, BALDWIN und

DUNKERTON 1999), als auch Rekonstruktion und statistische Interpretation (RIMBU et al. 2003, LOHMANN et al. 2002) dieses Phänomens von außerordentlicher Wichtigkeit. Neben der Korallenchronologie aus dem Roten Meer, wo Klimavariationen durch den kontinentalen Einfluss bestimmt werden, zeichnen Eiskerne (WHITE et al. 1997) und Meeressedimente (BLACK et al. 1999) interannuale bis interdekadische Klimavariationen auf. Diese Schwankungen maskieren den Trend im 20. Jahrhundert (SCHÖNWIESE und RAPP 1997). Da Proxydaten die vorindustrielle Periode umfassen, sind sie ein wichtiges Hilfsmittel zur Abschätzung der natürlichen Klimavariabilität.

Das Verfahren der hier vorgestellten Mustererkennung lässt sich in das allgemeine Prinzip wissenschaftlicher Entdeckungen einordnen (DERRY 2001). Derry bezeichnet die Suche nach Mustern als Schlüssel zu einer Entdeckung und erhebt sie zu einem wissenschaftlichen Prinzip, welches bereits von Henri POINCARÉ (1913) formuliert wurde:

„... nur zu beobachten reicht nicht aus. Wir müssen unsere Beobachtungen gebrauchen, und dazu müssen wir verallgemeinern. ... Ein Wissenschaftler muss Ordnung schaffen. Wissenschaft ist aus Fakten gebaut wie ein Haus aus Steinen. Aber eine Sammlung von Fakten ist ebenso wenig Wissenschaft wie ein Steinhäufen ein Haus ist.“

Ziel der Wissenschaft ist es daher, aus den zur Verfügung stehenden Daten, die durch Beobachtungen, Modellstudien und Rekonstruktionen gewonnen wurden, Zusammenhänge und Gesetzmäßigkeiten, die in der Natur vorkommen, zu erkennen. Solche charakteristischen Muster zu finden ist einer der Schlüsselprozesse wissenschaftlicher Entdeckung in der Paläoklimaforschung. Dies ist vergleichbar mit einem Puzzle, dessen Teile den richtigen Platz finden, sobald man das Bild erkannt hat, welches das Puzzle ergeben soll.

Danksagungen

Lisa Könnicke, Thomas Felis, Norel Rimbu, Mihai Dima und Klaus Grosfeld wird für ihre Unterstützung zu dieser Arbeit gedankt. Die vorliegende Studie wurde im Rahmen des deutschen Klimaforschungsprogramms DEKLIM vom BMBF gefördert.

Literatur

- APPENZELLER, C., T. F. STOCKER, M. ANKLIN, 1998: North Atlantic Oscillation dynamics recorded in Greenland ice cores. *Science* **282**, 446-449.
- BALDWIN, M. P., T. J. DUNKERTON, 1999: Propagation of the Arctic Oscillation from stratosphere to troposphere. *J. Geophys. Res.* **104**, 30937-30946.
- BJERKNES, J., 1964: Atlantic air-sea interaction. *Adv. Geophysics* (Academic Press) **10**, 1-82.

- BLACK, D. E., L. C. PETERSON, J. T. OVERPECK, A. KAPLAN, M. N. EVANS, M. KASHGARIAN, 1999: Eight centuries of North Atlantic ocean-atmosphere variability. *Science* **286**, 1709-1713.
- BROECKER, W. S., 1991: The great ocean conveyor. *Oceanography* **4** (2), 79-89.
- BRÜNING, R., G. LOHMANN, 1999: Charles S. Peirce on creative metaphor: A case study of the conveyor belt metaphor in Oceanography. *Foundations of Science* **4** (4), 389-403.
- CEMBER, R. P., 1988: On the sources, formation, and circulation of Red Sea deep water. *J. Geophys. Res.* **93** (C7), 8175-8191.
- CHARLES, C. D., D. E. HUNTER, R. G. FAIRBANKS, 1997: Interaction between the ENSO and the Asian monsoon in a coral record of tropical climate. *Science* **277**, 925-928.
- COLE, J. E., R. G. FAIRBANKS, G. T. SHEN, 1993: Recent variability in the Southern Oscillation: Isotopic results from a Tarawa Atoll coral. *Science* **260**, 1790-1793.
- DERRY, G. N., 2001: *Wie Wissenschaft entsteht*. Primus Verlag, Darmstadt, 374 S. (deutsche Übersetzung von: Derry, G. N., 2000: *What Science Is and How It Works*, Princeton University Press, Princeton, USA, 328 S.).
- DESER, C., M. L. BLACKMON, 1993: Surface Climate Variations over the North Atlantic Ocean during Winter: 1900-1989. *J. Clim.* **6**, 1743-1753.
- DIMA, M., N. RIMBU, S. STEFAN, I. DIMA, 2001: Quasi-decadal variability in the Atlantic basin involving tropics-mid-latitudes and ocean-atmosphere interactions. *J. Clim.* **14**, 823-832.
- ESHEL, G., N. H. NAIK, 1997: Climatological coastal jet collision, intermediate water formation, and the general circulation of the Red Sea. *J. Phys. Oceanogr.* **27**, 1233-1257.
- ESHEL, G., D. P. SCHRAG, B. F. FARRELL, 2000: Troposphere-planetary boundary layer interactions and the evolution of ocean surface density: lessons from Red Sea corals. *J. Clim.* **13**, 339-351.
- FELIS, T., J. PÄTZOLD, Y. LOYA, M. FINE, A. H. NAWAR, G. WEFER, 2000: A coral oxygen isotope record from the northern Red Sea documenting NAO, ENSO, and North Pacific teleconnections on Middle East climate variability since the year 1750. *Paleoceanography* **15**, 679-694.
- FYFE, J. C., G. J. BOER, G. FLATO, 1999: The Arctic and Antarctic Oscillations and their projected changes under global warming. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 1601-1604.
- HURRELL, J. W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* **269**, 676-679.
- KALNAY, E. M. et al. 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **77**, 437-471.
- KAPLAN, A., M. CANE, Y. KUSHNIR, A. CLEMENT, M. BLUMENTHAL, B. RAJAGOPALAN, 1998: Analyses of global sea surface temperature 1856-1991. *J. Geophys. Res.* **103**, 18,567-18,589.
- LOHMANN, G., N. RIMBU, M. SCHULZ, 2002: Potential influence of astronomical and solar variations on decadal and centennial climate variability. The KIHZ project: towards a synthesis of Holocene proxy data and climate models, H. Fischer, G. Lohmann et al. (Hrsg.), *Springer-Verlag*, Berlin, im Druck.
- PERLWITZ, J., H.-F. GRAF, 1995: The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the Northern Hemisphere in winter. *J. Clim.* **8**, 2281-2295.
- POINCARÉ, H., 1913: *The Foundations of Science*. Science Press, New York, 127 S.
- RIMBU, N., G. LOHMANN, T. FELIS, J. PÄTZOLD, 2001: Arctic Oscillation signature in a Red Sea coral. *Geophysical Research Letters* **28**, 2959-2962.
- RIMBU, N., G. LOHMANN, T. FELIS, J. PÄTZOLD, 2002: Detection of climate modes as recorded in a seasonal-resolution coral record covering the last 250 years. The KIHZ project: towards a synthesis of Holocene proxy data and climate models, H. Fischer, G. Lohmann et al. (Hrsg.), *Springer-Verlag*, Berlin, im Druck.
- RIMBU, N., G. LOHMANN, T. FELIS, J. PÄTZOLD, 2003: Shift in ENSO teleconnections recorded by a Red Sea coral. *J. Clim.* (im Druck).
- SCHÖNWIESE, C.-D., J. RAPP, 1997: *Climate Trend Atlas of Europe – Based on Observations 1891-1990*. Kluwer, Dordrecht, 224 S.
- VON STORCH, H., F. ZWIERS, 1999: *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, Cambridge, 484 S.
- THOMPSON, D. W. J., J. W. WALLACE, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 1297-1300.
- THOMPSON, D. W. J., J. W. WALLACE, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability. *J. Atmos. Sci.* **13**, 1000-1016.
- URBAN, F. E., J. E. COLE, J. T. OVERPECK, 2000: Influence of mean climate change on climate variability from 155-year tropical Pacific coral record. *Nature* **407**, 989-993.
- VAUTARD, R., M. GHIL, 1989: Singular spectrum analysis in nonlinear dynamics with applications to paleoclimatic time series. *Physica D* **35**, 395-424.
- WHITE, J. W. C., L. K. BARLOW, D. FISHER, P. M. GROOTES, J. JOUZEL, S. J. JOHNSEN, M. STUIVER, H. B. CLAUSEN, 1997: The climate signal in the stable isotopes of snow from Summit, Greenland: Results of comparisons with modern climate observations. *J. Geophys. Res.* **102**, 26425-26439.
- WIKIPEDIA, die freie Enzyklopädie, 2002, verfügbar auf <http://de.wikipedia.org/>. Stichwort Geologie.

Anschrift des Autors:

Dr. Gerrit Lohmann
 Fachbereich Geowissenschaften
 Universität Bremen
 Postfach 33 04 40
 28334 Bremen

gerrit@palmod.uni-bremen.de
<http://www.palmod.uni-bremen.de/~gerrit>

Dr. Gerrit Lohmann ist Leiter der Forschergruppe „Erdsystemmodellierung und Analyse“, die im Rahmen der Nachwuchsförderung zur deutschen Klimaforschung eingerichtet wurde.

A. MEYER

Visualisierung von Rasterdaten mittels Isoborder, Isolinien, Isogonen, Polygonen und Isoflächen unter Verwendung von Java

Einleitung

Im Rahmen des vom DWD initiierten und unter Beteiligung des GeophysBDBw und der Meteorologischen Dienste der Schweiz und Dänemarks geführten GGS-Projekts (**G**emeinsames **G**raphisches **S**ystem) wurde für die Visualisierung von Rasterdaten das Java-Objekt IsoLines entwickelt, das den Anwender in die Lage versetzt, auf unterschiedliche Weise eine grafische Aufbereitung dieser Daten zu erreichen. Für die Berechnung der Isoborder, Isolinien, Isogone, Polygone und Isoflächen wird lediglich vorausgesetzt, dass den Daten ein regelmäßiges Gitter zugrunde liegt. Gebiete von „missing data“, in denen keine Daten definiert sind, werden hingegen zugelassen. Die Berechnung geschieht unter verschiedenen Gesichtspunkten. Zum einen werden Isolinien und -flächen als Rasterfeld (Raster-) und zum anderen Isoborder, Isolinien, Isogone, Polygone und Isoflächen in Vektorform (Vector-) auf der Grundlage sehr unterschiedlicher Algorithmen bestimmt. Zunächst jedoch zu einigen Begriffbestimmungen.

- **Isoborder** sind geschlossene Begrenzungslinien um Gitterpunkte gleicher Eigenschaft.
- **Isolinien** sind Linien gleicher Eigenschaften.
- **Isogone** sollen in diesem Zusammenhang als Isolinien verstanden werden, die stets geschlossen sind und Verbindungslinien zwischen Isolinien gleichen Niveaus zulassen.
- **Polygone** sind Isolinien, die stets geschlossen sind und im Gegensatz zu Isogonen *keine* Verbindungslinien zwischen Isolinien gleichen Niveaus gestatten.
- **Isoflächen** werden entweder von Isolinien benachbarter Isolinienniveaus aufgespannt oder durch einen Begrenzungsbereich definiert.

Die Entscheidung, welche Art der Berechnung gewählt wird, hängt von der jeweiligen Aufgabenstellung ab und bleibt dem Anwender überlassen.

Java-Schnittstellen

Für eine solide Java-Programmierung ist es im Zusammenhang mit anderen Aspekten und im Kontext einer vernünftigen Gesamtarchitektur unerlässlich, eine saubere Schnittstelle für die Programmierung zu definieren.

Hierbei wird nicht auf die speziell für das GGS-Projekt entwickelte GOF (**g**raphical **o**bject **f**actory) aufgesetzt, sondern auf die Java-Standards zurückgegriffen, um keine Spezialisierung vorauszusetzen und eine ganz allgemeine Anwendung garantieren zu können.

Die Ergebnisse sind allerdings mit wenig Mühe in Graphen der GOF umzusetzen, um somit den Vorteil dieser Visualisierung zu nutzen.

Für die Isolinien- und Isoflächenberechnung im Rasterfall werden unterschiedliche Methoden angeboten, die als Ergebnis ein Feld zurückgeben, das die Isolinien und Isoflächen in Rasterform enthält.

Für die Isoborder-, Isolinien-, Isogon-, Polygon- und Isoflächenberechnung im Vektorfall werden analoge Methoden angeboten, die ihrerseits zwei Ergebnisfelder zurückgeben, die allerdings im Unterschied zum Rasterfall Graphen darstellen. Es handelt sich zum einen um ein LineStripArray und zum anderen um ein TriangleStripArray. Das LineStripArray enthält die Koordinaten aller Linienzüge und das TriangleStripArray alle Dreiecke zur Beschreibung von Isoflächen insbesondere notwendig für eine 3D-Visualisierung.

Im Fall der Berechnung von Polygonen besteht zusätzlich die Möglichkeit der Rückgabe eines Feldes, das die Reihenfolge von einhüllenden und eingeschlossenen Isolinien definiert, um auf diese Weise Löcher detektieren zu können.

Zunächst einige Bemerkungen zu den Übergabeparametern. Alternativ zu den konkreten Isolinienniveaus kann einerseits die Anzahl der Isolinien andererseits der Abstand der Isolinien vorgegeben werden. Im Fall der Vorgabe der Anzahl der Isolinien berechnen sich die Isolinienniveaus aus dem Maximum und dem Minimum des Eingabefeldes. Im Fall der Vorgabe des Abstands der Isolinien wird die Startisolinie in der Weise berechnet, dass sie die erste ganzzahlig durch den Abstand teilbare Isolinie darstellt. Es ist allerdings auch möglich, die konkrete Startisolinie vorzugeben. Ansonsten werden die Isolinien automatisch berechnet mit dem voreingestellten Wert von 8 Isolinienniveaus.

Die Berechnung der Isoflächen und die Rückgabe des Feldes zum Detektieren von Löchern übernimmt die Einstellungen der vorangegangenen Isolinien.

Zur weiteren Spezifizierung der Isolinienberechnung stehen dem Anwender verschiedene weitere Methoden zur Verfügung:

Die erste und zugleich wichtigste Methode ist für die Übergabe des zu berechnenden Inputfeldes verantwortlich.

Für den Rasterfall sind nur jene Methoden sinnvoll, die eine Glättung oder das Löschen von Isolinien beinhalten. Dabei kann die Stärke der Glättung und die

Wirkung des Löschalgorithmus bezüglich Isolinien unterschiedlich eingestellt werden. Prinzipiell kann der Glättungsfaktor zwischen 1 (keine Glättung) und unendlich liegen. Er ist in jedem Fall problemorientiert zu wählen.

Für den Vektorfall stehen sehr viel mehr Methoden zur Verfügung. Es handelt sich neben Methoden zur Glättung mittels Spline oder Löschen von Isolinien insbesondere um Methoden, die speziell auf den Typ der Isolinien zugeschnitten sind. Für die Isogone und Polygone kann die Art der Berechnung vorgegeben werden, um für den 3D-Fall ausgewählte Isoflächen approximativ darstellen zu können. Die Methode zur Isoborderberechnung nutzt standardmäßig zur Be-

grenzung eines Pixelwertes Sechsecke. Diese können durch Vierecke ersetzt werden.

Es gibt keine Rückmeldung bei unsachgemäßer Nutzung der Methoden. Im Gegenteil, die Ausführung wird üblicherweise einfach nur ignoriert.

Beispiele

Unter der Annahme der Nutzung des Isolines-Objekts sollen die nachfolgenden Beispiele den Einsatz der unterschiedlichen Methoden verdeutlichen.

Das Eingabefeld wird als ein zweidimensionales Rasterfeld vorausgesetzt.

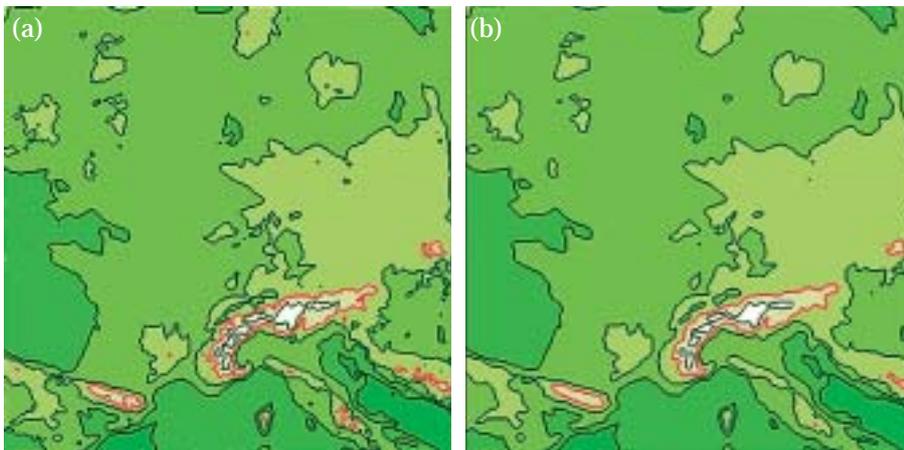


Abb. 1:

Darstellung der Rasterisolines und -isoflächen eines ungeglätteten (a) und eines leicht geglätteten Feldes [Glättungsfaktor 3] (b) einer Temperaturverteilung.

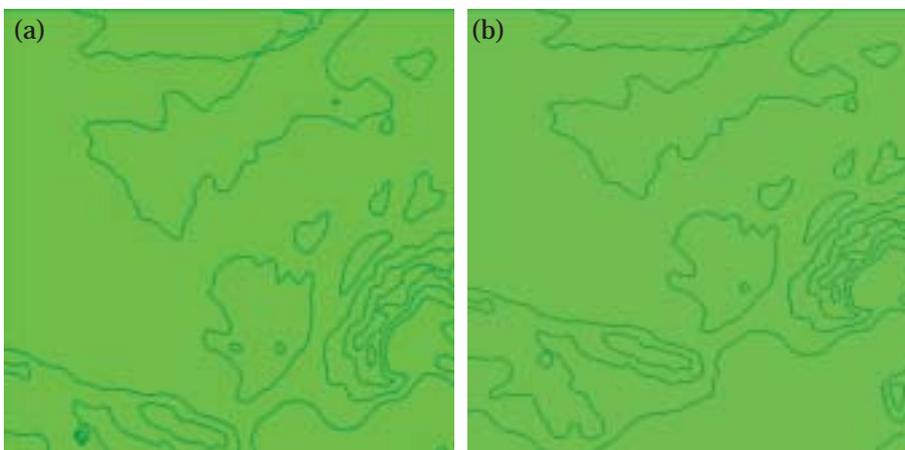


Abb. 2:

Darstellung des originalen Temperaturfeldes (a) und eines manipulierten Feldes der Isolinien (b). Hier wurden alle Isolinien, die durch weniger als 10 Isolinienpunkte belegt sind, gelöscht.

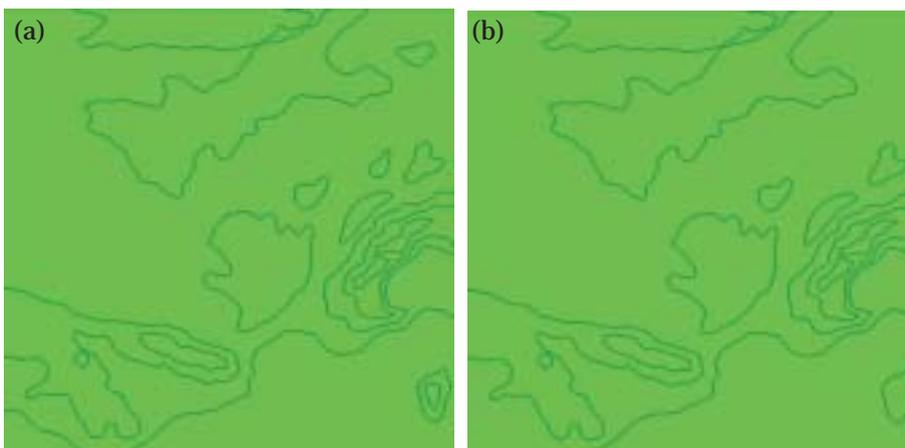


Abb. 3:

wie Abb. 2 b. Hier wurden alle Isolinien gelöscht, die durch weniger als 20 (a) bzw. 30 (b) Isolinienpunkte belegt sind.

In der Abb. 1 wird das Ergebnis der Berechnung von Rasterisolines und Isoflächen bei einer Glättung des Eingabefeldes und Vorgabe der Anzahl der Isolinesniveaus dargestellt. In der linken Bildhälfte ist die originale und in der rechten die geglättete Temperaturverteilung dargestellt. Die etwas gefälligere Struktur wird im geglätteten Fall insbesondere im Bereich starker Gradienten sichtbar. Sehr kleine Strukturen werden dagegen teilweise unterdrückt bzw. gefiltert.

Im nachfolgenden Beispiel geht es um die Darstellung der Wirkungsweise beim Löschen von Isolines. Während in der linken Bildhälfte der Abb. 2 die Originalverteilung dargestellt ist, sind in der rechten alle Isolines, die weniger als 10 Isolinespunkte enthalten, gelöscht. In der Abbildung 3 sind analog dazu alle Isolines ausgefiltert, die weniger als 20 bzw. 30 Isolinespunkte enthalten. Im Vergleich zum Original ist deutlich erkennbar, dass die Anzahl der dargestellten Isolines zunehmend geringer wird. Kleinere Strukturen werden unterdrückt (Vergleiche Abb. 2 a und Abb. 3 b). In allen Beispielen sind insbesondere im Bereich der Gebirge (Alpen, Pyrenäen sowie Apennin) die Unterschiede deutlich erkennbar.

In der Abb. 4 wird das Ergebnis der Berechnung von Isogonen dargestellt. Es ist deutlich erkennbar, dass Verbindungslinien störend die Isolinesführung beeinträchtigen. Der Sinn von Isogonen liegt folglich nicht in der Darstellung der Isolines selbst, sondern vielmehr in der Möglichkeit des Füllens der Isoflächen, was relativ problemlos ist, da per Definition alle Isogonen geschlossen sind, allerdings, wie schon gesagt, auf Kosten der Existenz von Verbindungslinien. Der Anwendungsbereich der Berechnung von Isogonen liegt

folglich in der Hauptsache im 2D-Fall. Zur Darstellung von Isoflächen im 3D-Fall sind geschlossene Isolines nicht zwingend.

In der nachfolgenden Abb. 5 wird der Unterschied zwischen einer originalen und einer geglätteten Temperaturverteilung unter Verwendung der 3D-Visualisierung aufgezeigt. Die glattere Isolinesführung im unteren Bild ist das Ergebnis einer Spline- und Gradientenglättung. Sehr unruhige Kurvenverläufe werden entspannt, erwartungsgemäß im Bereich scharfer Gradienten, die insbesondere in den Gebirgsregionen auftreten.

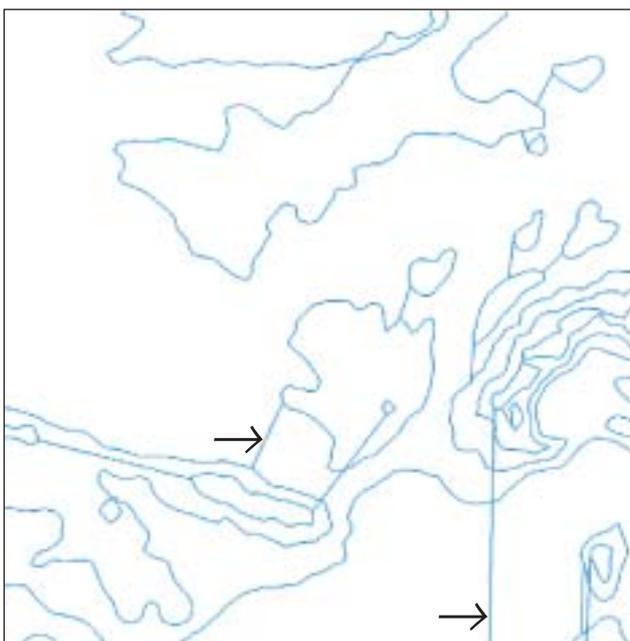


Abb. 4: Dargestellt ist der geschlossene Polygonzug mit Verbindungslinien [markiert durch einen Pfeil] am Beispiel einer Temperaturverteilung.



Abb. 5: Vergleich des originalen (a) mit dem geglätteten (b) Feldes der Temperatur. Die Isoflächen wurden für eine 3D-Visualisierung aufbereitet.

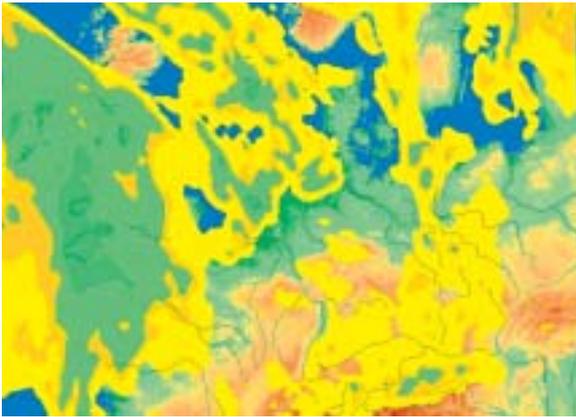


Abb. 6: JavaMap – Darstellung der Isoflächen anhand eines Niederschlagsfeldes des LM.

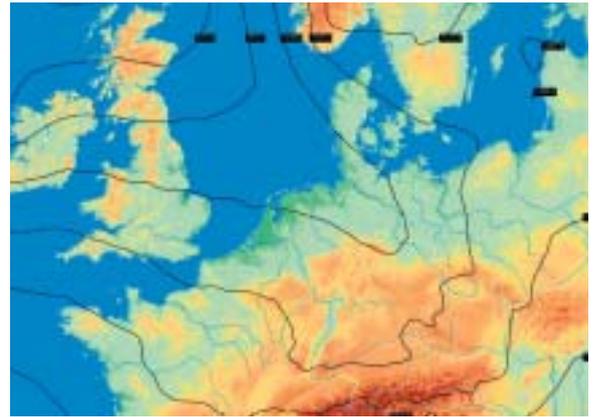


Abb. 7: Java-Map – Darstellung der Isolinen anhand eines Bodendruckfeldes des LM.

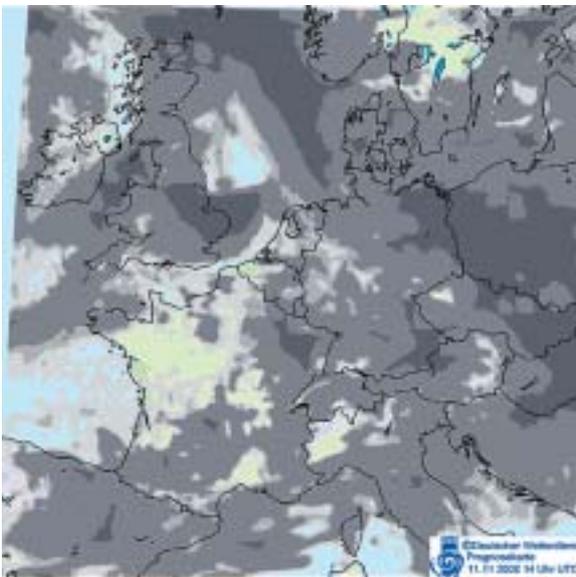


Abb. 8: Flash – Darstellung der Isoflächen des Gesamtbedeckungsgrades. Die Isoflächen wurden unter Zuhilfenahme von Isogonen bestimmt.

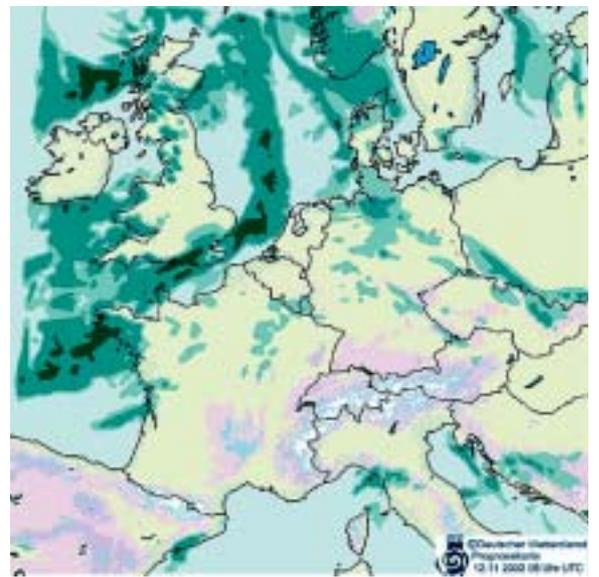


Abb. 9: Flash – Darstellung der Isoflächen einer Niederschlagsverteilung. Die Isoflächen wurden unter Zuhilfenahme von Isogonen generiert.

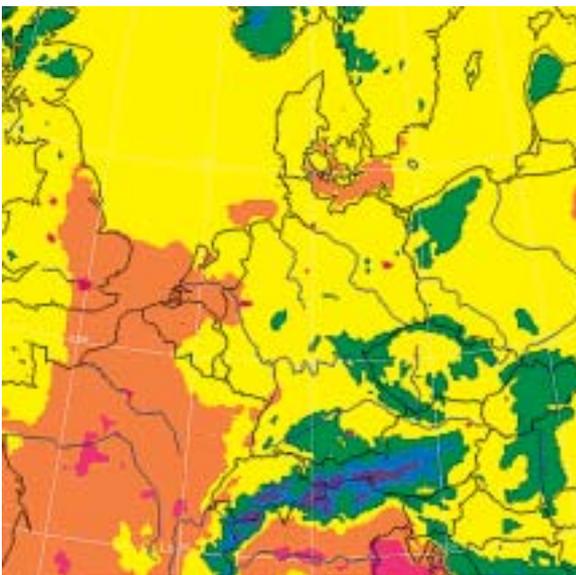


Abb. 10: Prototyp des GGS – Darstellung der Isoflächen der Temperatur. Die Isoflächen wurden unter Zuhilfenahme von Isobordern generiert.

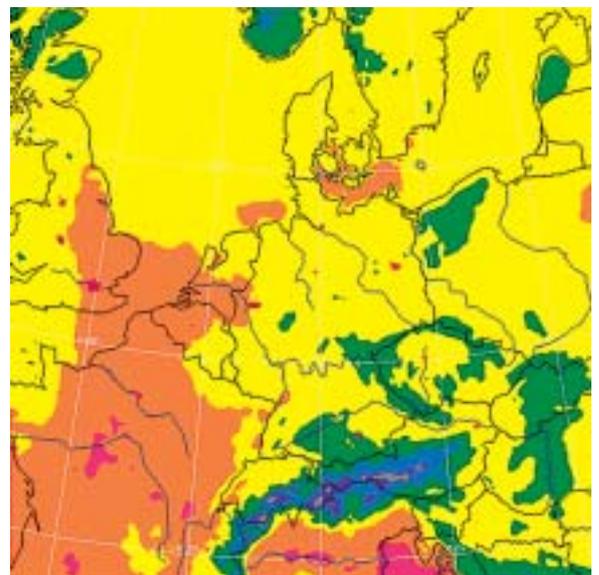


Abb. 11: Prototyp des GGS – Darstellung der Isoflächen der Temperatur. Die Isoflächen wurden unter Zuhilfenahme von Polygonen generiert.

Die nachfolgenden Abbildungen 6 bis 11 demonstrieren die Nutzung von Isoborder, Isolinien, Isogonen, Polygonen und Isoflächen in Anwendungen von Java-Map und Flash (siehe www.dwd.de/flash/client.html). Außerdem werden Beispiele unter Nutzung des vorläufigen GGS-Prototyps vorgestellt.

Zusammenfassung

Mit IsoLines steht ein sehr umfangreiches und vielfältig anwendbares Java-Objekt zur Verfügung. Seine Nutzung ist sehr einfach. Die Schnittstellen sind so definiert, dass notwendige Transformationen oder das Zusammensetzen von Einzelflächen unabhängig und außerhalb von diesem Objekt durchzuführen sind. Nur auf diese Weise kann eine klare Trennung der Aufgaben gewährleistet werden, was insbesondere im Sinne einer objektorientierten Vorgehensweise zu sehen ist.

Danksagung

An dieser Stelle gilt mein besonderer Dank Herrn Ralf Büse, TI14 für interessante Diskussionen.

Literatur

ECKEL, B., 1999: Thinking in Java, Prentice-Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey, 987 S.

FOLEY, J., A. VAN DAM, S. FEINER, J. HUGHES, 1992: Computer Graphics, Principles And Practice, Addison-Wesley Publishing Company, Reading, Massachusetts, 1175 S.

MEYER, A., A. WEGENER, 2001: NinJa – Numerische Mathematik mit Java, Technischer Newsletter – GB Frohnhoff, HTML-Version, 1, 2-6.

MEYER, A., 2002: Isolinienberechnung und deren Realisierung mittels Java, Arbeitspapier des AP05 des GGS-Projekts, (Erweiterung 1, 2 und 3), 1-144.

Anschrift des Autors:

Dr. Arnold Meyer, Deutscher Wetterdienst,
Referat TI14, Kaiserleistraße 44,
63067 Offenbach/Main

H. D. BEHR

Das Satellitenbild des Monats Juli 2002 – Katzenpfoten nördlich von Jan Mayen –

Auf den ersten Blick scheinen die beiden Bilder der polarumlaufenden Satelliten NOAA 12 (Abb. 1) und NOAA 14 (Abb. 2) aufgenommen am 13.07.2002 um 15:26 UTC bzw. 17:23 UTC eher wenig ausdrucksvoll zu sein: Eine nahezu geschlossene Bewölkung liegt über dem Seegebiet zwischen Jan Mayen und Ostgrönland. Bei näherem Hinsehen fällt jedoch ein wolkenfreies Gebiet nördlich von Jan Mayen auf. Auf dieses durch die Insel hervorgerufene Phänomen soll hier eingegangen werden.

Nördlich dieses Wolkenloches ist durch die rote Linie der Kurs des PFS POLARSTERN seit dem Verlassen des Scoresby Sundes ($70^{\circ} 29' N/21^{\circ} 57' W$) am 07.07.2002 eingezeichnet. Der Autor war während dieser Zeit als Bordmeteorologe auf dem Polarforschungsschiff tätig.

Da Jan Mayen, in der südlichen Grönlandsee auf $70^{\circ} 56' N/08^{\circ} 40' W$ fernab von der nächsten Küste gelegen, den Lesern weitgehend unbekannt ist, hier zunächst einige Bemerkungen zu ihrer geschichtlichen Entwicklung sowie vor allem zu ihrer Topographie, die letztendlich verantwortlich ist für das hier vorzustellende meteorologische Phänomen. Weitergehende Informationen über Jan Mayen einschließlich weiterführender Literatur können z. B. UMBREIT (2002), S. 468-494, entnommen werden. Eine umfassende Klimatologie von Jan Mayen hat z. B. AUNE (1982) veröffentlicht. Weitere Informationen sind unter der Internet-Seite <http://www.npolar.no> abrufbar.

Die Insel wurde erstmalig im Jahre 600 von dem Irischen Mönch St. Brendan entdeckt, geriet aber wegen ihrer unwirtlichen klimatischen Lage bald wieder in Vergessenheit. Der Brite Henry Hudson, im Dienste einer niederländischer Walfanggesellschaft stehend, entdeckte sie 1607 neu. Ihren gegenwärtigen Namen erhielt sie von dem niederländischen Walfängerkapitän Jan Jacobz May, der im Jahre 1614 für seine Walfangkompanie Territorialrechte an dieser Insel anmelde- te. Sie wurde nun Stützpunkt niederländischer Walfänger die durch ihre Aktivitäten in knapp dreißig Jahren nahezu den gesamten Bestand an Wälen ausrotteten. Später wurden auf der Insel Füchse bejagt, die über das Eis von Norwegen hierher gekommen waren. Nachdem auch sie fast ausgerottet waren, stehen die verbliebenen nunmehr unter Naturschutz. Abb. 3 zeigt die Insel in einer zeitgenössischen Darstellung aus dem 17. Jahrhundert. Während des internationalen Polarjahres 1882-1883 überwinterte eine österreichische Expedition unter der Leitung von Wohlgemuth auf der Insel. Neben diversen wissenschaftlichen Untersuchungen wurde in dieser Zeit eine Karte im Maßstab 1:100.000 von der Insel angefertigt. Die zur Zeit neueste Fassung aus dem Jahre 1989 zeigt Abb. 4. Im Jahre 1921 errichtete Hagbard Ekerold auf der Insel eine bemannte meteorologische Station, die später die WMO-Kennziffer 01001 erhielt. Am 08. 05. 1929 wurde Jan Mayen offiziell Teil des Norwegischen Königreiches.

Jan Mayen liegt am Ende des Mittelatlantischen Rückens auf der gleichen geographischen Breite wie das Nordkapp. Die

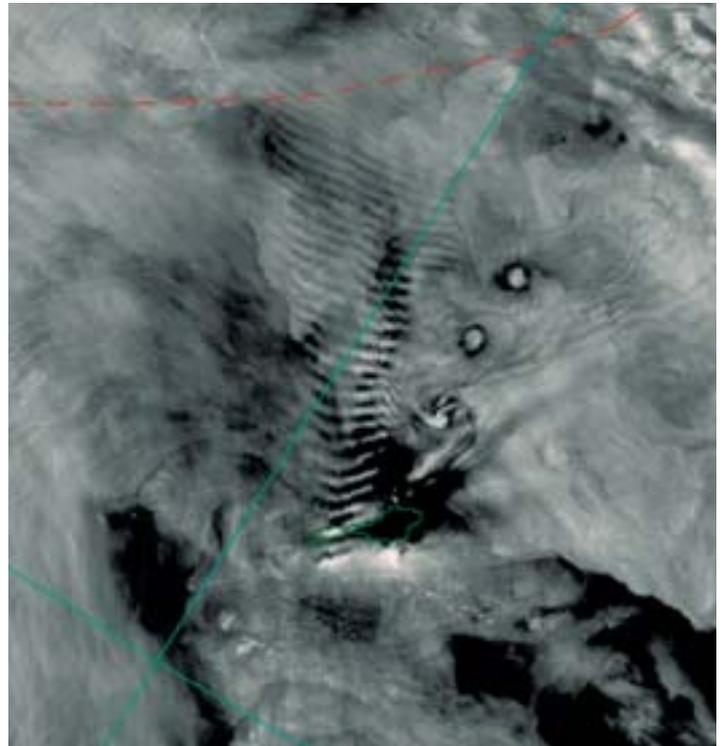


Abb. 1: NOAA12 (VIS) vom 13.07.2002, 15:26 UTC, Maßstab etwa 1 : 45.000.

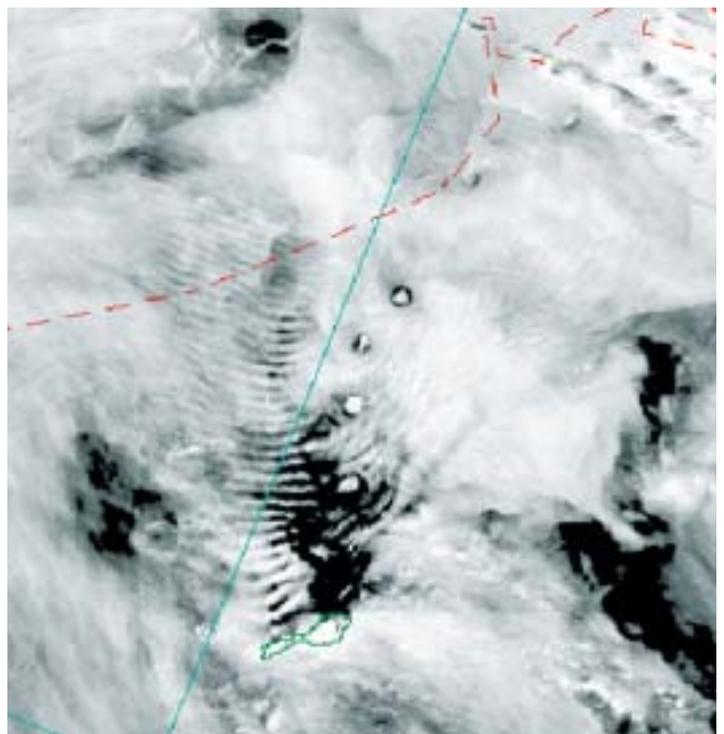


Abb. 2: NOAA 14 (VIS) vom 13.07.2002, 17:23 UTC, Maßstab etwa 1:45.000.



Abb. 3: Blick auf den Beerenberg von Nordwesten her, aus: „De Groote Nieuwe Zee-Atlas ofte Water-Werelt“, Van Keulen, Amsterdam, 1681-1685, aus: den Norske Los, Seite 394. Nachdruck mit freundlicher Genehmigung von: Statens Kartverk, Sjøkartverk i Stavanger.



Abb. 4: Topographische Karte von Jan Mayen. Nachdruck mit freundlicher Genehmigung von: Statens Kartverk, Sjøkartverk i Stavanger.

Insel ist etwa 44 km lang und weist eine Fläche von 379 km² auf. Die nächsten Küsten sind in einer Entfernung von: Grönland 420 km, Island 490 km, Norwegen 850 km. Die in Südwest-Nordost-Richtung verlaufende Insel lässt sich von ihrer Topographie her in drei Gebiete aufteilen (Abb. 4):

- Der Südwesten (Sør-Jan) besteht aus einer reichen Anzahl unregelmäßig verteilter Gipfel ehemaliger Vulkane mit einer mittleren Höhe von 770 m, die meist steil ins Meer abfallen. Hier ist die Insel nur knapp 6 km breit. Innerhalb des Jahres ist dieser Inselteil

nur für wenige Stunden nebefrei.

- Der mittlere, ebene Teil erhebt sich kaum über dem Meeresspiegel. Die in ihm eingebetteten Lagunen sind im Verlaufe der Zeit durch Anspülungen von Sand sowie Lavaabflüsse entstanden. Hier befinden sich die meteorologische Station, eine Radiostation sowie Landemöglichkeiten für Kleinflugzeuge.
- Der Nordostteil (Nord-Jan) der Insel mit einer Breite von bis zu 15 km wird beherrscht durch den aktiven Vulkan Beerenberg. Seine Eisfelder und Gletscher reichen bis zum Meeresspiegel hinab. An seinem Fuß hat er einen Umfang von etwa 60 km. Der Krater des höchsten Gipfels dieses Berges (Haakon VII Toppen) misst 2 km Durchmesser und seine Höhe beträgt 2277 m. Seine Spitze ist in der Regel von Wolken verdeckt. Sofern sie für kurze Zeit aufreißen, ist sein Anblick bereits aus knapp 200 km möglich. Der letzte Vulkanausbruch erfolgte im Jahre 1970, dabei entstand durch Lavaabfluss rund 3 km² neues Land. Abb. 5 zeigt einen Blick von Südwesten her über Sør-Jan auf den Beerenberg.

Jan Mayen weist wegen ihrer isolierten Lage im freien Ozean ein polar-maritimes Klima auf, s. Abb. 6. Wegen der ausgeprägten Topographie der Insel sowie wegen ihrer o. a. isolierten Lage lassen sich bei entsprechender Wetterlage auffällige meteorologische Erscheinungen beobachten. Auf eine soll hier eingegangen werden.

Am 08.07.2002 zog von Schottland ein Tiefdruckgebiet westwärts in Richtung Island. Dort wurde es am 12.07. ortsfest. Zeitgleich stieg über Mittelskandinavien der Druck, so dass sich im Seegebiet südlich von Jan Mayen eine Strömung aus Südsüdost mit etwa 10 m/s entwickelte. Dieses Windfeld traf nahezu senkrecht auf die Insel. Bedingt durch die oben beschriebene Topographie wurde die anströmende Luftmasse durch die beiden Erhebungen Sør-Jan und Nord-Jan derart kanalisiert, dass sie nur den flacheren, mittleren Teil der Insel überqueren konnte. Man erkennt im Bereich der Insel:

- a) eine Staubewölkung auf der gesamten luvwärtigen Seite der Insel,
- b) leewärts des südwestlichen und mittleren Teiles der Insel Leewellen, die

mit wachsender Entfernung von ihrem Entstehungsgebiet einen immer breiter werdenden Bereich einnehmen. Diese Leewellen sind noch in einer Entfernung von knapp 200 km stromab von der Insel gut auszumachen,

- c) leewärts des hohen Nordostteiles der Insel zunächst eine wolkenfreie Zone als Kompensation der Staubewölkung auf ihrer Luvseite. Weiter stromab bilden sich einzelne Wirbel aus, die den Verlauf einer Kármánschen Wirbelstraße markieren. Sie sind östlich der in b) beschriebenen Leewellen gut zu erkennen. Diese Wirbel zeichnen sich durch ein kreisförmiges Wolkenfeld ab, das das Aufsteigen markiert. Es ist umschlossen von einem wolkenfreien Ring in dem die Luft wiederum absinkt. Da diese einzelnen Kármán-Wirbel teilweise von einer schichtförmigen Wolkendecke überlagert waren, die wiederum in den Wolkenbildungs- und -auflösungsprozess mit einbezogen wurde, entsteht der Eindruck von „Katzepfoten“ in der ansonsten geschlossenen Wolkendecke.



Abb. 5: Blick von Südwesten her auf den Beerenberg und ihm vorgelagerte Inselteile, Photo: Norsk Polarinstitut, aus: den Norske Los, Seite 396. Nachdruck mit freundlicher Genehmigung von: Norsk Polarinstitut, Tromsø.

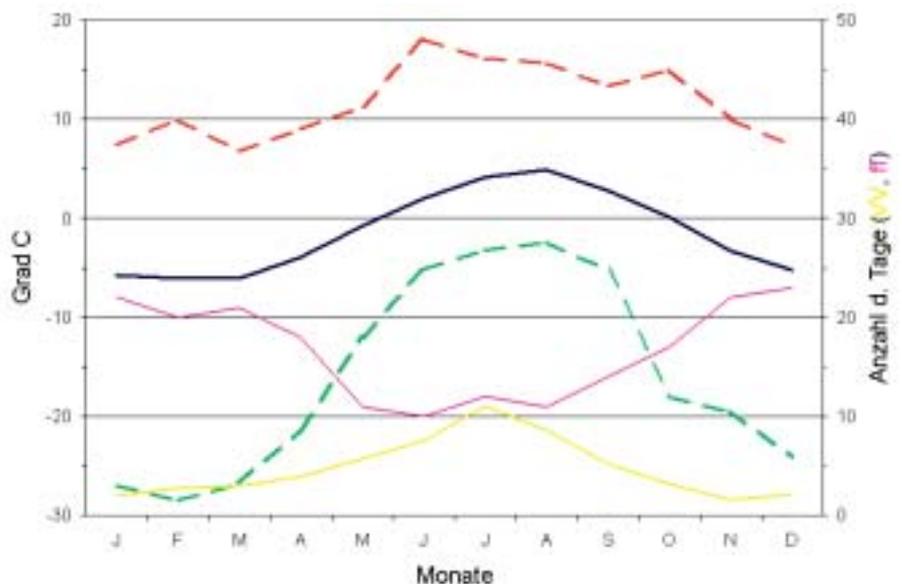


Abb. 6: Jahresgänge der langjährigen Monatsmittel der Lufttemperatur (schwarz) in der Zeitspanne 1951-1980 sowie der höchsten (rot) und niedrigsten (grün) in dieser Zeitspanne beobachteten Temperaturen. Ferner sind angegeben die Jahresgänge der langjährigen Monatsmittel der Tage mit von Nebel (gelb) sowie der Tage mit mehr als 5 Bft (violett). Daten aus AUNE (1982).

Literatur

Arctic Pilot, Vol. II, 8. Auflage, 1996: Hrsg. UK Hydrographic Office, Ministry of Defence, 290 S.

Den Norske Los/Arctic Pilot, Bind 7/Vol. 7, 1988: in norwegischer und englischer Sprache, Hrsg.: The Norwegian Hydrographic Service and the Norwegian Polar Research Institute, 419 S.

AUNE, B., 1982: klima - The Climate at Norwegian Arctic Stations, in englischer Sprache, Hrsg.: Det norske meteorologiske institutt, Oslo, 5, 44 S.

UMBREIT, A., 2002: Spitzbergen mit Franz-Josef-Land und Jan Mayen, Conrad-Stein-Verlag, Struckum, 501 S.

Anschrift des Autors:

Dr. Hein Dieter Behr, DWD-Geschäftsfeld Seeschifffahrt, Postfach 30 11 90, 20304 Hamburg

Tagung

Symposium zur Information der Öffentlichkeit

Warnsignale aus dem Meer

von den offenen Ozeanen bis zu den Randmeeren

31. März – 2. April 2003

Universität Hamburg

(Ort z. Zt. ungewiss, siehe Webseite)

Wissenschaftliches Komitee

Prof. Dr. F. Colijn (GKSS, Geesthacht)
 Prof. Dr. H. Graßl (MPI, Hamburg)
 Prof. Dr. H. Kausch (IHF, Hamburg)
 Dr. E. Rachor (AWI, Bremerhaven)
 Prof. Dr. K. Reise (AWI, Bremerhaven)
 Prof. Dr. C. Schönwiese (IMGeo, Frankfurt a. M.)
 Prof. Dr. J. Sündermann (IfM, Hamburg)
 Prof. Dr. A. Weber (IallgB, Hamburg)

Organisation

Dr. rer. nat. José L. Lozán
 Universität Hamburg
 Zeiseweg 9
 D-22765 Hamburg
 Tel. 040 42838-6676
 Fax 040 42838-6696
 Lozan@uni-hamburg.de
<http://www.rrz.uni-hamburg.de/WarnsignalMeer>

Das Buch zur Tagung

„Warnsignale aus Nordsee und Wattenmeer“

Eine Aktuelle Umweltbilanz

2003, 448 Seiten, Hrsg: J. L. Lozán, E. Rachor, K. Reise, J. Sündermann, H.v. Westernhagen.

Preis: 25,— €, zu bestellen bei J. L. Lozán.

Wissenschaftliches Programm

Eröffnungsvortrag: Prof. Dr. Klaus Töpfer (UNEP)

Block I: Die Rolle des Meeres für das Klima

Vorsitzende: Prof. Dr. Hartmut Graßl, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg,
 Prof. Dr. Christian Schönwiese, Institut für Meteorologie u. Geophysik, Universität Frankfurt a. M.

Block II: Übernutzung des Meeres

Teil 1: *Schiffsverkehr*

Vorsitzender: Prof. Dr. Hartmut Kausch, Institut für Hydrobiologie u. Fischereiwissenschaft Universität Hamburg

Teil 2: *Fischerei*

Vorsitzender: Prof. Dr. Adolf Weber, Institut für Allgemeine Botanik, Universität Hamburg

Teil 3: *Nutzungskonflikte*

Vorsitzender: Prof. Dr. Karsten Reise, Alfred-Wegener-Institut, List/Sylt

Block III: Meeresverschmutzung und Meeresschutz

Vorsitzender: Prof. Dr. Franciscus Colijn, Forschungszentrum GKSS, Geesthacht, Institut für Küstenforschung

Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Jahr 2000

Universität Bayreuth

Diplom-Hauptprüfungen

- HELD, Andreas: Variabilität anorganischen Stickstoffs im atmosphärischen Aerosol: Einzelpartikelanalyse im Fichtelgebirge.
- HOTTENROTH, Sarah: Nitrophenole im Nebel.
- SCHRÖTER, Marc: Lidar-Messungen der Dynamik des Ozons in der atmosphärischen Grenzschicht.
- MÜLLER, Stefan: Untersuchung zu einem Windleistungsprognosesystem mittels künstlicher neuronaler Netze auf der Grundlage der Daten des meteorologischen Messnetzes Mecklenburg-Vorpommern.
- GÖCKEDE, Mathias: Das Windprofil in den untersten 100 m der Atmosphäre unter besonderer Berücksichtigung der Stabilität.
- NEUNER, Christian: Anwendung des Evapotranspirationsmodells AMBETTI auf die Verdunstungsberechnung im Raum Weißenstadt (Fichtelgebirge).

Freie Universität Berlin

Promotionen

- DETTMANN, Rainer: Statistische Auswertung nordhemisphärischer Druckfelder zur langfristigen Temperaturprognose für Berlin.
- KUBATZKI, Claudia: Wechselwirkungen zwischen Klima und Landoberfläche im Holozän.
- PAAPE, Katja: Bestimmung der Emissionseigenschaften von Landoberflächen im Mikrowellenbereich mittels eines Zweiskalenmodells.
- RATHKE, Carsten: Fernerkundung mikrophysikalischer Parameter von Grenzschichtwolken aus Fourier-Spektrometern im thermischen Infrarot.

Diplom-Hauptprüfungen

- EHLERT, Tobias: Untersuchungen zum Aufgleiten von Osten mit Gewittern und Starkniederschlägen in Mitteleuropa.
- GEBERT, Martin: Versuch einer Anpassung der Temperatur- und Windreihe der Station Botanischer Garten an die Dahlemer Messreihe.
- GRÄF, Doreen: Studie zur Beeinflussung von Sterbegesehen durch Wetter und Klima in Berlin.
- KRÖTZSCH, Sabine: Untersuchungen zur derzeitigen Rolle des Schutzgutes

„Klima“ im Rahmen von Umweltverträglichkeitsprüfungen.

- KUNZE, Markus: ENSO und die winterliche polare Stratosphäre.
- SCHRÖDER, Thomas: Atmosphärenkorrektur flugzeuggestützter Fernerkundungsdaten mit Hilfe eines künstlichen neuronalen Netzes.
- WEBER, Katja: Der Einfluss der QBO auf den stratosphärischen Polarwirbel der Nordhemisphäre in einer Modellstudie.

Universität Bonn

Promotionen

- FRIEDERICHS, Petra: Interannuelle und dekadische Variabilität der atmosphärischen Zirkulation in gekoppelten und SST-getriebenen GCM-Experimenten.
- KLEIN, Thomas: Katabatic winds over Greenland and Antarctica and their interaction with Mesoscale and Synoptic-scale Weather Systems.
- PAETH, Heiko: Anthropogene Klimaänderungen auf der Nordhemisphäre und die Rolle der Nordatlantik-Oszillation.
- STEINHORST, Hildegard-Maria: Statistisch-dynamische Verbundanalyse von zeitlich und räumlich hoch aufgelösten Niederschlagsmustern.
- ZHI, Xiefei: Interannual variability of the Indian Summer Monsoon and its modeling with a zonally symmetric 2 D-Model.

Diplom-Hauptprüfungen

- BAGDOHN, Stefan: Dämpfungskorrektur im X-Band durch Stereo-Radar-Verfahren.
- BUROSE, Dirk: Schätzung von Niederschlagsraten über Landoberflächen aus Satellitenmessungen.
- HANTKE, Oliver: Bestimmung von Cirrus-Wolken mit dem Bonner X-Band Radar.
- KUHLEN, Bernhard: Identifizierung von Jahreszeiten durch Klassifikationen von Geopotentialmustern aus DWD-Analysen der Jahre 1967-1994.
- SCHÖLZEL, Christian: Ein AVN/MOS-System für Europa: Über den Aufbau eines statistischen Vorhersagesystems auf Basis des AVN-Modellausgangs unter Verwendung der Methode der Kreuzvalidierung und der schrittweisen Regression.
- SELBACH, Nathalie: Ableitung atmosphärischer Parameter aus bodengebundenen passiven Mikrowellenradio-

metermessungen.

- TSCHAKERT, Guido: Numerische Analyse des bodennahen Ozon in Nordrhein-Westfalen.
- VON TÖRNE, Kerstin: Algorithmenentwicklung zur Bestimmung von Temperatur- und Feuchte-Profilen mittels Optimal Estimation für ein bodengebundenes passives Mikrowellenradiometer.
- WISSKIRCHEN, Klaus: Sensitivitätsstudien mit einem SVAT-Modell.

Universität Cottbus

Diplom-Hauptprüfung

- BRAUN-SCHOEN, Sygun: Güte des Referenzdatensatzes für Lidarmessungen während OLAK.

Universität Dresden

Habilitation

- BERGER, Franz H.: Bestimmung des Energiehaushaltes am Erdboden mit Hilfe von Satellitendaten.

Diplom-Hauptprüfungen

- BEMANN, Rita: Analyse von Niederschlagsereignissen aus Radardaten mit dem Programm CALAMARI.
- WAHREN, Andreas: Modellierung der Gebietsverdunstung von Referenzgebieten mit unterschiedlich komplexen Ansätzen (zur Abschätzung von Grundwasserneubildung und Abfluss).
- BAUMS, Anna-Barbara: Messung und Modellierung der Verdunstung zur Abschätzung des Wasserdargebots für einen homogenen Wiesenstandort (Melpitz bei Torgau).
- SCHNEIDER, Frank: Vergleich von Regionalisierungsmethoden für tägliche Niederschlagssummen auf Basis der Erkennung synoptischer Muster (Wetterlagen).

Universität Frankfurt am Main

Promotionen

- RAPP, Jörg: Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland.
- RIEDIGER, Oliver: Entwicklung und Einsatz eines flugzeuggetragenen Instru-

mentes zur in-situ-Messung langlebiger Spurengase in der Stratosphäre.

XU, Xiaobin: Investigations into the Tropospheric cycle of COS: Atmospheric distribution, air sea and air vegetation exchanges.

Diplom-Hauptprüfungen

HAASE, Hans-Peter: SF6 als atmosphärischer Tracer: Untersuchungen zur Verteilung von SF6 in der Troposphäre und der untersten Stratosphäre.

STEINBACHER, Martin: Untersuchungen zum Austausch von Carbonylsulfid (COS) über einem Waldökosystem.

WERNER, Anja.: Die Nord-Atlantik-Oszillation und ihre Auswirkungen auf Europa.

Universität Freiburg

Promotion

IZIOMON, Moses: Characteristic variability, vertical profile and modelling of surface radiation budget in the southern Upper Rhine valley region.

Universität Göttingen

Institut für Bioklimatologie

Promotionen

MORGENSTERN, Kai: Turbulent CO₂-, H₂O- and Energy Fluxes above a Mediterranean Oak and a Mountainous Spruce Forest Investigated by Eddy-Covariance Measurements.

Diplom-Hauptprüfung

BLANK, Sven: Eddy-Korrelationsmessungen von Wasserdampfströmen über einem Fichtenbestand – Ein Vergleich von open – und closed-path Sensoren.

Universität Hamburg

Promotionen

ALLNER, Anke Maria: Die direkte Strahlungswirkung von Aerosolteilchen auf ein Klimamodell.

BAUER, Hans-Stefan: Validation of clouds in the ECHAM4 model using dynamical adjustment technique.

BAUER, Susanne E.: Photochemical smog in Berlin-Brandenburg: An investigation with the atmosphere-chemistry model GESIMA.

COSTANZO, Claudio: Fernerkundung von Eis- und Mehrschichtbewölkung über Meeresuntergrund aus Messungen rückgestreuter Solarstrahlung.

DOMMENGET, Dietmar: Large-scale SST variability in the midlatitudes and in the tropical Atlantic.

FIEDLER, Lars: Messungen des Reflexionsvermögens der Meeresoberfläche im infraroten Spektralbereich mit dem „Ocean Atmosphere Sounding Interferometer System“ (OASIS).

GÖRSDORF, Ulrich: Genauigkeit und Verfügbarkeit von Windprofiler/RASS-Messungen.

HIRSCH, Lutz: Bestimmung des turbulenten Impulsflusses mit Hilfe von Doppler- und Interferometriemessungen eines Radar-RASS-Systems.

HOLLMANN, Rainer: Räumlich hochaufgelöste Strahlungsbilanz über Europa: Ableitung aus Satellitendaten - Validation eines regionalen Modells.

JOST, Volker: HOAPS: Eine neue Klimatologie des Süßwasserflusses an der Meeresoberfläche abgeleitet aus Satellitendaten.

LEMKE, Henriette M.: Theoretische Untersuchung zur Ableitung mikrophysikalischer Parameter von Eiswolken aus polarimetrischen Radarmessungen bei 95 GHz.

MATTHIAS, Volker: Vertikalmessungen der Aerosolextinktion und des Ozons mit einem UV-Raman-Lidar.

OCAÑA, Victor: The potential influence of natural climate variability and uncertainty in the design of optimal greenhouse gas emission policies.

OLK, Markus: Entwicklung und Test eines massenerhaltenden Semi-Lagrange-schen Transportverfahrens auf der Kugel.

PERLWITZ, Judith: The dynamical link between the troposphere and stratosphere and its potential to affect climate.

REICHERT, Bernhard K.: Quantification of natural climate variability in paleoclimatic proxy data using general circulation models: application to glacier systems.

STOCKHAUSE, Martina: Bestimmung von Emissionsraten diffuser Quellen mit Hilfe inverser Modellierung.

SURA, Philip: Der Einfluss externen Rauschens auf die Klimavariabilität in vereinfachten Modellen.

WARRACH, Kirsten: Gefrorener Boden und Schneebedeckung unter besonderer Berücksichtigung des hydrologischen Verhaltens der Landoberfläche.

WERNER, Martin: Spatial and temporal variability of water isotopes in polar precipitation.

Diplom-Hauptprüfung

BLESSING, Simon: Entwicklung und Anwendungen eines adjungierten globalen Zirkulationsmodells.

BÖHME, Christoph: Ableitung von Ozon und anderen Spurenstoffen aus Interferometriemessungen während LACE '98.

DELLNITZ, Julia: Niedrigdimensionale Spektralmodelle des Ozeans: Physik und Strukturen.

FRANTZ, Holger: Erzeugung eines Naturdatensatzes zur Validierung hindernisauflösender mikroskaliger Modelle für städtische Anwendungen.

GOLZ, Claudia: Untersuchung von Auswaschprozessen auf der Basis von Vertikalprofilen von Tropfenspektren und Analysen von Regen-Inhaltsstoffen.

MICHEELS, Arne: Klimaklassifikation Vegetationsparameterisierung in ECHAM-Simulationen und ECMWF-Analysen.

PASCHEKE, Frauke: Analyse zeitlich aufgelöster Windmessungen in einer städtischen Grenzschicht und Reproduktion wesentlicher Turbulenzeigenschaften im Grenzschichtwindkanal.

SCHNEIDER, Heiko: Einfluss der Orographie auf die Wechselwirkung zweier Stormtracks in einem vereinfachten globalen atmosphärischen Zirkulationsmodell.

ZENDER, Stefan: Entwicklung einer Strahlungsparameterisierung für das globale Klimamodell PUMA.

Universität Hannover

Promotionen

PAHL, Ulrike: Numerische Simulationen zum Einfluss von Waldbestandshomogenitäten auf die Windverhältnisse und die trockene Spurenstoffdeposition.

STEFFENS, Michael: Fernerkundung von Tafelgebirgen und Meereis mittels SAR-Interferometrie.

Diplom-Hauptprüfungen

BENKEL, Andreas: Fallstudie eines Ferntransportes großer Partikel in der Atmosphäre.

DEIERLING, Wiebke: Untersuchung des statistischen Zusammenhanges zwischen Blitzdichte und Niederschlagsmenge.

SASSE, Maren: Pilotstudie zum Wettereinfluss auf den Flugverkehr.

SCHENK, Friedemann: Studien zur Genauigkeit in der barometrischen Höhenbestimmung.

ZAHR, Jens-Peter: Numerische Simulationen zum Lokalklima in wachsenden Waldbeständen unter Berücksichtigung variierender meteorologischer Bedingungen.

Universität (TH) Karlsruhe

Promotionen

BERG, Hermann: Weiterentwicklung der Millimeterwellenradiometrie stratosphärischer Spurengase in Emission und Absorption.

HASE, Frank: Inversion von Spurengasprofilen aus hochaufgelösten bodengebundenen FTIR-Messungen in Absorption.

- KOPP, Gerhard: Inversion arktischer stratosphärischer Spurengasprofile. Ozonforschung aus Messungen eines bodengebundenen Millimeterwellenradiometers.
- KUNTZE, Karin: Vertikaler Austausch und chemische Umwandlung von Spurenstoffen über topographisch gegliedertem Gelände.
- STECK, Tilman: Bestimmung der Vertikalprofile von Spurengasen aus MIPAS-Messungen unter Hinzunahme von a-priori-Wissen.
- WILMS-GRABE, Walburga: Vierdimensionale Datenassimilation als Methode zur Kopplung zweier verschiedenskaliger meteorologischer Modellsysteme.

Diplom-Hauptprüfungen

- BLAHAK, Ulrich: Messung und Interpretation ausgewählter Vertikalprofile von Tropfenspektren.
- KIMMICH, Evelyn: Eignung von MIPAS-ENVISAT-Daten zur Untersuchung der Chloraktivierung und Denoxifizierung im winterlichen Polarwirbel.
- KÖHLER, Isabel: Vergleich atmosphärischer Analysen der NCEP- und HIRLAM-Modelle mit Messdaten beim ARTIST-Experiment 1998.
- KÖNTOPP, Max: Numerische Meereismodellierung: Einfluss der Gezeiten in einem hochaufgelösten Meereismodell.
- LESSENICH, Katrin: Ableitung von zweidimensionalen Verteilungen atmosphärischer Parameter aus MIPAS-STR-Spektren der APE-GAIA Messkampagne.
- MAYER, Frank: Numerische Simulation des stoßinduzierten Zerfallprozesses von Regentropfen.
- RESSLING, Julia: Vorhersage der Zugbahnen konvektiver Zellen mit Hilfe des radardatengestützten Algorithmus TRACE3D.
- SCHMIDT, Kai: Berechnung der Emission ausgewählter Spurenstoffe einer Stadt mit Hilfe des Massenbilanzverfahren.
- SCHMITT, Carolin: Erkennung hochreichender Konvektionswolken anhand von Meteosat-Daten.
- VOLLMER, Matthias: Korrektur des atmosphärischen Einflusses in IR Satellitenmessungen mit neuronalen Netzen.
- ZIMMERMANN, Alexandra: Untersuchungen zur Ableitung mikrophysikalischer Parameter polarer stratosphärischer Wolken aus MIPAS-ENVISAT-Messungen.

Universität Kiel

Promotionen

- HAGEDORN, Renate: Ein gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-Modell für das Ostsee-Einzugsgebiet.

- HAVEMANN, Stephan: Die Modellierung atmosphärischer Eiskristalle und ihre Anwendung im Strahlungstransport.
- JUNG, Thomas: The North Atlantic Oscillation: Variability and Interactions with the North Atlantic Ocean and Arctic Sea Ice.

Diplom-Hauptprüfungen

- BACH, Arne: Niederschlagsverteilung über Schleswig-Holstein.
- COLDEWEY, Melanie: Vorhersagemöglichkeiten mit neuronalen Netzen.
- HAUSCHILDT, Heike: Bestimmung der horizontalen Verteilung des Flüssigwasserpfades aus Daten des AMSU und AVHRR.
- POHLMANN, Holger: Untersuchung der Variabilität des Meereises im südlichen Ozean.
- STENZEL, Oliver: Einfluss der Atmosphäre auf Meereis und Ozean in der südlichen Hemisphäre.
- TIMM, Oliver: Über die Beziehung der Eiskerne Zentralgrönlands zu den dekadischen bis interdekadischen Klimaschwankungen des Nordatlantiks.

Universität Köln

Promotionen

- ALLARD, Peggy: Der Einfluss von „African Easterly Wave“-Ereignissen auf den Niederschlag und die Feuchtetransporte für ausgewählte Gebiete.
- BAIER, Frank: Entwicklung und Anwendung eines adjungierten Modells zur Simulation des Ozonhaushaltes der Stratosphäre während realer Episoden.
- HANSWILLEMENKE, Klaus: Nesting des Modells FOOT3D in ECMWF-Reanalyse-Daten zur Untersuchung regionaler Starkwindsituationen.
- HÖLZMANN, Judith: Inhomogenous and Anisotropic Assimilation of Ozone Observations for Chemical Transport Modelling.
- MANFRAHS, Claudia: Einsatz eines diagnostischen Strömungsmodells zur Beschreibung der Strömung im Wald.
- NÖLLE, Christian: Vergleich zweier Diffusionsparametrisierungen in einem Eulermodell.
- SHELL, Benedikt: Die Behandlung sekundärer organischer Aerosole in einem komplexen Chemie-Transport-Modell.
- SENTUC, Florence-Nathalie: Entwicklung und Anwendung eines Programmsystems zur Trajektorienberechnung in der planetaren Grenzschicht.
- STIEFELHAGEN, Ilona: Simulation tropischer Zirkulationsmuster mit einem nichtlinearen Anomaliemodell mit Hilfe der adjungierten Methode.
- TOKANO, Tetsuya: Simulation of Titan's Atmosphere by a General Circulation Model.

Universität Leipzig

Habilitation

- JACOBI, Christoph: Die Dynamik der Mesopausenregion mittlerer Breiten und ihre Verbindung mit Prozessen in der unteren und mittleren Atmosphäre / Midlatitude mesopause region dynamics and its coupling with lower and middle atmospheric processes.

Promotionen

- ARNOLD, Klaus: Ein experimentelles Verfahren zur akustischen Tomographie im Bereich der atmosphärischen Grenzschicht.
- HERMANN, Markus: Development and Application of an Aerosol Measurement System for use on commercial Aircraft (Entwicklung und Anwendung eines Aerosol-Meßsystems für den Einsatz auf kommerziellen Flugzeugen).
- KEIL, Andreas: Einfluß absorbierender Aerosolpartikel und verschmutzter Wolken auf den solaren Strahlungshaushalt der Atmosphäre.
- KLINGSPOHN, Martin: Interdekadische Klimavariabilität über dem Nordatlantik – Statistische Analysen und Modellstudien.
- PHILIPPIN, Sabine: Development and Applications of an Analyzer for Airborne Non-volatile Aerosol Compounds (Entwicklung und Anwendung eines Analysators zur luftgetragenen Bestimmung nichtflüchtiger Aerosolbestandteile).
- WAGNER, Frank: Kombinierte Mehrwellenlängen-LIDAR-Photometer-Messungen von optischen und physikalischen Partikelparametern während ACE-2.
- WEHNER, Birgit: Particle Formation in the Urban Atmosphere (Partikelbildung in der urbanen Atmosphäre).
- ZIEMANN, Astrid: Eine theoretische Studie zur akustischen Tomographie in der atmosphärischen Grenzschicht.

Diplom-Hauptprüfungen

- EGER, Reinhard: Simulation der Mischungsschichthöhe über komplexem Terrain in Abhängigkeit von der Turbulenzparametrisierung.
- FAULWETTER, Robin: Singuläre Vektoren des 2d-Eady-Modells.
- HEINRICH, Harald: Optimal wachsende Störungen in einem barotropen Modell.
- KOZIAR, Christian: Ursachen und Auswirkungen von Partikelnukleationen. Eine Analyse im Rahmen des Lindenberger Aerosol-Charakterisierungs-Experiments.
- LAMMERT, Andrea: Simulation turbulenter Flüsse unter Vorgabe turbulenter und nichtturbulenter Anteile.
- NOWAK, Andreas: Charakterisierung der Partikelgrößenverteilung des Fein-

aerosols in der marinen Grenzschicht des Atlantischen Ozeans und Indischen Ozeans für verschiedene klimatische Zonen.

RADTKE, Kai: Simulation der Verdunstung während einer Vegetationsperiode unter Vorgabe verschiedener Wolkenmodelle.

WALTER, Arno: Modifikation und Anwendung eines troposphärenchemischen Mehrphasenmodells.

VON LÖWIS OF MENAR, Sibylle: Untersuchung einzelner Turbulenzereignisse und der Korrelationsbeziehungen zwischen Impulsfluss, fühlbaren Wärmestrom und äolischem Sedimenttransport.

Aus früheren Jahren sind folgende Examina nachzutragen:

1996 Promotionen

FLENTJE, Harald: Absorptionsspektroskopie in der Gasphase.

SCHLINK, Uwe: Immissionsprognose bei Smogsituationen.

1997 Promotion

MÜLLER, Detlef: Inversionsalgorithmus zur Bestimmung physikalischer Partikeleigenschaften aus Mehrwellenlängen-Lidarmessungen.

1998 Promotionen

BIRMILI, Wolfram: Production of New Ultrafine Aerosol Particles in Continental Air Masses.

BUSSEMER, Markus: Ruß in verschiedenen atmosphärischen Reservoiren und seine Auswirkungen auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre.

ORSINI, Douglas A.: The Development of a Systems to Measure the Volatile Sulfuric Acid Fraction of Marine Aerosol Particles.

YUSKIEWICZ, Brett Alexander: The Effects of Cloud Processing on the Submicrometer Particle Size Distribution and Atmospheric Light Scatter.

SCHWARZENBÖCK, Alfons: Development and Application of Complementary Hydrometeor and Interstitial Aerosol Samplers.

WILCK, Martin: Modal Modelling of Multicomponent Aerosols.

1999 Habilitation

ANSMANN, Albert: Aerosol – Raman – Lidar.

1999 Promotion

NAGEL, Dagmar: Analyse der optischen Eigenschaften des arktischen Aerosols, einschließlich der Messung der vertikalen Verteilung des Aerosols in der Troposphäre mit Photometern im Gebiet um Spitzbergen.

Universität Mainz

Promotionen

FRÜH, Barbara: Entwicklung und Evaluierung einer Modellhierarchie zur Simulation der aktinischen Strahlung in aerosolbelasteter und bewölkter Atmosphäre.

GRUBER, Sabine: Vertikalprofile von Größenverteilung und chemischer Zusammensetzung atmosphärischer Aerosolpartikel in mariner und kontinentaler Luft.

VOHL, Otmar: An experimental investigation of the effects of turbulence on the scavenging of aerosol particles by rain drops, and on the growth of cloud drops by collision.

YANG, Jianliang: Condensational Growth of Atmospheric Aerosol Particles in an Expanding Water Saturated Air Flow: Numerical Optimization and Experiment.

Diplom-Hauptprüfungen

KAOM, Vibolrith: Stratuswolken im atmosphärischen Strahlungsfeld.

PLÖGER, Markus: Modifikation und Kalibrierung eines Stratosphären-Kondensationskernzähler (COPAS).

PRINZ, Carsten: Entwicklung eines Luftpaket-Wolkenmodells mit zweidimensionaler Wolkenmikrophysik.

QUICK, Christiane: Untersuchung der Depositionseisbildung auf Pollen.

REHBEIN, Christian: Experimentelle Untersuchungen der Partikelgrößenverteilung im Abgas von Dieselfahrzeugen.

REICHERT, Katja: Die biologische Komponente des atmosphärischen Aerosols auf dem Jungfrauoch.

SOMMER, Carolin: Gefrierverhalten suspendierter PSC-ähnlicher Tröpfchen – Aufbau einer Apparatur zur Untersuchung von akustisch levitierten Lösungströpfchen.

WALTER, Holger: Sphärische Korrekturen an der Strahlungstransportgleichung.

Meteorologisches Institut der Universität München

Promotionen:

FEHR, Thorsten: Mesoskalige Modellierung der Produktion und des dreidimensionalen Transports von Stickoxiden durch Gewitter.

FORSTER, Caroline: Der strahlungsbedingte Zerfall stratosphärischer Filamente in der Troposphäre.

HELL, Richard: Synoptische, diagnostische und numerische Untersuchungen der Intensitätsänderungen von tropischen Wirbelstürmen und Monsuntiefs.

KEIL, Christian: Numerische Simulation von Starkniederschlagsereignissen mit mesoskaligen Wettervorhersagemodellen. Überprüfung mit Radar-Daten und Diagnose des atmosphärischen Feuchtigkeitsbudgets.

MEYER, Richard: Regionale Kondensstreifen-Bedeckung aus Satellitendaten und ihr Einfluss auf den Strahlungshaushalt.

SCHRÖDER, Franz Peter: Vertikalverteilung und Neubildungsprozesse des Aerosols und partikelförmige Flugzeugemissionen in der freien Troposphäre und Tropopause-region.

ZÄNGL, Günther: Die Tropopause in den Polargebieten.

Diplom-Hauptprüfungen

LEITER, Christoph: Kondensstreifen über Südost-Asien – Abschätzung des Bedeckungsgrades mit AVHRR-Daten und Vergleich mit GCM-Ergebnissen.

MAGER, Fabian: Auswirkungen von Treibstoffverbrauch und Klimaänderung auf die Bedeckung durch Kondensstreifen.

WUNDERER, Christoph: Hamiltonian Theories of Balanced Shallow water flow.

Technische Universität München

Promotion

REITMEYER, Heinrich: Quantifizierung des spektralen Angebotes photosynthetisch aktiver Strahlung (PAR) innerhalb eines Fichten-Buchen-Mischbestandes – Entwicklung und Aufbau eines Vielkanalmesssystems zur Erfassung des Sonnenspektrums im Wellenlängenbereich von 400 nm und 850 nm.

Universität Graz

Promotionen

HAFNER, Joachim: Investigation of empirical ionospheric models.

HOCHEGGER, Gerald: Assessment studies on the inversion of satellite to satellite electron content to obtain electron density profiles in the ionosphere.

VOGL, Dieter: The jumps of physical quantities at fast shocks under pressure anisotropy: Theory versus observations at the bow shock.

FOLBERTH, Gerd: Modeling the photochemistry of the predominant chloro-hydrocarbons in the troposphere.

PFISTER, Gabriele: Atmospheric radiative transfer in the UV: Special emphasis on photolysis frequencies $J(O_1D)$ and $J(NO_2)$.

Diplom-Hauptprüfungen

REHRL, Christoph: Mesospheric Temperature and Ozone Sounding Based on Solar Occultation Data.

LANGMAYR, Daniel: Acceleration mechanism in plasmas and application to the Jovian magnetosphere.

MEIROLD-MAUTNER, Ingo: Messung der spektralen optischen Dicke von Aerosolen und des Wasserdampfsäuleninhaltes der Atmosphäre mit einem Sonnenphotometer.

GLASER, Andreas: Atmosphärische Aerosole – Eigenschaften, Verhalten und Messmethoden.

Universität Innsbruck*Promotionen*

SCHAFFHAUSER, Andreas: Synoptics and Dynamics of Helicity Structures.

RACK, Wolfgang: Dynamic Behavior and Disintegration of the Northern Larsen Ice Shelf, Antarctic Peninsula.

Diplom-Hauptprüfungen

BUTSCHEK, Michael: Untersuchungen zum langfristigen Einfluss der Sonnenaktivität auf die Massenbilanz des Hintereisferners.

THURNER, Bernhard: Wetterlagen und Frühjahrsniederschläge auf Gletschern im inneren Ötztal.

UNEGG, Johann Wolfgang: Prognose der Bodentemperatur in einem Soil-Vegetation-Atmosphäre-Transfer-Modell.

HORNSTEINER, Matthias: Troposphärische Überreichweiten im 3 m-Radiowellenbereich.

MASCHER, Stefan: Messungen der spektralen optischen Aerosoldicke im Raum Innsbruck.

SIEGELE, Bruno: Bodenanalysen von TMI-Daten unter Verwendung des VERA-Systems (Vienna Enhanced Resolution Analysis System).

HASLWANTER, Alois: Messung eines vertikalen Temperaturprofils über einen Jahreszyklus und der Einfluss der Winterdecke auf den Energieinhalt des Gossenköllesee.

PIPPAN, Christoph: Umgang mit einem heterogenen, hochaufgelösten Messnetz während der Feldphase des Mesoscale Alpine Programme.

PEIL, Erwin: Der Einfluss von Meteorologie und Glaziologie auf das Schigleiten.

Universität Wien

Institut für Meteorologie und Geophysik

Diplom-Hauptprüfungen

GEPP, Wolfgang: Kaltluftfluss in komplexem Gelände am Beispiel Linz-Haselgraben.

STUTTERECKER, Jürgen: Statistisch-klimatologische Betrachtung der Schadstoffproblematik im Raum Leoben.

GREILBERGER, Stefan: Untersuchung des Windfeldes über komplexem Terrain anhand von Heißluftballondaten.

UNGERSBÖCK, Markus: Korrektur des systematischen Fehlers weltweiter, synoptischer Niederschlagsmessungen.

RATHEISER, Matthias: Ein Vergleich zwischen dem bodennahen Wind- und Druckfeld im Alpenraum.

Universität Basel*Diplom-Hauptprüfungen*

CHRISTEN, Andreas: Turbulence structures of the nocturnal boundary layer at steep alpine slope.

DUBACHER, Rainer: Untersuchung bezüglich Kundenanforderungen und Kundenbedürfnissen an ein naturbasiertes Landschaftsmodell als zukünftige Methode der Landesaufnahme der Schweiz.

IMBERY, Florian: Vergleichende Strahlungs- und Energiebilanzuntersuchungen mit Bodenmessungen und Fernerkundungsmethoden in mediterranem Gelände.

KELLER, Peter: Die Bestimmung der Oberflächenrauigkeit in einer städtischen Umgebung – eine GIS gestützte Anwendung morphometrischer Methoden.

MÄGLI, Tanja: Analyse der Verwendbarkeit eines diagnostischen Windfeldmodells zur Bestimmung windexponierter Flächen.

ETH Zürich*Promotionen*

GERMANN, Urs: Spatial Continuity of Precipitation, Profiles of Radar Reflectivity and Precipitation Measurements in the Alps.

MECKLENBURG, Susanne: Nowcasting Precipitation in an Alpine Region with a Radar Echo Tracking Algorithm.

MEILINGER, Stefanie: Heterogeneous Chemistry in the Tropopause Region: Impact of Aircraft Emissions.

THIELMANN, Axel: Sensitivity of ozone production derived from field measurements in the Po Basin.

WEISS, Andrea: Anthropogenic and Dynamic Contributions to Ozone Trends of the Swiss Total Ozone, Umkehr and Balloon Sounding Serie.

Examina früherer Jahre sind in folgenden Heften veröffentlicht:

Heft	Prüfungsjahrgang
meteo 0	1968
1/2 71	1969
1/2 71	1970
2 72	1971
1 73	1972
2 74	1973
2 75	1974
1 76	1975
1 77	1976
2/3 78	1977
1 79	1978
1/2 80	1979
2/3 81	1980
3/4 82	1981
1/2 83	1982
2/3 84	1983
2/3 85	1984
2/3 86	1985 1. Teil
4 86	1985 2. Teil
3/4 87	1986
4 88	1987
3/4 89	1988
3/4 90	1989
3/4 91	1990 1. Teil
1 92	1990 2. Teil
2/3/4 92	1991
4 93	1992
1/3 24	1993
4 24	1994
1/2 26	1995
3/4 26	1996
1/2 27	1997
3/4 27	1998
1/2 28	1999

Anschriften der Autoren dieses Heftes

PROF. DR. HARTMUT GRABL
Max-Planck-Institut für Meteorologie
Institut für Meteorologie der Universität Hamburg
Bundesstraße 55
20146 Hamburg
E-Mail: grassl@dkrz.de

DR. STEPHAN BAKAN
Max-Planck-Institut für Meteorologie
Bundesstraße 55
20146 Hamburg
E-Mail: bakan@dkrz.de

PROF. DR. ULRICH CUBASCH
Institut für Meteorologie der FU Berlin
C.-H.-Becker-Weg 6-10
12165 Berlin
E-Mail: cubasch@zedat.fu-berlin.de

PRIV.-DOZ. DR. HANS-FRIEDRICH GRAF
Max-Planck-Institut für Meteorologie
Bundesstraße 55
20146 Hamburg
E-Mail: graf@dkrz.de

PROF. DR. ANDREAS HENSE
Meteorologisches Institut
Universität Bonn
Auf dem Hügel 20
53121 Bonn
E-Mail: ahense@uni-bonn.de

PROF. DR. KLAUS HERTERICH
c/o Dr. André Paul
Universität Bremen
Fachbereich Geowissenschaften
Postfach 33 04 40
28334 Bremen
E-Mail: apau@palmod.uni-bremen.de

DIPL.-MET. DIPL.-ING. MARKUS QUANTE
GKSS Forschungszentrum Geesthacht GmbH
Institut für Küstenforschung
Max-Planck-Straße
21502 Geesthacht
E-Mail: markus.quante@gkss.de

PROF. DR. EHRHARD RASCHKE
Meteorologisches Institut der Universität Hamburg
Bundesstraße 55
20146 Hamburg
E-Mail: Ehrhard.Raschke@dkrz.de
E-Mail: DrRaschke@aol.com

Bezugsbedingungen von promet

Herausgeber der Fortbildungszeitschrift *promet* ist der Deutsche Wetterdienst (DWD) mit Sitz in Offenbach am Main. Demzufolge erhalten die Mitarbeiter (Meteorologen und Wetterberater) des DWD sowie des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr (GeophysBDBw) mit Sitz in Traben-Trarbach *promet* auf dem Dienstweg. Ferner gibt der DWD *promet* kostenlos ab an die fest angestellten wissenschaftlichen Mitarbeiter der meteorologischen Universitätsinstitute in Deutschland. Dabei verbindet der DWD die Hoffnung, dass auch dieser Empfängerkreis sich bereit erklärt, Themen zur Bearbeitung für *promet* zu übernehmen.

Die Verteilung der einzelnen Ausgaben von *promet* an die genannten Empfängerkreise erfolgt zentral durch die Bibliothek des DWD. Wenden Sie sich daher bei Nichterhalt von *promet* bitte direkt dorthin:

DWD/Bibliothek, Frankfurter Straße 135, 63067 Offenbach am Main.

Personen sowie Institutionen, die nicht zu dem oben genannten Empfängerkreis gehören, können *promet* wie folgt erhalten:

- durch Kauf eines Einzelheftes,
- durch Abschluss eines Belieferungsabonnements.

Ihre Bestellung richten Sie bitte an die Bibliothek des DWD, die Sie auch über die weiteren Bezugsbedingungen sowie Preise informiert.

Abschließend sei darauf hingewiesen, dass eine Übereinkunft zwischen dem DWD und der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft e.V. (DMG) Mitgliedern der DMG ermöglicht, *promet* im Rahmen ihrer Mitgliedschaft kostenfrei zu erwerben. Weitere Einzelheiten können der Internet-Seite: <http://www.dmg-ev.de> entnommen werden.

Redaktionelle Hinweise für Autoren

1 Allgemeines

Promet dient der Fortbildung von Meteorologen und Wetterberatern. Die Beiträge zum Thema des Heftes sollen den neuesten Stand des zu behandelnden Spezialgebietes auf wissenschaftlicher Basis in einer verständlichen und anschaulichen Weise darstellen.

2 Textunterlagen

2.1 Textdisketten

Erstellt im Programm Word als DOC-, RTF-, TXT-Dokument oder in einem kompatiblen Programm. Zu jeder auf Diskette erstellten Seite wird ein Ausdruck benötigt.

2.2 Gliederung

Numerierung der Haupt- und Unterabschnitte nach dem Dezimalsystem (1, 1.1, 1.2 ... , 2, 2.1, 2.2. usw.).

2.3 Abbildungen, graphische Darstellungen

Kontrastscharfe und reproduktionsfähige

Vorlagen (Fotos mit Hochglanz, Strichzeichnungen mit schwarzer Tusche und klarer Beschriftung). Legenden zu den Abbildungen auf besonderem Blatt beifügen.

2.4 Formeln, Gleichungen

Auf das Notwendige beschränken, deutlich lesbar mit fortlaufender Numerierung in runden Klammern am rechten Textrand.

2.5 Tabellen

Nur im notwendigen Umfang, klar und übersichtlich, ggf. auch als Abbildungen.

2.6 Literaturzitate

Literaturhinweise im *Text*: ... MÜLLER (1980) ... oder ... (MÜLLER 1980) ...

Literaturverzeichnis:

- Autoren in alphabetischer Reihenfolge. Herausgeber werden durch den Zusatz: „Hrsg.“ gekennzeichnet.

- Zeitschriftenaufsatz:

KURZ, M., 1982: Zum Einfluss diabatischer Prozesse auf die Frontogenese in Bodennähe. Meteorol. Rdsch., **35**, 21–30.

- Buch:

SCHÖNWIESE, C.-D., 1980: Klimaschwankungen. Berlin: Springer-Verlag, 181 S.

3 Korrekturen

Autoren, die das Thema des Heftes behandeln, erhalten Fahnenabzüge ihres Beitrages zur Korrektur. Die Umbruchkorrekturen werden von der Hauptschriftleitung durchgeführt.

4 Belegexemplar, Fortdrucke

Autoren des Hauptthemas erhalten je 5 Belegexemplare des betreffenden Heftes. Autoren von Kurzmitteilungen (3spaltige Texte) je 1 Heft. Zusätzliche Exemplare können gegen Erstattung der Fortdruckkosten bei der Rücksendung der Korrekturen bestellt werden.

Manuskriptsendungen werden erbeten:

Deutscher Wetterdienst
Hauptschriftleitung Promet
Postfach 30 11 90
20304 Hamburg
Telefon 040 6690-1461
Telefax 040 6690-1499
E-Mail: hein-dieter.behr@dwd.de