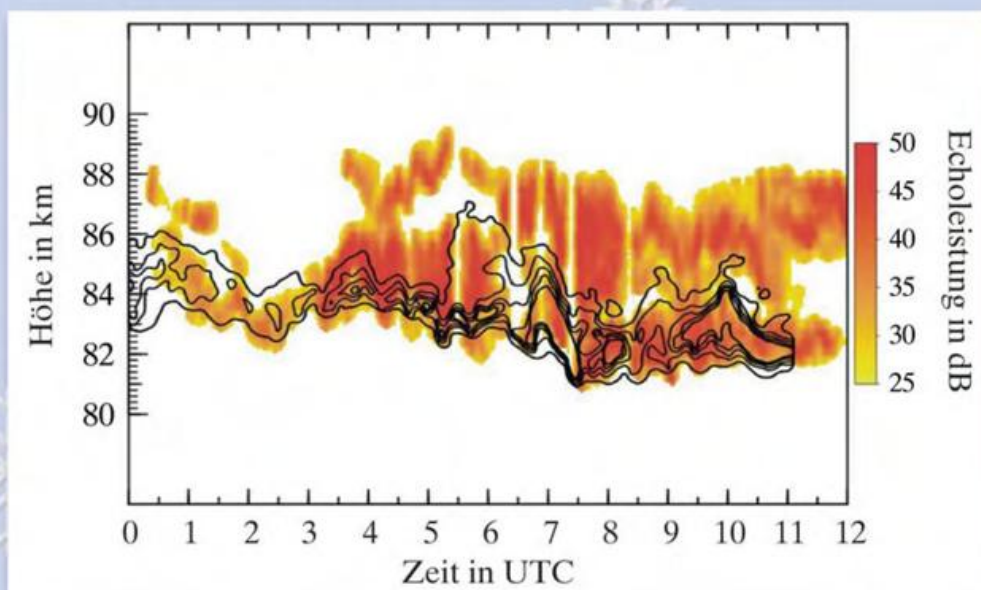


Mittlere und obere Atmosphäre



Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dr. H. D. Behr (Hamburg)

Redaktionsausschuss

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

Prof. 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:

Oben: Foto einer leuchtenden Nachtwolke vom Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik in Kühlungsborn, aufgenommen am 3. Juli 2004 um 22:20 UTC. Die Sonne war zu diesem Zeitpunkt etwa 12 Grad unter dem Horizont. Die Blickrichtung ist etwa in Richtung Osten.

Unten: Gleichzeitige Messung einer leuchtenden Nachtwolke (schwarze Konturlinien) mit einem Lidar und polarer mesosphärischer Sommerechos (farbig) mit einem VHF-Radar auf Spitzbergen am 5.–6. August 2001. Die Übereinstimmung der Schichten, vor allem am Unterrand, zeigt den gemeinsamen Ursprung dieser Phänomene, nämlich Eisteilchen. Diese Eisteilchen existieren in diesen Höhen aufgrund der extrem niedrigen Temperaturen von unter -130°C (Abbildung entnommen aus: Lübken et al., 2004: *J. Geophys. Res.* **109**)

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Kaiserlei-straße 29/35, 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.

Satz:

Elke Roßkamp

Deutscher Wetterdienst, Hamburg

Druck:

Weppert Print & Media GmbH

97424 Schweinfurt

Silbersteinstraße 7

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

31. Jahrgang, Heft 1, 2005

Thema des Heftes:

Mittlere und obere Atmosphäre

Fachliche Redaktion: C. Jacobi, Leipzig

Fachliche Durchsicht: J. Neisser, Berlin

Kapitel	Seite
Zu diesem Heft	1
M. DAMERIS	
1 Klima-Chemie-Wechselwirkungen und der stratosphärische Ozonabbau	2-11
U. BERGER	
2 Die Mesosphäre: Ein Frühwarnsystem für Klimaänderungen?	12-18
F.-J. LÜBKEN	
3 Eisteilchen in 80–90 km Höhe: Indikatoren für die niedrigsten Temperaturen in der Erdatmosphäre	19-24
K. LABITZKE	
4 Variabilität und Trends in der Stratosphäre	25-29
B. NAUJOKAT	
5 Variabilität in der Stratosphäre: die QBO	30-32
J. BREMER	
6 Trends in der Thermosphäre	33-34
N. JAKOWSKI	
7 Aufbau und Sondierung der Ionosphäre	35-37
F. HASE, H. FISCHER	
8 Satellitengestützte Fernerkundung atmosphärischer Spurenstoffe	38-43
W. SINGER, R. LATTECK, P. HOFFMANN, J. BREMER	
9 Bodengebundene Radarmethoden zur Untersuchung der mittleren Atmosphäre	44-49
J. WICKERT, T. SCHMIDT	
10 Fernerkundung der mittleren Atmosphäre mit GPS-Radiookkultation	50-52
P. PREUSSE, A. DÖRNBRACK	
11 Interne Schwerewellen in der mittleren Atmosphäre	53-55
Blick nach draußen	
Der Italienische Wetterdienst	56-59
Institute stellen sich vor	
Das Meteorologische Institut in Freiburg	60-64
M. KURZ	
Zur Rolle des Synoptikers in der modernen Wettervorhersage	65-70
M. ZEILER, C. DAHLKE, N. NOLTE	
Offshore-Windparks in der ausschließlichen Wirtschaftszone von Nord- und Ostsee	71-76
B. TINZ, P. HUPFER	
Auftrieb von Tiefenwasser an der deutschen Ostseeküste: Ein Fallbeispiel	77-79
Anschriften der Autoren dieses Heftes	80
Redaktionelle Hinweise für Autoren	81

Thema des Heftes: Mittlere und obere Atmosphäre

Zu diesem Heft

Mit dem Heft 2–4, 1992 befasste sich eine Promet-Ausgabe mit der Meteorologie der mittleren Atmosphäre und bot einen nach wie vor höchst lesenswerten Überblick über den Bereich oberhalb der Tropopause bis zu einer Höhe von etwa 120 km. Die in diesem Promet-Heft dargestellten Grundlagen sind nach wie vor gültig und relevant. Wenn nun also ein neues Promet-Heft mit ähnlichem Titel erscheinen soll, ist es daher nicht sinnvoll, sich auf die Darstellung der Klimatologie des angepeilten Höhenbereichs zu beschränken und damit in gewisser Weise eine Wiederholung des damals Dargestellten zu veröffentlichen. Vielmehr sollte der Schwerpunkt nun auf neuen Entwicklungen bei der Modellierung, auf der Interpretation der inzwischen recht langen Zeitreihen, und auf den Fortschritten bei der experimentellen Erfassung mittel- und hochatmosphärischer Parameter liegen. Dementsprechend lässt sich das hier vorliegende Heft in diese drei Bereiche einteilen, zu denen die Kapitel 1–2, 3–7 und 8–11 zuzuordnen sind.

Die Kapitel 1 und 2 befassen sich mit der Modellierung der mittleren Atmosphäre. Diese wird aus zwei Gründen betrieben. Zum einen kann Klimamodellierung nicht nur die Troposphäre umfassen, sondern muss wegen der Wechselwirkungen zwischen der Troposphäre und Stratosphäre gerade auf dem Gebiet der chemischen Bestandteile die mittlere Atmosphäre mit erfassen. Zum anderen sind Signale atmosphärischer Variabilität – wie Trends aufgrund der anthropogenen Zunahme von Treibhausgasen – in der mittleren Atmosphäre deutlicher als in der Troposphäre. Daher kann die mittlere Atmosphäre als eine Art „Frühwarnsystem“ für Klimaänderungen dienen. Vor allem was die Stratosphäre betrifft, umfasst die modellmäßige Beschreibung inzwischen auch die chemischen Prozesse und die Wechselwirkungen zwischen diesen und der Dynamik der Stratosphäre mit Hilfe gekoppelter Klima-Chemie-Modelle.

Mit der Variabilität und gemessenen Trends der mittleren und oberen Atmosphäre direkt befassen sich die Kapitel 3 bis 7 des Heftes, nachdem auch in Kapitel 2 das Thema schon angesprochen wird. Insgesamt besteht heute die Situation, dass für ausgewählte Bereiche und Messgrößen der mittleren und oberen Atmosphäre (z. B. für die stratosphärischen Temperaturen oder die maximale Elektronendichte in der Ionosphäre) Zeitreihen von mehreren Jahrzehnten Länge vorliegen, die zur Trendanalyse genutzt werden können. Nach wie vor bleiben aber offene Fragen, vor allem weil noch nicht alle Bereiche der mittleren Atmosphäre experimentell und theoretisch vollkommen erfasst sind. Einer dieser Bereiche ist die polare Mesosphäre. Kapitel 3 ist hierbei eine etwas ausführlichere Darstellung der Problematik von Eisteilchen in der polaren Sommermesopause, die als der kälteste Ort der Atmosphäre besondere Bedeutung hat. Die Variabilität der Stratosphäre wird in den Kapiteln 4 und 5 behandelt, insbesondere wird auf die Problematik hingewiesen, dass sogenannte „Trends“, die oft als lineare Anpassung an eine Zeitreihe verstanden werden, sich im Laufe der Zeit ändern oder gar umkehren können. Kapitel 6 und 7 zeigen Neues zum Aufbau und zu Trends in der Thermosphäre und Ionosphäre; hier haben sich in neuerer Zeit neue Möglichkeiten zur Erfassung globaler atmosphärischer Trends ergeben.

Die Kapitel 8 bis 11 behandeln neue Entwicklungen bei der messtechnischen Erfassung von Parametern in der mittleren und oberen Atmosphäre. Ein zweifellos wesentlicher Punkt dabei ist die Messung von atmosphärischen Bestandteilen auf globaler Skala und mit guter vertikaler Auflösung vom Satelliten aus, welche in den letzten Jahren verstärkt möglich geworden ist. Kapitel 8 diskutiert die dabei auftretenden Fragen und gibt Beispiele von aktuellen Missionen. Nach wie vor wesentlicher Bestandteil bei der Messung mesosphärischer Parameter ist die Verwendung von Radar zur bodengebundenen Fernerkundung; dies wird in Kapitel 9 diskutiert. Kapitel 10 beschreibt die neuen Möglichkeiten, die sich aus der Verwendung von GPS für die Messung von Temperaturprofilen in der Stratosphäre ergeben. Kapitel 11 zeigt die Bedeutung und die Messung interner Schwerewellen.

Ein wenig über das Heft verstreut, weil aus den in den ersten beiden Absätzen angesprochenen Gründen nicht das zentrale Anliegen des Heftes, ist die Darstellung der mittleren bzw. charakteristischen Verhältnisse in der mittleren und oberen Atmosphäre. Ein Überblick über die Zirkulation ist in Kapitel 2 enthalten, während Kapitel 7 eine Kurzdarstellung der Ionosphäre umfasst. Kapitel 11 geht auf interne Schwerewellen ein, die zentrale Bedeutung für die Dynamik der Mesosphäre und unteren Thermosphäre haben. Weiterhin gibt es Darstellungen zur quasi-zweijährigen Schwingung in Kapitel 5 und eine Darstellung der polaren Mesosphäre in Kapitel 3.

Wenn ein Übersichtsheft von deutschsprachigen Autoren verfasst wird, stehen naturgemäß die an deutschen Instituten vorangetriebenen Arbeiten und erzielten Ergebnisse im Vordergrund. Das darf nicht darüber hinwegtäuschen, dass die Untersuchung der mittleren und oberen Atmosphäre, schon weil sich die dort ablaufenden Prozesse auf globaler Skala abspielen, eine internationale Aufgabe sein muss und ist. Dieses Heft soll also auch die Bereiche darstellen, in denen sich nationale Institute in die internationalen Arbeiten zur Erkundung der mittleren Atmosphäre einbringen.

C. Jacobi

M. DAMERIS

1 Klima-Chemie-Wechselwirkungen und der stratosphärische Ozonabbau

Climate-chemistry interaction and stratospheric ozone decrease

Zusammenfassung

Klima und chemische Zusammensetzung der Erdatmosphäre haben sich durch menschliches Handeln in den letzten Jahrzehnten nachhaltig verändert. Änderungen des Klimas und der chemischen Zusammensetzung der Erdatmosphäre sind eng miteinander verknüpft. Eine Vertiefung des Verständnisses der komplexen Wechselwirkungen zwischen sich simultan ändernden chemischen, physikalischen und dynamischen Prozessen in der Atmosphäre ist notwendig. Untersuchungen von wechselwirkenden Mechanismen physikalischer, dynamischer und chemischer Prozesse können mit Hilfe gekoppelter Chemie-Klima-Modelle durchgeführt werden. Gerade in den letzten Jahren wurde eine Reihe von Fortschritten erzielt, vor allem durch intensive Vergleiche von Modellresultaten und Beobachtungen.

1 Einleitung

Unzweifelhaft ist, dass sich das Klima und die chemische Zusammensetzung der Erdatmosphäre durch menschliches Handeln in den letzten Jahrzehnten nachhaltig verändert haben. Änderungen des Klimas und der chemischen Zusammensetzung der Erdatmosphäre, insbesondere des stratosphärischen Ozons, sind eng miteinander verknüpft (z. B. WMO 2003; EU-BERICHT 2003), jedoch ist vielfach ungeklärt, inwieweit sie sich gegenseitig beeinflussen. Deutlich wird dies am Beispiel des Rückgangs des stratosphärischen Ozongehalts. Derzeit ist nicht klar, in welchem Maße der Treibhauseffekt die in den vergangenen beiden Jahrzehnten beobachteten globalen Ozonverluste bereits beeinflusst hat, beziehungsweise in der Zukunft die erwartete Regenerierung der stratosphärischen Ozonschicht beeinflussen wird. Ozon spielt im Energiehaushalt der Atmosphäre eine zentrale Rolle (z. B. durch die Absorption ultravioletter Strahlung) und ist in eine Reihe von chemischen und physikalischen Kopplungsprozessen eingebunden. Die stratosphärische Ozonabnahme beeinflusst indirekt die chemische Zusammensetzung der Troposphäre durch geringere Absorption insbesondere im kurzwelligen Spektrum der UV-Strahlung.

Physikalische, chemische und dynamische Prozesse sowie deren Wechselwirkungen bestimmen den Zustand der Atmosphäre. Natürliche und anthropogene Emissionen, zum Beispiel der Treibhausgase Kohlendioxid: CO_2 , Methan: CH_4 , Lachgas: N_2O und Partikeln (Aerosole), beeinflussen auf direktem oder indirektem Wege alle diese Prozesse. Veränderungen der Konzentration von strahlungsaktiven Spurengasen und Spurenstoffen beeinflussen den Strahlungsantrieb, d. h. die Erwärmungs- und Abkühlungsraten, und damit die Temperaturverteilung in der Atmosphäre. Schwankungen oder Trends in der Temperatur führen zu geänderten Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen und damit zu veränderten Transporten von Spurengasen. Viele che-

mische Reaktionen sind stark temperaturabhängig und auf diese Weise direkt mit Veränderungen des Klimas verknüpft. Durch Emissionen von Gasen und Aerosolen wird die Chemie der Atmosphäre natürlich auch direkt beeinflusst.

Da der anthropogene Treibhauseffekt zu einer zusätzlichen Erwärmung der Troposphäre (Abb. 1-1) und einer verstärkten Abkühlung der Stratosphäre (Abb. 1-2) führt (z. B. SHINE et al. 2003) ist die Klärung der Frage nach der wechselseitigen Bedeutung einer Klimaänderung und der Chemie der Atmosphäre im Allgemeinen beziehungsweise der stratosphärischen Ozonschicht im Speziellen nicht trivial. Während die strahlungsbedingte Abkühlung der Stratosphäre zum Beispiel das Bildungspotential von polaren Stratosphärenwolken (engl. Polar Stratospheric Clouds, PSCs) erhöht und damit zu einer Verstärkung des dortigen Ozonabbaus führt, kann die Erwärmung der Troposphäre die Anregungs- und Ausbreitungsbedingungen von planetaren Wellen verändern. Planetare Wel-

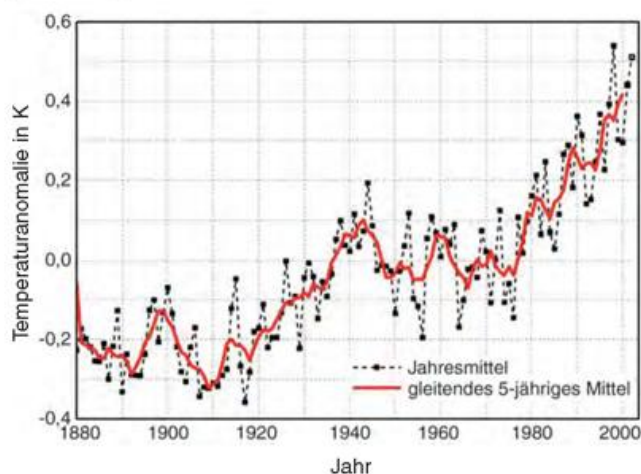


Abb. 1-1: Trend der global gemittelten Oberflächentemperatur sowie ihres fünfjährigen gleitenden Mittels. Dargestellt ist die Anomalie bezogen auf das Mittel der Jahre 1951 bis 1980 (Quelle: Goddard Institute for Space Studies (GISS), NASA).

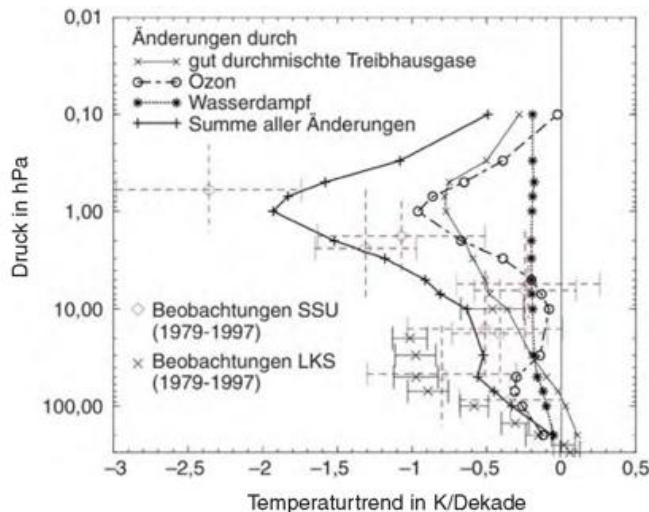


Abb. 1-2: Jahresmittel des global gemittelten Temperaturtrends in der Stratosphäre. Dargestellt sind Ergebnisse von Modellrechnungen für vorgegebene Wasserdampf-, Ozon- und Treibhausgaskonzentrationen. Die aus Beobachtungen abgeleiteten Temperaturtrends stammen von den Satelliten MSU und SSU sowie von Radiosonden-Messungen (LKS, LANZANTE et al. 2003). Die horizontalen Fehlerbalken an den Beobachtungen geben den 2σ -Fehler an (Quelle: SHINE et al. 2003).

len beeinflussen die Dynamik der Stratosphäre und damit auch die thermodynamischen Bedingungen, die die Chemie der Stratosphäre entscheidend bestimmen.

Wie aus diesem Beispiel deutlich wird, ist die gegenseitige Beeinflussung von physikalischen, chemischen und dynamischen Prozessen vielschichtig und komplex. Aus diesem Grund ist es häufig ausgesprochen schwierig, den Anteil einzelner Prozesse an beobachteten Vorgängen und Veränderungen (Trends) zu bestimmen. Die Untersuchung der Kopplungsmechanismen von physikalischen, chemischen und dynamischen Prozessen in der Stratosphäre ist sicherlich nicht neu. In der letzten Zeit sind im Zusammenhang mit der Diskussion zur Umsetzung und Einhaltung der Protokolle von Montreal und Kioto (internationale Abkommen zur Reglementierung von Fluorchlorkohlenwasserstoffen (FCKW) und Treibhausgasen) Fragen über die Zusammenhänge von Klimaänderung und der Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Stratosphäre wieder stärker in das Zentrum des wissenschaftlichen und öffentlichen Interesses gerückt. Nicht zuletzt durch die Verwendung von Rechenmodellen, die versuchen, die Komplexität des Systems Atmosphäre in ihrer Gesamtheit darzustellen, sind in der letzten Zeit interessante neue Erkenntnisse erzielt worden. Am Ende dieses Kapitels werden einige Ergebnisse dieser Studien zusammengefasst.

2 Beobachtungen und Analysen

Der Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen (z. B. CO_2 , CH_4 , N_2O) beeinflusst direkt die Temperatur der

Troposphäre und der Stratosphäre über sich ändernde Erwärmungs- und Abkühlungsraten. In den letzten Jahrzehnten werden eine zunehmende Erwärmung der unteren Troposphäre und eine Abkühlung der Stratosphäre beobachtet (siehe auch Kapitel 4). Langzeitbeobachtungen, vor allem durch Messungen von Bodenstationen, dokumentieren diese Temperaturänderungen eindrucksvoll. Eine statistisch signifikante und damit zweifelsfrei dokumentierte Abkühlung der Stratosphäre konnte für die Sommermonate in beiden Hemisphären nachgewiesen werden (Abb. 1-3). Die große dynamische Variabilität der nördlichen Stratosphäre im Winter und Frühling macht die Bestimmung statistisch signifikanter Veränderungen (Trends) wesentlich schwieriger. Wie in der polaren Südhemisphäre gibt es allerdings auch in der polaren Nordhemisphäre Anzeichen dafür, dass die Stratosphäre nicht nur kälter wird, sondern sich auch die Lebensdauer des polaren Stratosphärenwirbels verlängert (ZHOU et al. 2000). Der Einfluss des antarktischen Ozonlochs verstärkt den Abkühlungseffekt der südpolaren Stratosphäre in den Frühlingsmonaten massiv (RANDEL und WU 1999). Auch in der polaren Nordhemisphäre deuten niedrigere Temperaturen im Spätwinter und Frühling einen Einfluss des stratosphärischen Ozonabbaus an.

Chemisch verursachte Ozonverluste im polaren Winter und Frühling sind unter anderem stark abhängig von der Existenz polarer Stratosphärenwolken (PSCs) sowie der Lebensdauer des stratosphärischen Polarwirbels. Die Bildung von PSCs erfolgt nur dann, wenn die Temperaturen unter einen kritischen Wert abfallen. PSC-Partikel beeinflussen das Ozonbudget durch direkte und indirekte Effekte auf Halogenverbindungen, die in die Ozon zerstörenden katalytischen Zyklen ver-

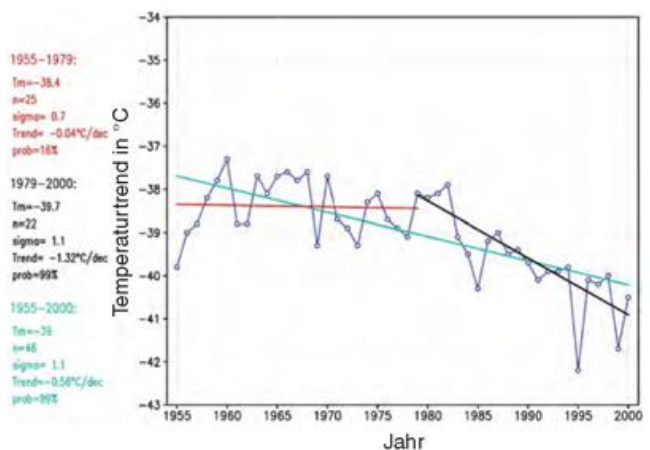


Abb. 1-3: Monatsmittel der Temperatur im Juli über dem Nordpol in etwa 24 km Höhe (30 hPa Luftdruck) von 1955 bis 2000. Deutlich zu erkennen ist der Abkühlungstrend, der sich seit dem Beginn der 80er Jahre deutlich verstärkt hat (Quelle: K. LABITZKE, Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin). Am linken Bildrand sind für die Zeitspannen 1955-1979 (rot), 1979-2000 (schwarz) sowie 1955-2000 (blau) die folgenden Kennzahlen angegeben: T_m : Mitteltemperatur, n : Anzahl der Jahre, σ : Streuung, Trend, prob: Wahrscheinlichkeit.

wickelt sind. Die direkte Wirkung geht über heterogene chemische Reaktionen auf oder in diesen Partikeln, wobei schwach reaktive Chlorverbindungen (die so genannten Chlorreservoirs ClONO_2 und HCl) in aktive Chlorsubstanzen (Cl , Cl_2 , ClO) umgewandelt werden, die in die Ozon zerstörenden Zyklen eingreifen können. Eine indirekte Wirkung ist, dass die Ozonzerstörung längere Zeit andauert, wenn die Sedimentation größerer salpetersäurehaltiger PSC-Teilchen zu einer Denitrifizierung der relevanten Atmosphärenschichten führt. Diese Denitrifizierung erhöht die Lebenszeit der reaktiven Chlorverbindungen, weil es die Deaktivierung zurück zu den stabilen Reservoirs verlangsamt. Die Bedeutung der Denitrifizierung für die Ozonzerstörung in der polaren Stratosphäre ist eng an Temperaturänderungen geknüpft (z. B. WAIBEL et al. 1999). Eine längere Lebenszeit des Polarwirbels wäre eine bedeutende Veränderung, da dies den Prozess der Denitrifizierung verstärken könnte und somit den Ozonabbau in der Stratosphäre. Ein Anstieg der Denitrifizierung in einer möglicherweise zukünftig kälteren Stratosphäre würde die Erholung der Ozonschicht zusätzlich verlangsamen.

Darüber hinaus haben REX et al. (2004) bei Analysen von Temperaturänderungen im arktischen Polarwirbel gefunden, dass die kältesten arktischen Winter kälter werden, was auch als ein Indiz für die Intensivierung der polaren Winde in Winter spricht. Nach wie vor unklar ist, ob sich der beobachtete Abkühlungstrend in der Stratosphäre in Zukunft fortsetzen wird, und ob dies zu einem stabileren Polarwirbel über der Arktis führen wird. Änderungen in der Stärke des Polarwirbels, d. h. Zunahme der mittleren zonalen Windgeschwindigkeiten, würden die Ausbreitungsbedingungen für planetare Wellen verändern und damit auch die Bedingungen für die Wechselwirkungen dieser Wellen mit dem Grundstrom. Dies wiederum hätte Einfluss auf die Dynamik des Polarwirbels. Eine Stabilisierung des arktischen Wirbels würde zu einem vermehrten Auftreten von PSCs führen und damit zu einem verstärkten Ozonabbau durch heterogene chemische Prozesse. Es bleibt festzuhalten, dass die Änderung der Stratosphärentemperatur, die Bildung polarer Stratosphärenwolken und die Ozonzerstörung ein System mit positiver Rückkopplung bilden.

Die beobachtete Erwärmung der Troposphäre beeinflusst die Dynamik der Troposphäre und damit die Anregung und die vertikale Ausbreitung von planetaren Wellen. Dies hat Auswirkungen auf die stratosphärische Dynamik, zum Beispiel die Brewer-Dobson Zirkulation. Der absteigende Ast der Brewer-Dobson Zirkulation wird durch die Wechselwirkung der Wellen mit dem Grundstrom modifiziert. Dies wiederum beeinflusst den Transport von atmosphärischen Spurengasen einschließlich Ozon und damit deren Verteilung in der Stratosphäre. Eine Quantifizierung des Anteils der hierdurch verursachten Veränderungen dynamischer Prozesse und Änderungen der Verteilung von

Spurengasen ist aufgrund der Nichtlinearität des Systems ausgesprochen schwierig.

Ein gut bekanntes und dokumentiertes Beispiel für die dynamische Wechselwirkung von Troposphäre und Stratosphäre ist der Effekt troposphärischer Wettersysteme auf das Ozon der unteren Stratosphäre: Hohe (niedrige) Werte der Ozongesamtsäule sind verbunden mit troposphärischen Zyklonen (Antizyklonen) sowie einer tief (hoch) liegenden Tropopause. Analysen von Daten einer Vielzahl verschiedener Quellen zeigen eine stetige Erwärmung der Erdoberfläche während der letzten 30 Jahre, global etwa 0,1 K pro Dekade, über Europa etwa 0,6 K pro Dekade (Jahresmittel; IPCC-TAR 2001). Radiosonden-Daten für Zentraleuropa, zum Beispiel vom Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg (Deutscher Wetterdienst), zeigen eine Erwärmung der gesamten Troposphäre von 0,6 K pro Dekade bei gleichzeitiger Abkühlung der unteren Stratosphäre von -0,5 K pro Dekade über die letzten 20 Jahre. Diese Änderungen gehen in Hand mit einem Anstieg der Tropopausenhöhe von etwa 120 m pro Dekade (Jahresmittelwert; STEINBRECHT et al. 1998, Abb. 1-4). Ähnliche Werte werden auch für andere Stationen der Nordhemisphäre gefunden (FORSTER und TOURPALI 2001). SANTER et al. (2003) zeigten, dass Änderungen in der Tropopausenhöhe ein hilfreicher „Fingerabdruck“ für anthropogene Klimaänderungen sein können. Die in der neueren Literatur diskutierten dynamischen Beiträge einer Klimaänderung beschränken sich jedoch nicht nur auf die Position der Tropopause und Temperaturänderungen. Dargestellt werden ferner langzeitliche Veränderungen bevorzugter Klimamuster (APPENZELLER et al. 2000), Veränderungen in der diabatischen Zirkulation (Brewer-Dobson Zirkulation) durch geänderte vertikale Ausbreitung planetarer Wellen (FUSCO und SALBY 1999) oder Veränderungen der Ozontransporte auf Isentropen aus den Tropen (REID et al. 2000). Klar ist, dass alle diese möglichen Veränderungen nicht unabhängig voneinander sind (siehe auch STÄHELIN et al. 2002).

In den vergangenen Jahren wurden ferner langzeitliche Veränderungen in der Stratosphäre im Zusammenhang mit troposphärischen Mustern bzw. Klimaindizes untersucht. Es wurden Korrelationen von Mustern dynamischer Größen und Parameter zwischen der Troposphäre und der Stratosphäre identifiziert. Besonders zu erwähnen sind hier Studien zur Nordatlantischen Oszillation (engl. North Atlantic Oscillation, NAO) bzw. zur Arktischen Oszillation (AO). Der so genannte NAO-Index ist definiert als die Differenz des Bodendrucks zwischen den Azoren und Island (siehe z. B. HURRELL et al. 2003). Die AO ist die führende Empirische Orthogonale Funktion (EOF) des nordhemisphärischen Bodendruckfelds im Winter, die mit der NAO korreliert ist (z. B. THOMPSON und WALLACE 1998). Die NAO beschreibt die vorherrschende Mode der winterlichen Klimavariabilität im

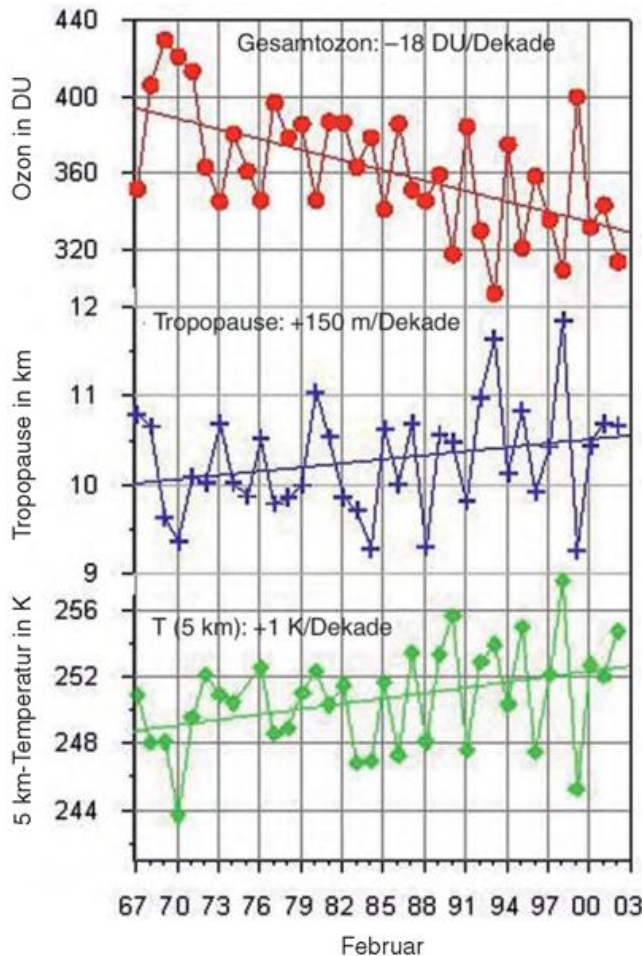


Abb. 1-4: Interannuelle Variabilität und Trends für Gesamtozon (oben), die Tropopausenhöhe (Mitte) und die Temperatur in 5 km Höhe an der Station des Meteorologischen Observatoriums Hohenpeißenberg des Deutschen Wetterdienst (unten). Dargestellt sind die Ergebnisse für Februar (jeweils die Monatsmittelwerte) (Quelle: DWD/MetObs Hohenpeißenberg, W. STEINBRECHT).

Bereich des Nordatlantisch-Europäischen Raums. Positive NAO Phasen stehen in Verbindung mit über den Mittelwerten liegenden Temperaturen im Winter in Europa (starkes Azorenhoch). Während negativer NAO Phasen beobachtet man im Winter niedrigere Temperaturen als gewöhnlich (schwaches Azorenhoch). Das bevorzugte Auftreten von negativen NAO-Phasen in den 60er und 70er Jahren des letzten Jahrhunderts und positiven NAO Phasen in den 80er und 90er Jahren gehen einher mit einem Anstieg der Anzahl der Tage, an denen über Europa eine hohe Tropopause beobachtet wird (APPENZELLER et al. 2000). Aufgrund des bekannten Zusammenhangs zwischen der Ozongesamtsäule und dem Tropopausendruck ist klar, warum in den letzten Jahren vermehrt Tage mit wenig Ozon in der unteren Stratosphäre (zwischen Tropopause und 20 km Höhe) gefunden wurden. Eine Reihe von Untersuchungen deuten darauf hin, dass über Zentral-Europa etwa ein Drittel des langzeitlichen Ozonverlustes im direkten Zusammenhang mit langzeitlichen Änderungen der dynamischen Struktu-

ren der Atmosphäre zu sehen sind (PETERS et al. 1996; HOOD et al. 1999; APPENZELLER et al. 2000). Bekannt ist auch, dass ein positiver NAO-Index mit einem stabilen (kalten) stratosphärischen Polarwirbel im Winter verbunden ist, während zu Zeiten eines negativen NAO Index der polare Wirbel eher labil (warm) ist (z. B. PERLWITZ und GRAF 1995; THOMPSON und WALLACE 1998). Ein Trend im NAO-Index könnte also die Regenerierung der stratosphärischen Ozonschicht über der Nordhemisphäre unmittelbar beeinflussen (z. B. SCHNADT und DAMERIS 2003).

Obwohl die beobachtete Erwärmung der Troposphäre und die Abkühlung der Stratosphäre im Einklang stehen mit den erwarteten Veränderungen aufgrund des Anstiegs der Konzentrationen der gut durchmischten Treibhausgase sowie des Rückgangs der stratosphärischen Ozonkonzentration (z. B. RAMASWAMY et al. 2001), und obwohl einige Klimamodelle auf einen Trend zu positiverem NAO-Index durch ansteigende Treibhausgaskonzentrationen hindeuten, versteht man zur Zeit die zugrunde liegenden Mechanismen nur unzureichend. Unklar ist zum Beispiel, ob die beobachtete langzeitliche Veränderung der NAO-Variabilität ein Hinweis auf einen durch den Menschen verursachten Klimawandel ist.

3 Erwartete zukünftige Entwicklung

Die Emissionen der wichtigsten strahlungsaktiven Treibhausgase (CO_2 , CH_4 , N_2O) steigen derzeit weiter an. Eine Reduzierung der atmosphärischen Konzentrationen strahlungsaktiver Gase ist in absehbarer Zeit nicht zu erwarten. Zukünftige Szenarien (IPCC-SRES 2000) über den weiteren Anstieg der Treibhausgasemissionen überdecken einen weiten Bereich, was letztendlich die Unsicherheiten in der weltwirtschaftlichen Entwicklung dokumentiert. Obwohl die Mehrzahl der Klimamodelle eine weitere Erwärmung der Troposphäre sowie eine Abkühlung der Stratosphäre vorhersagen, bleiben große Unsicherheiten über die tatsächlich zu erwartenden Ausmaße der Klimaänderung (siehe IPCC-TAR 2001). Nach wie vor ist es eine offene Frage, in welcher Weise bzw. wie stark die Atmosphäre auf die veränderten Bedingungen reagieren wird. Es gibt eine Reihe von direkten und indirekten Effekten über den Strahlungsantrieb und über chemische Prozesse, die zu einer veränderten Dynamik (Temperatur) der Atmosphäre führen. Veränderungen in der CO_2 -Konzentration der Atmosphäre wirken über Strahlungsprozesse direkt auf die Temperatur, wogegen geänderte Konzentrationen von CH_4 und N_2O zusätzlich noch direkten Einfluss auf die Chemie nehmen. Ein Anstieg der natürlichen Methanemission in einer wärmeren Troposphäre könnte zu einem Anstieg des stratosphärischen Wasserdampfgehaltes führen und damit zu höheren Schwellwerten der Temperatur für die Existenz von PSCs, was wiederum mehr PSCs zur Folge hätte.

Eine weitere strahlungsbedingte Abkühlung der Stratosphäre wird in den nächsten Jahren erwartet. Die leichte Abkühlung der unteren Stratosphäre (z. B. durch höhere CO_2 -Konzentrationen) könnte unter anderem teilweise kompensiert werden durch den Rückgang der Konzentrationen von Kohlenwasserstoffen und der Erholung der Ozonschicht. Auf der anderen Seite könnte ein weiterer Anstieg der troposphärischen Ozonkonzentration die untere Stratosphäre abkühlen (WMO 2003). Große Unsicherheiten ergeben sich ferner aus der Unkenntnis der zukünftigen Entwicklung des Wasserdampfgehalts in der unteren Stratosphäre. Da die derzeit beobachteten Veränderungen nicht schlüssig erklärt werden können, ist auch eine belastbare Prognose der weiteren Entwicklung kaum möglich. Dies wäre jedoch für eine Abschätzung der zukünftigen Entwicklung der Temperatur in der unteren Stratosphäre notwendig. Es gibt Hinweise auf einen Anstieg der Wasserdampfkonzentration in der mittleren und oberen Stratosphäre (OLTMANS et al. 2000; ROSENLOF et al. 2001), wogegen in der unteren Stratosphäre und an der Hygropause kein eindeutiger Trend zu beobachten ist (RANDEL et al. 2004). Modelle sind derzeit nicht in der Lage, den beobachteten Trend in der mittleren und oberen Stratosphäre zu simulieren (AUSTIN et al. 2003). Der in den vergangenen Jahren beobachtete Anstieg von Methan in der Troposphäre kann lediglich nur etwa die Hälfte des beobachteten Anstiegs von Wasserdampf in der Stratosphäre (über die Methanoxidation) erklären. Der Anteil des „Restes“ im Trend ist nach wie vor nicht geklärt. Prozesse, die die Wasserdampfkonzentrationen in der Stratosphäre bestimmen, könnten sich durch den Treibhauseffekt verändert haben, z. B. die Brewer-Dobson Zirkulation, die welleninduzierte Vermischung von Luftmassen in der Stratosphäre, die vertikale Erstreckung der troposphärischen Zirkulation in die untersten Bereiche der Stratosphäre, die Konvektion, vor allem in den Tropen oder die Eigenschaften von Wolken (z. B. von Zirren).

Die Rolle von Ozon im Strahlungshaushalt der Atmosphäre ist komplexer als die der gut durchmischten Treibhausgase, da die Ozonverteilung räumlich sehr variabel ist, sowohl in der Vertikalen als auch in der Horizontalen. Während der letzten drei Dekaden hat an den meisten Europäischen Stationen die Konzentration in der Troposphäre zugenommen (SPARC 1998; WMO 2003). In der Stratosphäre hat Ozon global abgenommen, im besonderem im Frühling über der Antarktis (Ozonloch). Derzeit ist noch unklar, inwieweit erhöhte troposphärische Ozonkonzentrationen über den Strahlungsantrieb zu einer Veränderung der stratosphärischen Dynamik führen und damit Bedeutung für die weitere Entwicklung des Klimas haben.

Andere anthropogene Antriebsmechanismen in der Atmosphäre könnten in der Zukunft eine zunehmend wichtigere Rolle bei der Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre und des Klimas

spielen. Ein Beispiel ist der potentielle Einfluss des troposphärischen Aerosols auf das Klima sowie die Verbindung von troposphärischem Sulfat mit Sulfataerosolen in der unteren Stratosphäre (PITARI et al. 2002). Nicht nur heterogene chemische Reaktionen auf oder in Partikeln sind wichtig, sondern auch der Einfluss von Aerosolen auf den Strahlungshaushalt. Aerosole können dynamische Prozesse maßgeblich beeinflussen, zum Beispiel in dem sie die Zirkulation und Temperatur stören, was wiederum Einfluss auf chemische Prozesse haben kann. Ein Anstieg von Sulfataerosolen in der unteren Stratosphäre könnte in Zukunft als Folge verstärkter globaler und regionaler Emissionen von Schwefeldioxid beobachtet werden, aufgrund rasch wachsender anthropogener Sulfatemissionen in den Entwicklungsländern (z. B. IPCC-TAR 2001). Veränderungen in der Aerosolbelastung der Stratosphäre hätten unmittelbare Konsequenzen für die Ozonschicht.

Die Konzentrationen der FCKW in der Troposphäre gehen seit einiger Zeit zurück. Der Anstieg der Chlorbelastung der Atmosphäre scheint gestoppt (Abb. 1-5). In den nächsten Jahren wird ein Rückgang der Chlorkonzentration in der Stratosphäre erwartet. Ohne eine Änderung des Klimas würde dies zu einer Erholung der Ozonschicht führen und das antarktische Ozonloch sollte verschwunden sein, wenn die Chlorbelastung wieder auf Werte unter 1,5 ppbv zurückgegangen ist. Zukünftige Veränderungen des atmosphärischen Bromgehaltes, besonders in der unteren Stratosphäre, könnten die erwartete Erholung der Ozonschicht dagegen verlangsamen.

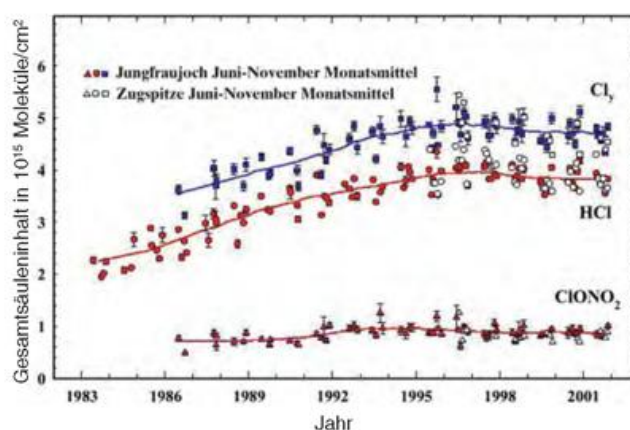


Abb. 1-5: Vertikale Säuleninhalte von HCl und ClONO_2 oberhalb der Station Jungfraujoch (Schweizer Alpen). Offene Symbole sind Messungen an der Station Zugspitze. Dargestellt sind nur die Messungen der Monate Juni bis November. Eine Darstellung der Werte im Winter und Frühling würde aufgrund der hohen Variabilität das Erkennen eines Trends erschweren. Die gezeigten Cl_y -Werte ($\text{Cl}_y = \text{HCl} + \text{ClONO}_2 + \text{ClO}_x$) beinhalten ClO -Hintergrund-Konzentrationen aus Modellrechnungen (Quelle: MAHIEU et al. 2000; aktualisiert).

Atmosphärische Winde werden durch Temperaturänderungen direkt verändert. Änderungen der stratosphärischen Dynamik modifizieren Transportprozesse und dies nicht nur in der Stratosphäre sondern auch in der Troposphäre. Der vertikale Austausch von Luftmassen zwischen der Stratosphäre und der Troposphäre ist dadurch ebenfalls beeinflusst mit Konsequenzen für die Verweilzeiten von Spurengasen (z. B. von FCKW) und damit für die Ozonkonzentration und -verteilung in der Stratosphäre. Der Austausch troposphärischer und stratosphärischer Luftmassen ist für die chemische Zusammensetzung beider Schichten von Bedeutung. Eine Region von besonderem Interesse ist dabei die tropische Tropopause. In jüngster Zeit wird viel von der TTL (engl. Tropical Tropopause Layer) gesprochen, einer Schicht in den Tropen, die etwa zwischen 150 und 70 hPa liegt. Veränderungen gerade in diesem Bereich der Atmosphäre scheinen von besonderer Bedeutung für die Stratosphäre zu sein. Der Eintrag von Wasserdampf und anderer kürzerlebiger Substanzen aus der Troposphäre in die Stratosphäre geschieht besonders in diesem Bereich. Mögliche zukünftige Veränderungen der TTL sind nicht nur für die Ozonschicht von Bedeutung, sondern generell für die Dynamik und Chemie der Atmosphäre. Das derzeitige Wissen über die Transportmechanismen durch die TTL ist sehr unvollständig. Dies schränkt die Vorhersagefähigkeit über die zukünftige chemische Zusammensetzung der Stratosphäre stark ein. Aus diesem Grund sind in naher Zukunft umfangreiche Messkampagnen in den Tropen geplant.

4 Modellierung der Klima-Chemie Wechselwirkung

Untersuchungen von wechselwirkenden Mechanismen physikalischer, dynamischer und chemischer Prozesse können mit Hilfe von Zirkulations- (Klima-) modellen (engl. general circulation model, GCM) und gekoppelten Chemie-Klima-Modellen (engl. chemistry-climate model, CCM) durchgeführt werden. Mit diesen Werkzeugen ist es möglich, Sensitivitätsstudien durchzuführen, die es erlauben, direkte und indirekte Auswirkungen von veränderten Bedingungen besser zu erkennen und diese dann gezielt zu analysieren und zu quantifizieren. Diese Aufgabe ist eine Herausforderung, da die wechselwirkenden Mechanismen zwischen physikalischen, dynamischen und chemischen Prozessen sehr komplex sind. Vor kurzen wurden acht verschiedene CCMs dazu genutzt, den Einfluss der in der Vergangenheit beobachteten Veränderungen der Konzentration von Treibhausgasen und von FCKW auf die Ozonschicht zu untersuchen (AUSTIN et al. 2003).

Die verwendeten Chemie-Klima-Modelle werden in der Regel über lange Zeiträume (Dekaden) integriert. Sie variieren zum Teil deutlich in ihrer Komplexität. Unterschiedliche Diagnostiken kommen zur Anwendung, um die Qualität der Modelle untereinander und im Vergleich zu Beobachtungen zu bestimmen. Ver-

gleiche von Modelldaten mit Beobachtungen, im besonderen mit langzeitlichen und globalen Messdaten von Bodenstationen und Satelliten, sind die Grundlage für die Erkennung von Modellfehlern. Dies ist notwendig für die Abschätzung der Konsistenz der verschiedenen Szenarienrechnungen zur Vorhersage der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre und des Klimas. Da die gekoppelten Modelle sehr rechenzeitintensiv sind ist es nicht möglich, mit einem einzelnen Modell umfangreiche Sensitivitätsstudien durchzuführen, um die jeweiligen Unsicherheiten abzuschätzen. Derzeit kann jedes einzelne Modell aus Kostengründen nur für eine relativ kleine Anzahl von Rechnungen eingesetzt werden. Aus diesem Grund ist es eine Möglichkeit die Belastbarkeit von Modellresultaten dadurch zu überprüfen, indem die verschiedenen Modelle zu Szenarienrechnungen mit möglichst gleichen Randbedingungen eingesetzt werden und die Ergebnisse vergleichend untersucht werden.

Der Grad der dynamischen Variabilität wird von den gekoppelten Klima-Chemie-Modellen meist unterschätzt, die modellierten Temperaturen der polaren unteren Stratosphäre sind meistens zu niedrig. Viele der derzeit zum Einsatz kommenden CCMs haben einen signifikanten Kältefehler (engl. cold bias) in hohen Breiten, besonders in der Südhemisphäre während der Winter- und Frühlingsmonate. Dies hat natürlich Konsequenzen für die polare Chemie, vor allem für die Bildung der polaren Stratosphärenwolken. Des Weiteren ist der Prozess der Denitrifizierung, der in nichtlinearer Weise von der Temperatur abhängt, in den Modellen oft nicht richtig erfasst und stellt damit eine weitere Unsicherheit dar. Ein anderes, derzeit noch ungelöstes Problem ist, dass kaum ein verwendetes Modell in der Lage ist, den beobachteten Wasserdampftrend in der mittleren und oberen Stratosphäre zu reproduzieren. Als Ergebnis der unterschiedlich simulierten polaren Temperaturen und Wasserdampf-mischungsverhältnisse werden von den CCMs verschiedene Mengen an PSCs simuliert, was sich dann in deutlich unterschiedlichen Ozonwerten niederschlägt (Abb. 1-6).

Eine außergewöhnliche dynamische Situation wurde im September 2002 in der antarktischen Stratosphäre beobachtet. Eine große Stratosphärenenerwärmung wurde durch verstärkte Aktivität planetarer Wellen erzeugt. So stieg die Temperatur Ende September binnen weniger Tage in polaren Breiten um etwa 60 K an (30 hPa) und in mittleren Breiten (60° S, 10 hPa) wurden Ostwinde von 20 m/s (zonales Mittel) beobachtet (Abb. 1-7). Der winterliche Polarwirbel wurde in zwei kleine Wirbel gespalten. Bedingt durch die hohen Temperaturen wurden die für diese Jahreszeit üblichen hohen chemisch bedingten Ozonverluste nicht beobachtet (Abb. 1-8). Vergleichbare Ereignisse gibt es normalerweise nur in der Nordhemisphäre. Eine Stratosphärenenerwärmung von diesem Ausmaß wurde in den letzten 50 Jahren nicht beobachtet (ROSCOE et al. 2004). Obwohl derzeit noch keine plausible Erklärung für

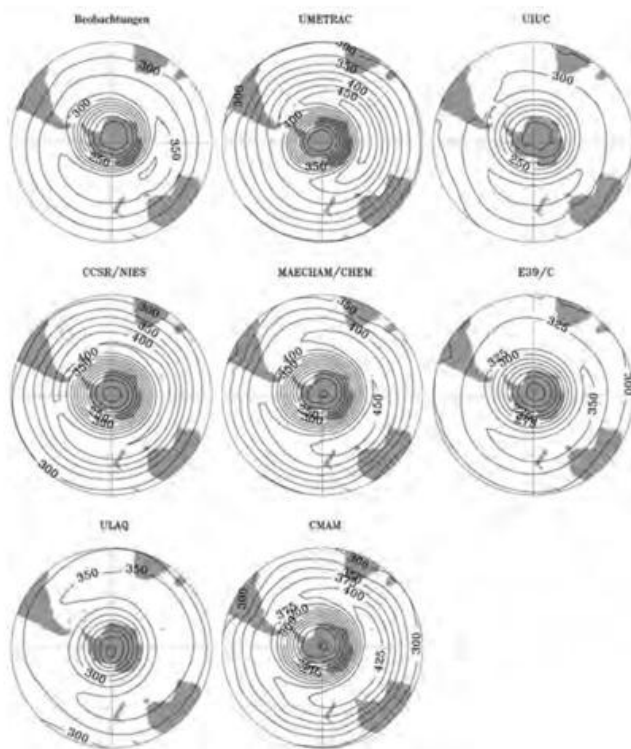


Abb. 1-6: Oktober-Mittelwerte der Ozongesamtsäule über der Südhemisphäre, Angaben in DU. Oben links sind die Daten von Satellitenbeobachtungen der Jahre 1993 bis 2000 (Mittelwert aller Oktobermittel) dargestellt. Die übrigen Bilder stellen entsprechende klimatologische Mittelwerte von verschiedenen Modellen dar (Quelle: AUSTIN et al. 2003).

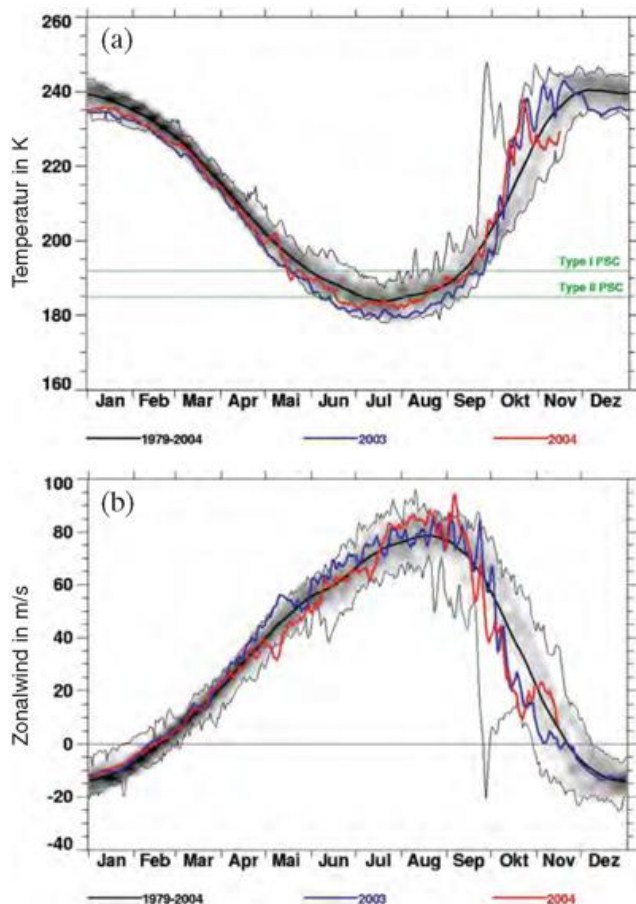


Abb. 1-7: Zeitliche Entwicklung (a) der zonal gemittelten Temperatur in 80° S, 30 hPa und (b) des zonal gemittelten Zonalwindes in 60° S, 10 hPa. Dargestellt ist jeweils der klimatologische Mittelwert (schwarze Linien) sowie die Minimum- und Maximumwerte für den Zeitraum 1979 bis 2003 (Schattierungen). Die Werte für das Jahr 2003 sind als blaue Linien eingetragen. Im Teilbild (a) geben die Linien Type I PSC bzw. Type II PSC die Bildungstemperaturen für polare Stratosphärenwolken vom Typ I (NAT) bzw. vom Typ II (EIS) an, bei Mischungsverhältnissen für $\text{HNO}_3 = 6$ ppbv und $\text{H}_2\text{O} = 4$ ppmv. (Quelle: P. NEWMAN (NASA), E. NASH (SSAI) und R. NAGATANI (NCEP CPC). NCEP Statistical and Climatological Analyses, NASA/GSFC).

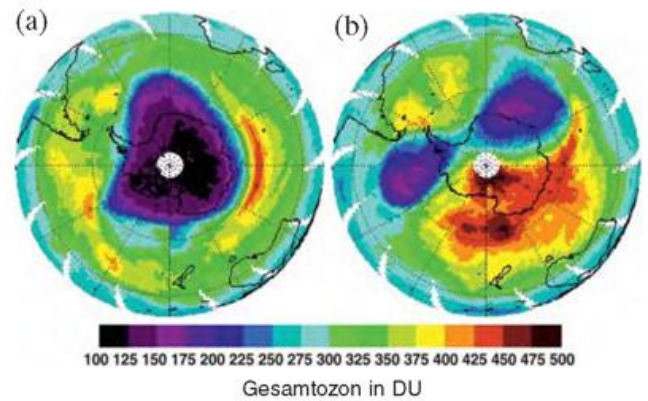


Abb. 1-8: Darstellung der Ozongesamtsäule über der Südhemisphäre, Angaben in DU. Messungen des TOMS-Instruments auf dem Satelliten Earth Probe am 25. September 2001 (a) und am 25. September 2002 (b) (Quelle: NASA/GSFC).

diese ungewöhnliche Situation in der Südhemisphäre gegeben werden kann, zeigt es doch auf sehr beeindruckende Art den starken Einfluss der Dynamik auf die Chemie und damit auf die Ozonmenge in den Polargebieten. Bisher hat kein GCM/CCM eine große Stratosphärenenerwärmung in der Südhemisphäre simuliert. Die Tatsache, dass solch ein extremes Ereignis bisher nicht von Modellen dieser Art simuliert wurde, deutet darauf hin, dass es möglicherweise noch weitere Defizite in den Modellen gibt, die unter Umständen im Zusammenhang mit der Anregung und Ausbreitung von planetaren Wellen stehen.

Trotz all der bekannten Modellfehler und den damit verbundenen Unsicherheiten in den Modellresultaten wurden die gekoppelten Modellsysteme dazu eingesetzt, dass zukünftige Verhalten der Ozonschicht zu simulieren (AUSTIN et al. 2003). Die Unterschiede in den Modellergebnissen geben ein Maß dafür, wie groß der Grad der Unsicherheit in den Modellvorhersagen derzeit ist (Abb. 1-9). Alle Modelle sagen eine Erholung der stratosphärischen Ozonschicht voraus, jedoch zeigen die Ergebnisse Unterschiede bezüglich des Beginns und der Dauer bis zur vollständigen Regenerierung. In der Antarktis stimmen die Modellergebnisse dahingehend überein, dass die niedrigsten Ozongesamtsäulen (Ozonloch) in den Frühlingsmonaten der Jahre 2001 bis 2008 erreicht werden, und dass mit ei-

ner deutlichen Erholung der Ozonschicht über der südlichen Hemisphäre in den darauf folgenden Jahren zu rechnen ist. Der Regenerierungsprozess ist allerdings durch den Treibhauseffekt verlangsamt. Eine vollständige Erholung wird etwa für die Mitte dieses Jahrhunderts prognostiziert. Der Beginn der Erholung der Ozonschicht über der polaren Nordhemisphäre ist weitaus schwieriger vorher zu sagen. Bedingt durch die hohe interannuale Variabilität der Dynamik der Stratosphäre ist der Zeitpunkt nicht eindeutig festzulegen. Eine sichtbare (im statistischen Sinne signifikante) Zunahme der Ozonschichtdicke wird nach diesen Modellrechnungen etwa ab dem Jahr 2010 erwartet. Die Unsicherheiten der Prognosen für die Entwicklung der Ozonschicht der Nordhemisphäre werden ferner dadurch erhöht, weil nicht klar ist, ob der Treibhauseffekt in den nächsten Jahren zu einer weiteren Abkühlung der Stratosphäre führen wird (reiner Strahlungseffekt) oder ob möglicherweise durch dynamische Vorgänge eine Erwärmung (engl. dynamic heating) zu erwarten ist. Es ist nicht auszuschließen, dass durch stärkere Anregung planetarer Wellen in einer wärmeren Troposphäre die Stratosphäre dynamisch stärker gestört wird und damit eine Kompensation der strahlungsbedingten Abkühlung durch erhöhte Treibhausgaskonzentrationen stattfinden kann (SCHNADT et al.

2002). In dem einen Fall würde, wie in der antarktischen Stratosphäre, eine verlangsamte Erholung der Ozonschicht die Folge sein, wogegen sich bei einer Erwärmung der Stratosphäre die Ozonschicht relativ schnell (in weniger als 20 Jahren) zurückbilden könnte. Für die Nordhemisphäre ist dies die alles entscheidende Frage. Sie macht deutlich, dass die Kopplung von dynamischen und chemischen Prozessen in der Atmosphäre von herausragender Bedeutung ist.

Die zu erwartenden Verbesserungen in unserem Verständnis der dynamischen, physikalischen und chemischen Prozesse und ihrer Wechselwirkungen werden sicherlich zu einer weiteren Entwicklung der Modelle führen. Dies setzt allerdings voraus, dass Langzeitbeobachtungen fortgesetzt werden, um eine belastbare Datengrundlage zu haben, mit der die Modelle überprüft werden können.

5 Schlussbemerkungen

Das modellhafte Nachbilden der in den vorherigen Abschnitten beschriebenen komplexen Prozesse erfordert den Einsatz der höchsten jeweils verfügbaren Computerressourcen. Neben der Weiterentwicklung des Verständnisses der dynamischen, chemischen und physikalischen Prozesse in der Atmosphäre muss auch die Effizienz der Modelle vorangetrieben werden. Die derzeit verfügbaren Modellsysteme müssen anhand von Beobachtungen überprüft werden. Dies geschieht durch Nachsimulation von Vorgängen in der Vergangenheit. Fällt die Überprüfung der Modelle befriedigend aus, können Vorhersagen für die Zukunft gewagt werden. Dann treten allerdings zu den Defiziten im wissenschaftlichen Verständnis noch Unsicherheiten in der Voraussage der zukünftigen sozio-ökonomischen Entwicklung hinzu. Die letzteren führen zu der Notwendigkeit, verschiedene „Emissionsszenarien“ hinsichtlich der zu erwartenden anthropogenen Eingriffe in das System zu berücksichtigen.

Bei den halogenierten Kohlenwasserstoffen ist ein Rückgang ihrer atmosphärischen Konzentrationen und damit ihres Beitrages zum Treibhauseffekt und zur stratosphärischen Ozonerstörung zu erwarten. Dagegen muss für die gut durchmischten Treibhausgase, insbesondere für CO_2 aber auch für CH_4 und N_2O , mit einem weiteren Anstieg gerechnet werden. Dies führt zu einer weiteren Erwärmung der Troposphäre und des Erdbodens und zu einer weiteren strahlungsbedingten Abkühlung der Stratosphäre. Eine Abkühlung der Stratosphäre begünstigt die chemischen Reaktionen für die stratosphärische Ozonerstörung, so dass die antarktische Ozonschicht (Ozonloch) sich wahrscheinlich langsamer regenerieren wird als es der bereits einsetzende Rückgang der troposphärischen Konzentration halogenierter Kohlenwasserstoffe erwarten ließe. Es käme zu einer effektiveren Chloraktivierung und dieser Effekt überwiegt nach neuesten Modellrech-

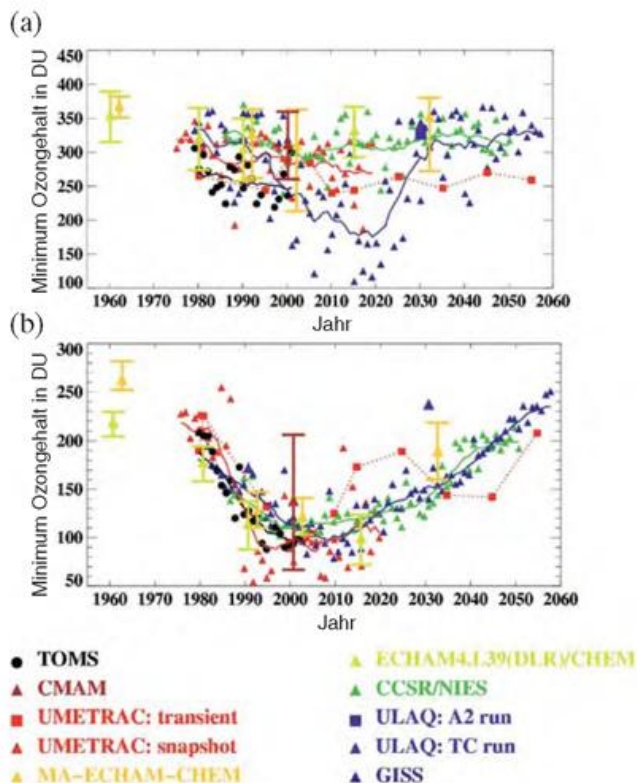


Abb. 1-9: Minimum-Werte der Ozongesamtsäule über der (a) Arktis (März/April) und der (b) Antarktis (September/Okttober/November) der verschiedenen gekoppelten Chemie-Klima-Modelle. Zum Vergleich wurden die Beobachtungen der verschiedenen TOMS-Instrumente (seit 1979) eingetragen (schwarze Punkte). Erläuterungen zu den einzelnen Modellexperimenten finden sich in AUSTIN et al. (2003) (Quelle: WMO 2003).

nungen zunächst den positiven Einfluss sinkender Chlorkonzentrationen (AUSTIN et al. 2003). Für die arktische Ozonschicht sind zurzeit keine eindeutigen Trendaussagen möglich. Dies liegt daran, dass dort die natürliche Variabilität und Trends stark von dynamischen Rückkopplungsprozessen beeinflusst werden, die besonders schwierig vorherzusagen sind.

Die Bedeutung von troposphärischem Ozon als Treibhausgas wird in Zukunft weiter zunehmen, wenn die Emissionen der Vorläufersubstanzen CO und NO_x sowie nicht- bzw. teil-halogenierter Kohlenwasserstoffe wie erwartet weiter ansteigen. Damit wird auch der Rückkopplungseffekt von Ozon auf die Chemie der Troposphäre (z. B. die Methankonzentration) ansteigen.

Der Gesamteffekt der atmosphärischen Aerosolzunahme ist aufgrund der Komplexität besonders schwer vorherzusagen. Klimatisch wirkt er wohl eher der treibhausbedingten Erwärmung entgegen, wobei verschiedene Aerosole unterschiedlich wirken können (Sulfataerosole eher abkühlend, Rußpartikel eher erwärmend). Festzuhalten ist, dass die Lebensdauer der Aerosole in der Atmosphäre deutlich geringer ist als die der meisten Treibhausgase. Maßnahmen zur Reduktion der Aerosolemissionen würden daher ihren Einfluss im Erdsystem weit schneller reduzieren, als zum Beispiel eine Reduktion der CO₂-Emissionen.

Ein wichtiger Mechanismus des Klimaantriebs, der in den CCMs in Zukunft mehr Berücksichtigung finden muss, ist die Wechselwirkung von troposphärischem und stratosphärischem Aerosol mit der solaren und terrestrischen Strahlung. Es ist notwendig, die verschiedenen physikalischen Prozesse zu berücksichtigen, die die Verteilung der verschiedenen Aerosolkomponenten beeinflussen.

Bei der Komplexität der in der Atmosphäre wirkenden Prozesse ist die Quantifizierung des Gesamteffektes aller anthropogenen Einflüsse sowie der gleichzeitig ablaufenden natürlichen Veränderungen eine Herausforderung für die Wissenschaft. Überraschungen sind dabei nicht auszuschließen, zum Beispiel ist die Wirkung der Ersatzstoffe (teil-halogenierte Fluorchlorkohlenwasserstoffe, HFCKW) für die nicht mehr produzierten FCKW noch weitgehend unerforscht, ebenso die Wirkung vieler Aerosolkomponenten auf Chemie, Wolken und Klima.

Aufgrund dynamischer, chemischer und physikalischer Störungen können chemische Prozesse in der Atmosphäre selbst modifiziert werden, wodurch sich Produktions- und Verlustraten und damit die Lebenszeiten von Aerosolen und Treibhausgasen verändern. Auf längeren Zeitskalen (Dekaden) müssen ferner Rückkopplungseffekte berücksichtigt werden, bei denen Klimaänderungen zu veränderten Zirkulationsmustern (Windsystemen) führen. Diese Faktoren wieder-

um können die Quellen und Senken, d. h. die atmosphärischen Budgets von Spurengasen und Aerosolen beeinflussen, die dann ihrerseits auch wieder auf das Klima Einfluss nehmen.

Eine Vertiefung des Verständnisses der komplexen Wechselwirkungen zwischen sich simultan ändernden chemischen, physikalischen und dynamischen Prozessen in der Atmosphäre ist notwendig. Gerade in den letzten Jahren wurde eine Reihe von Fortschritten erzielt, vor allem durch intensive Vergleiche von Modellresultaten und Beobachtungen. Trotz aller Schwierigkeiten bei der Modellierung atmosphärischer Prozesse darf nicht vergessen werden, dass die zur Verfügung stehende Datenbasis zur Überprüfung der wissenschaftlichen Theorien, Konzepte und Modelle immer noch lückenhaft ist. In Zukunft müssen die zur Verfügung stehenden Daten effektiv genutzt werden. Nicht nur die Messungen der verschiedenen Instrumente an Bord des Umweltforschungssatelliten ENVISAT (z. B. MIPAS, SCIAMACHY, GOMOS) stehen hier zur Verfügung (siehe Kapitel 8). Weiterhin müssen weitere Anstrengungen unternommen werden, um neue Techniken und Programme zur Untersuchung der sich verändernden Atmosphäre zu entwickeln.

Literatur

- APPENZELLER, C., A. K. WEISS, J. STÄHELIN, 2000: North Atlantic Oscillation modulates total ozone winter trends. *Geophys. Res. Lett.* **27**, 1131-1134.
- AUSTIN, J., D. SHINDELL, S. R. BEAGLEY, C. BRÜHL, M. DAMERIS, E. MANZINI, T. NAGASHIMA, P. NEWMAN, S. PAWSON, G. PITARI, E. ROZANOV, C. SCHNADT, T. G. SHEPHERD, 2003: Uncertainties and assessments of chemistry-climate models of the stratosphere. *Atmos. Chem. Phys.* **3**, 1-27.
- EU-BERICHT, 2003: European Report on Ozone-Climate Interactions, The effect of changes in climate on stratospheric ozone, Air Pollution Research Report No. 81, Europäische Kommission, EUR 20623, ISBN 92-894-5619-1, 53-71.
- FORSTER, P. M. DE F., K. TOURPALI, 2001: The effect of tropopause height changes on the calculation of ozone trends and their radiative forcing. *J. Geophys. Res.* **106**, 12241-12252.
- FUSCO, A. C., M. L. SALBY, 1999: Interannual variations of total ozone and their relationship to variations of planetary wave activity. *J. Clim.* **12**, 1619-1629.
- HOOD, L. L., S. ROSSI, M. BEULEN, 1999: Trends in lower stratospheric zonal winds, Rossby wave breaking behaviour, and column ozone at northern midlatitudes. *J. Geophys. Res.* **104**, 24321-24339.
- HURRELL, J. W., Y. KUSHNIR, G. OTTERSEN, M. VISBECK (Hrsg.), 2003: An overview of the North Atlantic Oscillation, in *The North Atlantic Oscillation: Climatic significance and environmental impact*, *Geophys. Monogr.* **134**, 279 S.
- IPCC-SRES, 2000: Special report on emission scenarios, N. NAKICENOVIC et al., (Hrsg.), *Cambridge University Press*, 599 S.
- IPCC-TAR (Third Assessment Report), 2001: Climate Change 2001, J. HOUGHTON et al. (Hrsg.), *Cambridge University Press*, 944 S.

- LANZANTE, J. R., S. A. KLEIN, D. J. SEIDEL, 2003: Temporal homogenization of monthly radiosonde temperature data. Part II: Trends, sensitivities, and MSU comparison. *J. Clim.* **16**, 241-262.
- MAHIEU, E., R. ZANDER, P. DEMOULIN, M. DE MAZIÈRE, F. MELEN, C. SERVAIS, G. ROLAND, L. DELBOUILLE, J. POELS, R. BLOMME, 2000: Fifteen year-trend characteristics of key stratospheric constituents measured by FTIR above the Jungfraujoch, in Stratospheric Ozone 1999, Proc. 5th European Symp., 27 September - 1 October 1999, St. Jean de Luz, France, eds. N.R.P. Harris, M. Guirlet, and G. Amantidis, Air Pollution Research Rep. 73, EUR 19340, 99-102, European Commission, Luxemburg.
- OLTMANS, S. J., H. VÖMEL, D. J. HOFMANN, K. H. ROSENLOF, D. KLEY, 2000: The increase of stratospheric water vapour from balloonborne, frostpoint hygrometer measurements at Washington D.C., and Boulder, Colorado. *Geophys. Res. Lett.* **27**, 3453-3456.
- 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.
- PETERS, D., G. ENTZIAN, G. SCHMITZ, 1996: Ozone anomalies over the North Atlantic-European region during January 1979-1992: Linear modeling of horizontal and vertical ozone transport by ultra-long waves. *Contrib. Atmos. Phys.* **69**, 477-489.
- PITARI, G., E. MANCINI, V. RIZI, D.T. SHINDELL, 2002: Impact of future climate and emission changes on stratospheric aerosols and ozone. *J. Atmos. Sci.* **59**, 414-440.
- RAMASWAMY, V., M. L. CHANIN, J. ANGELL, J. BARNETT, D. GAFFEN, M. GELMAN, P. KECKHUT, Y. KOSHELOV, K. LABITZKE, J. J. R. LIN, A. O'NEILL, J. NASH, W. RANDEL, R. ROOD, K. SHINE, M. SHIOTANI, R. SWINBANK, 2001: Stratospheric temperature trends: Observations and model simulations. *Rev. Geophys.* **39**, 71-122.
- RANDEL, W. J., F. WU, 1999: Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratosphere due to ozone depletion. *J. Clim.* **12**, 1467-1479.
- RANDEL, W. J., F. WU, S. J. OLTMANS, K. ROSENLOF, G. E. NEDOLUHA, 2004: Interannual changes of stratospheric water vapor and correlations with tropopause temperatures. *J. Atmos. Sci.* **61**, 2133-2147.
- REID, S. J., A. F. TUCK, G. KILADIS, 2000: On changing abundance of ozone minima at northern midlatitudes. *J. Geophys. Res.* **105**, 12169-12180.
- REX, M., R. J. SALAWITCH, P. VON DER GATHEN, N. R. P. HARRIS, M. P. CHIPPERFIELD, B. NAUJOKAT, 2004: Arctic ozone loss and climate change. *Geophys. Res. Lett.* **31**, doi:10.1029/2003GL018844.
- ROSCOE, H. K., J. D. SHANKLIN, S. R. COLWELL, 2004: Has the Antarctic vortex split before 2002? *J. Atmos. Sci.*, special issue on the 2002 ozone hole.
- ROSENLOF, K. H., S. J. OLTMANS, D. KLEY, J. M. RUSSELL III, 2001: Stratospheric water vapour increases and the past half-century. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 1195-1198.
- SANTER, B. D., R. SAUSEN, T. M. L. WIGLEY, J. S. BOYLE, K. ACHUTARAO, C. DOUTRIAUX, J. E. HANSEN, G. A. MEEHL, E. ROECKNER, R. RUEDY, G. SCHMIDT, K. E. TAYLER, 2003: Behavior of tropopause height and atmospheric temperature in models, reanalyses, and observations. Part I: Decadal changes. *J. Geophys. Res.* **108**, doi:10.1029/2002JD002258.
- SCHNADT, C., M. DAMERIS, M. PONATER, R. HEIN, V. GREWE, B. STEIL, 2002: Interaction of atmospheric chemistry and its impact on stratospheric ozone. *Clim. Dyn.* **18**, 501-517.
- SCHNADT, C., M. DAMERIS, 2003: Relationship between North Atlantic Oscillation changes and an accelerated recovery of stratospheric ozone in the northern hemisphere. *Geophys. Res. Lett.* **30**, doi:10.1029/2003GL017006.
- SHINE, K. P., M. S. BOURQUI, P. M. DE F. FORSTER, S. H. E. HARE, U. LANGEMATZ, P. BRAESICKE, V. GREWE, M. PONATER, C. SCHNADT, C. A. SMITH, J. D. HAIGH, J. AUSTIN, N. BUTCHART, D. T. SHINDELL, W. J. RANDEL, T. NAGASHIMA, R. W. PORTMANN, S. SOLOMON, D. J. SEIDEL, J. LANZANTE, S. KLEIN, V. RAMASWAMY, M. D. SCHWARZKOPF, 2003: A comparison of model-simulated trends in stratospheric temperatures. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* **129**, 1565-1588.
- SPARC, 1998: Assessment of trends in the vertical distribution of ozone, SPARC Report 1, WMO Ozone Research and Monitoring Project Report **43**, (verfügbar unter <http://www.aero.jussieu.fr/~sparc/>).
- STÄHELIN, J., A. J. MÄDER, K. WEISS, C. APPENZELLER, 2002: Causes of northern mid-latitude stratospheric ozone trends. *Phys. Chem. Earth* **27**, 461-469.
- STEINBRECHT, W., H. CLAUDE, U. KÖHLER, K. P. HOINKA, 1998: Correlations between tropopause height and total ozone: Implications for longterm changes. *J. Geophys. Res.* **103**, 19183-19192.
- THOMPSON, D. W. J., J. M. WALLACE, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 1297-1300.
- WAIBEL, A. E., T. PETER, K. S. CARSLAW, H. OELHAF, G. WETZEL, P. J. CRUTZEN, U. PÖSCHL, A. TSIAS, E. REIMER, H. FISCHER, 1999: Arctic ozone loss due to denitrification. *Science* **283**, 2064-2069.
- WMO, 2003: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002, World Meteorological Organisation, Global Ozone Research and Monitoring Project, Report Nr. **47**.
- ZHOU, S., M. E. GELMAN, A. J. MILLER, 2000: An inter-hemisphere comparison of the persistent stratospheric polar vortex. *Geophys. Res. Lett.* **27**, 1123-1126.

U. BERGER

2 Die Mesosphäre: Ein Frühwarnsystem für Klimaänderungen?

The mesosphere: a miner's canary for climate change?

Zusammenfassung

Der Bereich der Mesosphäre von 50 km bis 70 km kann als der empfindlichste Teil der gesamten Atmosphäre für Klimaänderungen angesehen werden. Ein Abkühlungstrend von 3–5 K/Dekade maximal kann nach heutigem Kenntnisstand nur in niederen und mittleren Breiten nachgewiesen werden. Somit sollte das Klimasignal hier um eine Größenordnung stärker vertreten sein als es in troposphärischen Klimazeitreihen zu beobachten ist. Dieser Trend setzt sich zu hohen und polaren Breiten anscheinend nicht fort. Indikatoren für die sehr niedrigen Temperaturen über hohen sommerlichen Breiten sind nachleuchtende Eiswolken, deren Helligkeit wiederum vermutlich während der letzten 20 Jahre zugenommen hat. Hat sich nun doch der Temperaturzustand geändert oder beobachten wir vielleicht eine Zunahme des dort vorhandenen Wasserdampfs?

1 Einleitung

Der Zustand der Atmosphäre ist durch die Wechselwirkung komplexer nichtlinearer dynamischer und chemischer Prozesse geprägt, die bis heute nicht vollständig verstanden worden sind. Dies gilt insbesondere für den Bereich der oberen Atmosphäre. Mit satelliten- als auch bodengestützten Messprogrammen können nur Teilaspekte dieser Problematik untersucht werden. Hier können Computermodelle Hilfestellung leisten, indem Modellsimulationen die Möglichkeit bieten, die Ursachen und Wirkungen in diesem komplexen System erheblich besser zu verstehen.

In den letzten Jahren hat man erkannt, dass die Mesosphäre, in einem Höhenbereich 50–100 km, vermutlich der empfindlichste Bereich der gesamten Atmosphäre in Hinblick auf die Identifizierung langzeitlicher Klimaänderungen ist (THOMAS 1996, THOMAS und OLIVERO 2001). Erste Analysen aus beobachteten Temperaturzeitreihen geben zu der Vermutung Anlass, dass sich die untere Mesosphäre in erheblichem Maße während der letzten Jahrzehnte abgekühlt hat. Das klimatische Verhalten der Mesosphäre kann möglicherweise als ein Frühwarnsystem interpretiert werden, dass künftige Klimaänderungen in der oberen und unteren Atmosphäre schon jetzt signalisiert. So zeigen Messungen in mittleren nördlichen Breiten einen Temperaturtrend in einer Größenordnung von bis zu -5 K/Dekade in einem Höhenbereich zwischen 50 und 80 km an. Diese beobachteten Trends sind weit aus größer als berechnete Trends aus Klimamodellen, und bis heute unverstanden (BREMER und BERGER 2002, AKMAEV und FOMICHEV 2000).

Setzt sich nun auch der beobachtete Trend in hohen Breiten fort? Ein zusätzlicher indirekter Hinweis für einen Langzeittrend in der Mesosphäre könnte der während der letzten 40 Jahre beobachtete stetige Anstieg der Häufigkeit leuchtender Nachtwolken (GADSDEN 1998) sein. Leuchtende Nachtwolken

sind mit einer mittleren Höhe von etwa 83 km die höchsten Wolken in der Erdatmosphäre. Diese Wolken bilden sich in der Sommermesopausenregion über hohen und polaren Breiten aus, wo die niedrigsten Temperaturen der gesamten Atmosphäre von etwa 120–150 K beobachtet werden (LÜBKEN et al. 1996). Bei diesen extremen Bedingungen entstehen regelmäßig Eiskristalle, die sich zu Eiswolken mit einer horizontalen Ausdehnung von Hunderten von Kilometern formieren können. Diese Wolken sind vom Erdboden aus sichtbar (JESSE 1896) und können mit Lidars vermessen werden (VON COSSART et al. 1999). Der beobachtete Anstieg in Auftrittswahrscheinlichkeit und Helligkeit dieser Wolken könnte zum einen an einem negativen Temperaturtrend und/oder an einem Anstieg des mesosphärischen Wasserdampfgehaltes liegen (NEDOLUHA et al. 2003). Leuchtende Nachtwolken könnten daher also als eine Art Frühwarnsystem für Klimaänderungen fungieren, das aufgrund der relativen Einfachheit der Beobachtungsmöglichkeiten (beispielsweise visuelle Beobachtung vom Boden) effizient genutzt werden kann.

Wie empfindlich diese Eisbildung vom Wasserdampf abhängt, konnte erstmalig anhand einer Space Shuttle-Mission (DISCOVERY am 7. August 1997) nachgewiesen werden (STEVENS et al. 2003), die Spektrometer-Experimente (CRISTA und MAHRSI, Universität Wuppertal, Prof. K.-U. Großmann) für atmosphärische Untersuchungen an Bord hatte. Bei diesem Space Shuttle-Start wurde 90 % der Treibstoffmenge der Raketenstufe in 110 km zu Wasser verbrannt. Der durch das Shuttle emittierte Wasserdampf erreichte die sommerliche polare Mesopausenregion nach etwa 1,5 Tagen und führte konsequenterweise zur verstärkten Bildung von polaren mesosphärischen Eiswolken (PMCs), die wiederum von MAHRSI detektiert wurden. In diesem Fall konnte also sogar die direkte Wirkung einer ‚Schadstoffemission‘ bis in arktische Breiten in 85 km Höhe verfolgt werden.

2 Beobachtung und Modellierung der thermischen Struktur der MuT Region

Um mögliche Klimatrends in der Meso- und unteren Thermosphäre (MuT-Region: 70–110 km) zu untersuchen, braucht man notwendigerweise eine genaue Kenntnis des aktuellen thermischen Zustandes dieser Höhenregion. Bemerkenswerterweise kennen wir diesen Zustand erst seit etwa 10 Jahren. In einem Zwischenbereich der MuT-Region existiert eine thermische Grenzschicht, bezeichnet als Mesopause, die sich über ein absolutes Minimum im vertikalen Temperaturprofil definiert. Die Temperaturstruktur dieses Minimums weist eine starke jahreszeitliche Variation über polaren Breiten auf: extrem niedrige Temperaturen unter 130 K im Sommer erstmalig beschrieben in VON ZAHN und MEYER (1989), die wie erwähnt zu einer Ausbildung von Eiswolken (NLCs, PMCs) führen, und etwa 60 K höhere Temperaturen während des Winters.

In den vergangenen Jahrzehnten gab es eine Vielzahl von meteorologischen Raketenexperimenten, die für eine Untersuchung und Katalogisierung der thermischen Struktur der unteren Mesopausenregion eingesetzt wurden. Unglücklicherweise endet die maximale Höhe dieser Datenprofile bei etwa 94 km, so dass keine Informationen aus größeren Höhen verfügbar waren. Deshalb gibt keine der Internationalen Referenzatmosphären (z.B. CIRA 1986, veröffentlicht 1990) in einer korrekten Weise die komplette thermische Struktur der Mesopausenregion wieder.

Unter Einsatz einer neuartigen Messtechnik mittels eines Metall-Resonanz Temperaturlidars konnte zum erstenmal die globale thermische Struktur der Mesopause in einem Höhenbereich zwischen 75 km und 105 km beobachtet und quantifiziert werden. Eingesetzt wurde dieses neuartige Instrument an Bord des deutschen Forschungsschiffs 'Polarstern' während einer Atlantikfahrt zwischen den Breiten 71° S und 54° N im Frühsommer 1996 (VON ZAHN et al. 1996). Die charakteristische Struktur der Mesopause wies eine starke jahreszeitliche Variation auf mit extrem niedrigen Temperaturen über polaren Sommerbreiten (120–150 K) und einer wesentlich wärmeren Mesopause von etwa 190 K über der Winterhemisphäre. Gleichzeitig wurde dieser dramatische Temperaturwechsel auch von einer Änderung der Mesopausenhöhe begleitet. Die Sommermesopausenhöhe über polaren Breiten befand sich bei etwa 90 km und sank dann zu niedrigeren sommerlichen Breiten bis etwa 30° hinab auf 83 km. In dieser Breitenregion sprang dann die Mesopausenhöhe hinauf auf 100 km und verlief dann konstant bis in die Winterpolregion (VON ZAHN et al. 1996). Dieses neuartige Ergebnis einer 2-Niveau-Mesopausenhöhe wurde in den folgenden Jahren durch Beobachtungen an den lokalen Messstationen Teneriffa 28° N (FRICKE-BEGEMANN et al. 2002), Fort Collins 41° N, Kühlungsborn 54° N (SHE und VON ZAHN 1998), Andøya

69° N (VON ZAHN und MEYER 1989), und Spitzbergen 78° N (LÜBKEN und MÜLLEMANN 2003) unterstützt. Im Jahre 1998 wurden erstmals globale Satellitenbeobachtungen des UARS/HRDI-Experiments von ORTLAND et al. (1998) veröffentlicht, die in beeindruckender Weise die neu gewonnen Vorstellungen über die thermische Doppelstruktur der Mesopausenregion bestätigten.

Eine erste theoretische Untersuchung und Modellierung dieses neuen Bildes eines 2-Niveau Mesopausenzustandes erfolgte mit einem allgemeinen Zirkulationsmodell der mittleren Atmosphäre COMMA/IAP (Cologne Model of the Middle Atmosphere and Institute of Atmospheric Physics, Kühlungsborn) in BERGER und VON ZAHN (1999). Die Abb. 2-1 und 2-2 zeigen den mittleren Zonalwind und die mittlere Temperatur (BERGER und VON ZAHN 2002) zu Solstitiumbedingungen um den 21. Juni für den kompletten Höhenbereich von COMMA/IAP (0–150 km). Die Zirkulation nimmt im Bereich der Mesosphäre bei 60–80 km Höhe die größten Windgeschwindigkeiten von bis zu 120 m/s im Winter und -70 m/s im Sommer an.

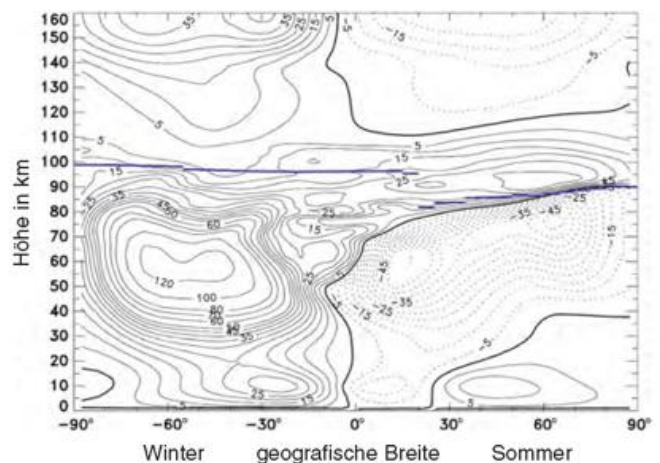


Abb. 2-1: Zonal gemittelter Zonalwind in m/s, aus COMMA/IAP-Modellrechnungen für den 21. Juni. Die blaue Linie markiert die Lage der Mesopause.

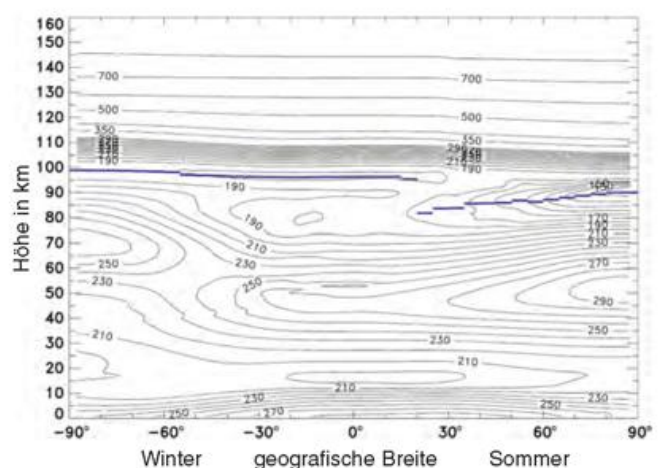


Abb. 2-2: Zonal gemittelte Temperatur in K, aus COMMA/IAP-Modellrechnungen für den 21. Juni. Die blaue Linie markiert die Lage der Mesopause.

Darüber wird der Zonalwind abgebremst, wobei sogar der sommerliche Zonalwind zu einer Windumkehr von über +30 m/s angetrieben wird. In diesem dynamischen System sind vielfältige Wellenskalen vertreten, die von Turbulenz (vertikale Skala < 10 m) über kleinskalige Schwerewellen (horizontale Skala 5 km–2000 km) bis hin zu thermisch getriebenen Gezeiten (Perioden ~12 h, 24 h) und planetaren Wellen (Perioden ~Tagen) reichen. Bei all diesen Wellen wachsen die Amplituden aufgrund der abnehmenden Luftdichte exponentiell mit steigender Höhe an, und wechselwirken sowohl untereinander als auch mit der Hintergrundatmosphäre. Hierbei lagern sich vor allem Schwerewellenimpulse ab, die für das Abbremsen der Mesosphärenjets verantwortlich sind.

Aber nicht nur dynamisch, auch thermisch wird die Struktur der Mesopausenregion durch diese Wellen geprägt, siehe Abb. 2-2. So kann sich zum Beispiel die extrem kalte Sommermesopause mit Temperaturen von sogar unter 120 K nur aus Brechprozessen von Schwerewellen formen, die einen starken Aufwärtswind induzieren (70 mm/s), der wiederum ein starkes adiabatisches Abkühlen (-70 K/Tag) bewirkt. Man beachte auch die bimodale Struktur der Mesopausenhöhe, markiert durch die blaue Linie, die den beobachteten Wechsel der Höhe bei etwa 30° N wiedergibt. Verantwortlich dafür ist eine Änderung in der Effizienz und Höhenverteilung bei den Brechungsereignissen der Schwerewellen. Die Energiebilanz der Mesopausenregion wird nun von Strahlungsprozessen und Erwärmungsraten aus exothermen chemischen Reaktionen dominiert, wodurch sich die Mesopausenhöhe auf etwa 100 km verschiebt.

3.1 Beobachtete Temperaturtrends in der MuT-Region

In den letzten Jahren stiegen die Anzeichen für einen langzeitlichen Trend in der thermischen Struktur der oberen Atmosphäre sowohl auf der Grundlage von direkten als auch indirekten Beobachtungen.

Bei den direkten Beobachtungen sind an erster Stelle Temperaturmessungen mit Rayleigh-Lidars zu nennen, die von 1979 an bis heute an zwei französischen Messstationen in der Haute Provence (44° N, 1° W) sowie in Biscarosse (44° N, 6° O) durchgeführt werden. Das Ergebnis der Trendbestimmung (RAMASWAMY et al. 2001) für den Zeitabschnitt 1979 bis 1998 ist in Abb. 2-3 dargestellt. Deutlich ist bei 60 km und 70 km Höhe ein negativer Temperaturtrend von etwa -3 K/Dekade bzw. -1,5 K/Dekade zu erkennen. Allerdings muss angemerkt werden, dass eine Höhe von 70–80 km den oberen Rand des Messbereichs eines Rayleigh-Lidars darstellt, an dem die Temperaturbestimmung durch die benötigte Vorgabe eines Anfangswertes fehlerbehaftet ist. Oberhalb dieser Höhen können nur die schon beschriebenen Metall-Lidar-Verfah-

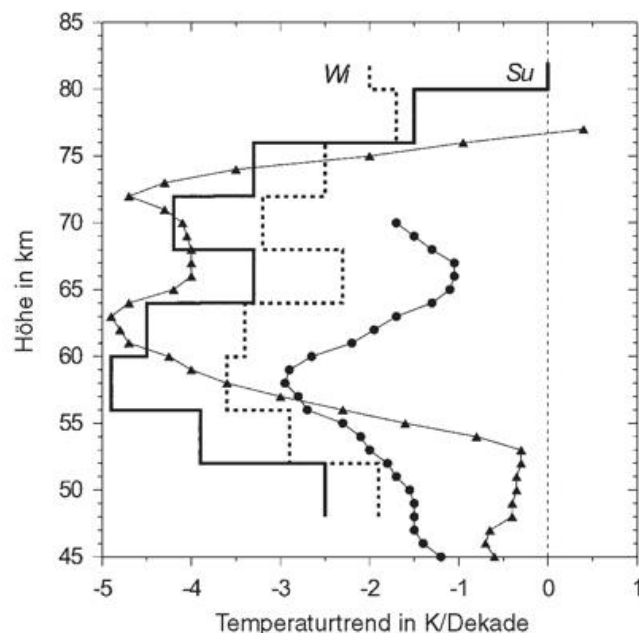


Abb. 2-3: Temperaturtrend in K/Dekade, abgeleitet aus einem jahresgemittelten Datensatz zwischen den Jahren 1979–1998 von Rayleigh-Lidar-Temperaturmessungen in Südfrankreich nach RAMASWAMY et al. 2001 (Kreis-Symbole), nach KECKHUT 1995 (Dreieck-Symbole: Sommerprofil) und integrierte Phasen-Höhen Messungen aus BREMER und BERGER 2002 (gestrichelte Linie: Winterprofil, durchgezogene Linie: Sommerprofil). Der 95 %-Konfidenzbereich aller Profile liegt bei etwa ± 3 K.

ren Temperaturen bestimmen. Eine Technik, die aber erst seit etwa 10 Jahren Anwendung findet, und somit noch keine Trendbestimmung erlaubt.

Interessanterweise zeigte diese Trendstatistik erheblich größere Absolutwerte in KECKHUT (1995), in der nur Daten aus Sommern in den Jahren 1979–1993 ausgewertet wurden. In diesem Zeitraum war ein negativer Temperaturtrend von etwa -5 K/Dekade zwischen 60–70 km deutlich ausgeprägt. Dieses Beispiel zeigt die Problematik von Trendanalysen für eine unterschiedliche Zeitdauer, bzw. Jahres- und Sommermittelung derselben Messreihe. Es sei angemerkt, dass eine mathematisch 'saubere' Trendbestimmung dieser Größenordnung in diesem Fall eine Zeitreihe von mindestens 50 Sommern benötigt, um als statistisch signifikant innerhalb eines 95 % Vertrauensbereiches identifiziert zu werden (WEATHERHEAD et al. 1998).

Zusätzlich zu den oben dargestellten direkten Beobachtungen von mesosphärischen Trends weisen auch indirekte Beobachtungen auf ähnliche Ergebnisse hin. So haben zum Beispiel BREMER und BERGER (2002) aus Messungen der Reflektionshöhe von VLF-Radarwellen (164 kHz) über Kühlungsborn auf eine systematische Abkühlung während des Sommers von -4,5 K/Dekade in etwa 60 km Höhe, siehe Abb. 2-3, geschlossen. Dabei hat sich die Reflektionshöhe dieser Radiowellen seit 1960 von 82,2 km auf 80,9 km abgesenkt. Dies bedeutet, dass sich die darunter liegende

Atmosphäre um 1,3 km auf Grund einer Abkühlung kontrahiert haben muss. Das Einzigartige an dieser Messreihe besteht darin, dass über einen Zeitraum von mehr als 40 Jahren mit unveränderter Messkonfiguration gearbeitet wurde, so dass systematische Fehler wie etwa durch instrumentelle Veränderungen von vornherein auszuschließen sind.

Im Gegensatz zu niederen und mittleren Breiten scheint sich über hohen Breiten ein viel schwächeres thermisches Trendverhalten entwickelt zu haben. In LÜBKEN (2000) wurde ein Vergleich von Temperaturmessungen mit fallenden Kugeln, die in den vergangenen zehn Jahren durchgeführt wurden, mit einem historischen Datensatz von Granatenmessungen aus den frühen 60er Jahren vorgenommen. Dabei vergleicht LÜBKEN (2000) ein mittleres Sommerprofil polarer Breiten (LÜBKEN 1999) mit 21 Temperaturprofilen aus Granatenmessungen, die ebenfalls in hohen nördlichen Breiten vorgenommen wurden. Dieser Vergleich ist in Abb. 2-4 wiedergegeben. Es ist deutlich erkennbar, dass sich die mittleren Temperaturen der 60er Jahre (Granatenmessungen) von denen der 90er Jahre (fallende Kugeln) nicht signifikant unterscheiden.

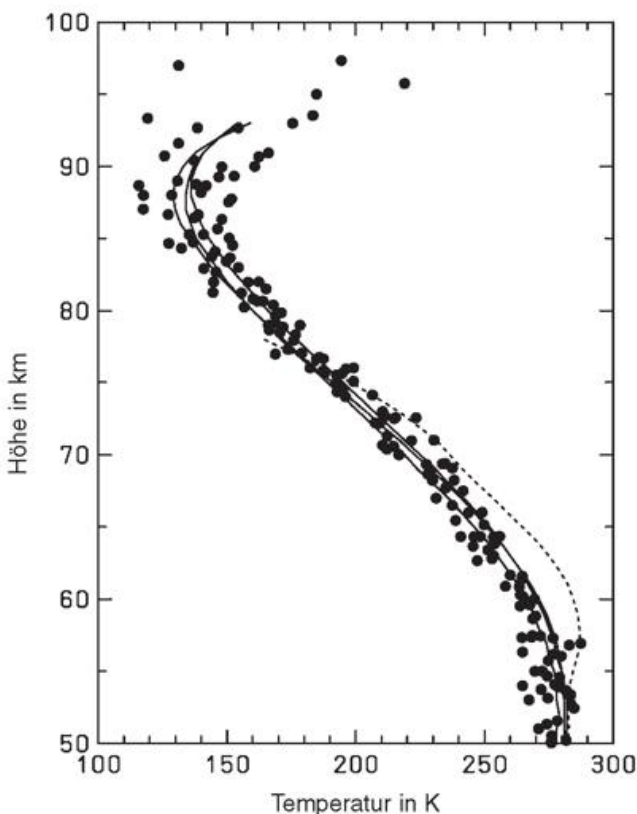


Abb. 2-4: Temperaturen von Raketen-Granatenmessungen (Punkte) sowie mittlere Temperaturprofile aus Messungen mit Fallenden Kugeln für die Monate Juni, Juli und August. Die gepunktete Linie zeigt den Temperaturverlauf, den man für den Zeitpunkt der Granatenmessungen erwarten würde, falls man ausgehend von den Fallenden-Kugeln-Temperaturen den Temperaturtrend von KECKHUT (1995) zugrunde legen würde (aus LÜBKEN 2000).

LÜBKEN (2000) hat ferner die Abweichung der fallenden Kugel- und Granatendaten statistisch untersucht. Das Ergebnis von $-0,24 \pm 0,14$ K/Dekade zeigt also an, dass in hohen nördlichen Breiten im Höhenbereich von 50–85 km Höhe eigentlich kein signifikanter Temperaturtrend nachweisbar ist. Der Unterschied zu mittleren Breiten mit Trends von bis zu -5 K/Dekade ist unverkennbar und zum heutigen Zeitpunkt nicht verstanden.

Das andere prominente Beispiel einer indirekten Beobachtung der langzeitlichen Veränderung in der Mesosphäre stellt die vermutliche Zunahme der Beobachtungshäufigkeit von leuchtenden Nachtwolken dar (VON ZAHN 2003). Abb. 2-5 zeigt die mehr als 40-jährige Zeitreihe der Beobachtungshäufigkeit leuchtender Nachtwolken, wie sie von GADSDEN im Jahre 2002 in revidierter Fassung publiziert wurde. Ein linearer Trend ist erkennbar, dem eine starke Modulation auf Grund des 11-jährigen solaren Zyklus aufgeprägt ist. Dieser Trend war in GADSDEN 1998 viel deutlicher ausgeprägt, und musste aber auf Grund einer neuen Datenauswertung teilweise korrigiert werden. Während sich die GADSDEN-Zeitreihe aus NLC Beobachtungen über ganz Nordwesteuropa zusammensetzt, beziehen sich die Daten von FOGLE und HAURWITZ (1974) auf einen lokalen nordamerikanischen Abschnitt und ROMEJKO et al. (2003) auf die Region um Moskau. Während eine Zunahme von NLC-Auftrittshäufigkeiten nur über Nordwesteuropa vorzuliegen scheint, wird eine Zunahme in den Helligkeiten, also Stärken, dieser NLC als statistisch signifikant beobachtet, z. B. SBUV-Beobachtungen von polaren mesosphärischen Eiswolken seit 1980 mittels der Satelliten Nimbus 7, NOAA-9, -11, -14 und -16 (DELAND et al. 2003). Als mögliche Ursachen für diesen beiderseitigen Anstieg kommt zum einen ein negativer Temperaturtrend im Bereich der Mesopause oder aber ein Anwachsen der mesosphärischen Wasserdampfkonzentration in Betracht (NEDOLUHA et al. 2003). Während die Arbeit von LÜBKEN (2000) darauf hindeutet, dass ein Temperaturtrend im Bereich der Me-

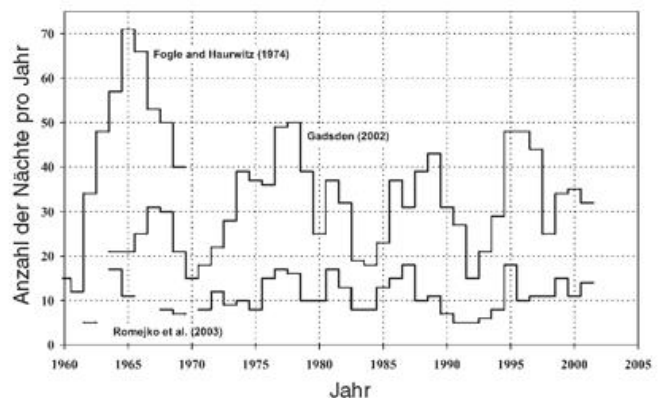


Abb. 2-5: Aufttrittshäufigkeit von leuchtenden Nachtwolken (NLCs) 1960–2001 als Anzahl der Nächte im Sommer, in denen NLCs visuell vom Boden aus beobachtet wurden (siehe Text). Die Abbildung wurde aus VON ZAHN (2003) entnommen.

sopause über hohen Breiten nicht existiert, geben vorläufige Ergebnisse von NEDOLUHA (2003) Hinweise darauf, dass der Wasserdampfgehalt der mittleren Atmosphäre als Folge des anthropogenen Anstiegs von Methan tatsächlich systematisch angestiegen ist (mesosphärischer Wasserdampf bildet sich vor Ort mittels Oxidation von Methan, und ist unabhängig vom troposphärischen Wasserdampf).

3.2 Modellerte Temperaturtrends in der MuT-Region

Durch numerische Modelle können Szenarien simuliert werden, in denen der Einfluss steigender Spurengaskonzentrationen auf das Klima der mittleren Atmosphäre untersucht werden kann. Gegenwärtige Klimamodelle (z. B. NCAR-Klimamodell Boulder/USA; ECHAM am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg, ROECKNER et al. 1996) erlauben Abschätzungen über zukünftige Klimaänderungen im Bereich der Tropo- und Stratosphäre. Die vertikale Abdeckung dieser früheren Modelle endet in der oberen Stratosphäre, so dass Aussagen über Änderungen im Klima und der Zirkulation der Meso- und unteren Thermosphäre nicht möglich waren. Aber gerade in der Höhenregion zwischen 50 bis 100 km werden die stärksten Temperaturtrends beobachtet, die damit unter Umständen Frühwarneigenschaften für mögliche zukünftige Klimaänderungen besitzen können.

Sowohl am NCAR (WACCM - **W**hole **A**tmosphere **C**ommunity **C**limate **M**odel) als auch am MPI in Hamburg (HAMMONIA - **H**amburg **M**odel of the **N**eutral and **I**onized **A**tmosphere) wurden deshalb in den letzten Jahren Erweiterungen der bestehenden Klimamodelle bis hinauf in die Thermosphäre verfolgt. HAMMONIA berücksichtigt nun neben der kompletten Dynamik und Physik von ECHAM folgende wichtige physikalische Prozesse der MuT-Region:

- solare Heizung durch den Wellenlängenbereich unterhalb von 250 nm (beinhaltet u. a. Absorption durch O_2 in Schumann-Runge-Kontinuum- und -Banden, die energieintensive solare Lyman-alpha-Linie und den extremen UV Bereich)
- non-LTE Bedingungen bei der infraroten Abstrahlung in der $15 \mu m$ - CO_2 -Bande
- molekulare Prozesse (Diffusion von Spurengasen und Wärmeleitung)
- Einfluss von Schwerewellen auf die Zirkulation ('gravity wave drag')
- Einfluss der Ionen auf die Zirkulation des Neutralgases ('ion drag')

Erste Ergebnisse von Simulationen dieser Modelle werden in naher Zukunft erwartet.

Das am IAP in Kühlungsborn zur Verfügung stehende allgemeine Zirkulationsmodell der mittleren Atmosphäre (COMMA/IAP) ist eines der wenigen globalen,

bereits einsatzfähigen, Zirkulationsmodelle, das auch den Bereich der unteren und oberen Atmosphäre abdeckt (0–150 km). Abgesehen von einer vereinfachten Behandlung der Troposphäre werden auch in COMMA/IAP die obengenannten physikalischen Prozesse berücksichtigt. Somit sind Studien wie zum Beispiel Szenarien mit anwachsenden Spurengaskonzentrationen, die die thermische Struktur und Dynamik der mittleren Atmosphäre verändern, möglich.

Neue Arbeiten unter Anwendung des COMMA/IAP Modells zeigen folgendes Bild eines möglichen Klimatrends. In Abb. 2-6 sind die Temperaturänderungen der Atmosphäre bezüglich eines Anstiegs des Spurengases Kohlendioxid von 295 ppmv auf 360 ppmv dargestellt. Ein solcher Zuwachs hat während der letzten 100 Jahre stattgefunden. Typische modellierte Temperaturtrends bewegen sich also in der Größenordnung zwischen 6 bis 9 K Abkühlung pro Jahrhundert, je nachdem ob man als vertikale Koordinate Höhen konstanten Druckes (Abb. 2-6 a) oder wahre geometrische Höhen (Abb. 2-6 b) zugrunde legt. Im Falle von echten

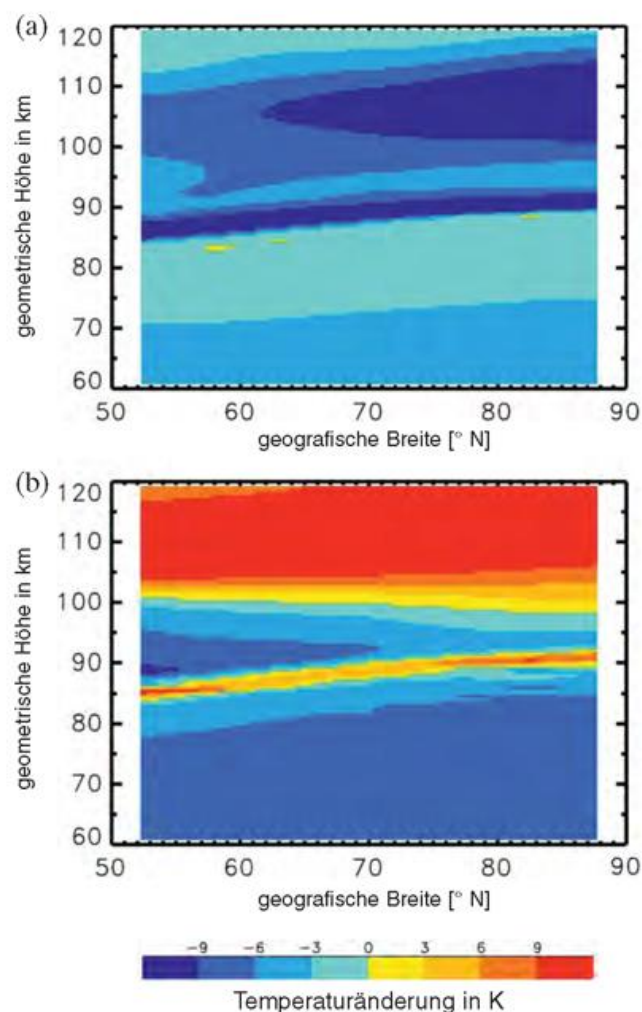


Abb. 2-6: Berechnete Temperaturänderung mit Hilfe des COMMA/IAP Modells unter Annahme eines CO_2 -Anstiegs von 295 ppmv auf 360 ppmv gültig für die letzten 100 Jahre. (a): Temperaturänderung auf Druckniveaus, (b): Temperaturtrend auf geometrischen Höhen.

geometrischen Höhen zeigt sich eine starke Erwärmung der unteren Thermosphäre und ein Erwärmungstreifen bei 85 km bis 90 km. Hier macht sich das Kontrahieren der unteren Atmosphäre auf Grund niedrigerer Temperaturen bemerkbar, dem zufolge sich die Mesopausenhöhe um etwa 1,2 km abgesenkt hat. Somit haben wir auf gleichen Höhen heutzutage eine etwas verschobene thermische Struktur, die im Vergleich mit dem thermischen Zustand des Jahres 1900 entsprechende Temperaturänderung bewirkt hat.

Abkühlungsraten dieser Größenordnung werden von anderen existierenden Klimamodellen (AKMAEV und FOMICHEV 2000) bestätigt, und zeigen ein Dilemma in der Klimavorhersage auf, insofern, als modellierte Temperaturtrends auf der Annahme eines alleinigen CO₂-Anstiegs beobachtete Trends um eine Größenordnung verfehlen. Es muss also noch andere Ursachen dafür geben, das sich die reale Atmosphäre weitaus stärker abgekühlt hat. Vorläufige Modellierungsarbeiten zum Einfluss des Spurengases Ozon, das sich im Bereich der oberen Stratosphäre während der letzten 10 Jahre stark verringert hat (10 % Abnahme bei 45 km aus Beobachtungsdaten der Ozonzeitreihen Hohenpeißenberg) deuten auf weitere Abkühlungsraten (2–3 K/Dekade) auf Grund der Ozonabnahme hin. Diese Hinweise zeigen, dass möglicherweise weitaus mehr Spurengase (z. B. O₃, H₂O, NO, CO, CH₄, O) neben dem Kohlendioxid klimaaktiv sind und die Energiebilanz der Atmosphäre massiv beeinflussen.

4 Zusammenfassung und Aussichten

Beobachtungen aus den letzten 40 Jahren belegen, dass der Bereich der Mesosphäre von 50 km bis 70 km als der empfindlichste Teil der gesamten Atmosphäre für langfristige Klimaänderungen angesehen werden kann. Ein negativer Temperaturtrend kann allerdings nach heutigem Kenntnisstand nur in niederen und mittleren Breiten nachgewiesen werden. Die Abkühlungsraten betragen hier Werte von maximal 3–5 K pro Dekade. Somit sollte das Klimasignal hier um eine Größenordnung stärker vertreten sein als es in troposphärischen Klimazeitreihen zu beobachten ist. Irritierendweise setzt sich dieser Trend zu hohen und polaren Breiten scheinbar nicht fort. Indikatoren für die sehr niedrigen Temperaturen über hohen sommerlichen Breiten sind nachleuchtende Eiswolken, deren Helligkeit wiederum zumindest während der letzten 25 Jahre zugenommen hat. Hat sich nun doch der Temperaturzustand geändert, oder beobachten wir vielleicht eine Zunahme des dort vorhandenen Wasserdampfes?

Die physikalischen Ursachen für dieses komplexe Verhalten der Atmosphäre sind bis heute nicht verstanden. Dementsprechend weisen alle zur Zeit verfügbaren Klimamodelle der oberen Atmosphäre starke Defizite in ihrer Prognosefähigkeit kommender Klimazu-

stände auf. Aber wir sind optimistisch, innerhalb der nächsten Jahre die Klimaänderungen in der oberen Atmosphäre und ihre Funktion als ‚Frühwarnsystem‘ besser zu verstehen.

Literatur

- AKMAEV, R., V. FOMICHEV, 2000: A model estimate of cooling in the mesosphere and lower thermosphere due to the CO₂ increase over the last 3–4 decades. *Geophys. Res. Lett.* **27**, 2113–2116.
- BERGER, U., U. VON ZAHN, 1999: The two-level structure of the mesopause: A model study. *J. Geophys. Res.* **104**, 22083–22093.
- BERGER, U., U. VON ZAHN, 2002: Icy particles in the summer mesopause region: Three-dimensional modeling of their environment and two-dimensional modeling of their transport. *J. Geophys. Res.* **107**, doi:10.1029/2001JA000316.
- BREMER, J., U. BERGER, 2002: Mesospheric temperature trends derived from ground-based LF phase-height observations at mid-latitudes: comparisons with model simulations. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* **64**, 805–816.
- CIRA, 1986: COSPAR International Reference Atmosphere: 1986, Part II: Middle Atmosphere Models, herausgegeben von D. Rees, J.J. Barnett, K. Labitzke. *Adv. Space Res.* **10**, No. 12, 1990.
- DELAND, M., E. SHETTLE, G.E. THOMAS, J. J. OLIVERO, 2003: SBUV Observations of PMCs over two solar cycles. *J. Geophys. Res.* **108**, doi:10.1029/2002JD002398.
- FOGLE, B., B. HAURWITZ, 1974: Long term variations in noctilucent cloud activity and their possible cause, Climatological Research, herausgegeben von K. Fraedrich et al., *Bonner Meteorologische Abhandlungen* **7**, 263–276.
- FRICKE-BEGEMANN, C., J. HÖFFNER, U. VON ZAHN, 2002: The potassium density and temperature structure in the mesopause region (80 – 100 km) at a low latitude (28° N). *J. Geophys. Res.* **29**, doi:10.1029/2002GL015578.
- GADSDEN, M., 1998: The north-west Europe data on noctilucent clouds: a survey. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* **60**, 1163–1174.
- JESSE, O., 1896: Die Höhe der leuchtenden Nachtwolken. *Astr. Nachrichten* **140**, 161–168.
- KECKHUT, P., A. HAUCHECORNE, M. L. CHANIN, 1995: Midlatitude long-term variability of the middle atmosphere: Trends and cyclic and episodic changes. *J. Geophys. Res.* **100**, 18887–18897.
- LÜBKEN, F.-J., 1999: The thermal structure of the arctic summer mesopause. *J. Geophys. Res.* **100**, 9135–9149.
- LÜBKEN, F.-J., 2000: Nearly zero temperature trend in the polar summer mesosphere. *Geophys. Res. Lett.* **27**, 3603–3606.
- LÜBKEN, F.-J., K.-H. FRICKE, M. LANGER, 1996: Noctilucent clouds and the thermal structure near the Arctic mesopause. *J. Geophys. Res.* **101**, 9489–9508.
- LÜBKEN, F.-J., A. MÜLLEMANN, 2003: First in-situ temperature measurements in the summer mesosphere at very high latitudes (78° N). *J. Geophys. Res.* **108**, 8848, doi:10.1029/2002JD002414.
- NEDOLUHA, G., R. BEVILACQUA, R. GOMEZ, B. HICKS, 2003: An evaluation of trends in middle atmospheric water vapor as measured by HALOE, WVMS, and POAM. *J. Geophys. Res.* **108**, 4391, doi:10.1029/2002JD003332.

- ORTLAND, D.A., P. B. HAYS, W. R. SKINNER, J.-H. YEE, 1998: Remote sensing of mesospheric temperature and O₂ band volume emission rates with the high resolution Doppler imager, *J. Geophys. Res.* **103**, 1821-1835.
- RAMASWAMY, V., M.-L. CHANIN, J. ANGELL, J. BARNETT, D. GAFFEN, M. GELMAN, P. KECKHUT, Y. KOSHELKOV, K. LABITZKE, J. LIN, A. O. O'NEILL, J. NASH, W. RANDAL, R. ROOD, K. SHINE, M. SHIOTANI, R. SWINBANK, 2001: Stratospheric temperature trends: observation and model simulations. *Rev. Geophys.* **39**, 71-122.
- ROMEJKO, V. A., P. A. DALIN, N. PERTSEV, 2003: Forty years of noctilucent cloud observations near Moscow: Data base and simple statistics. *J. Geophys. Res.* **108**, doi:10.1029/2002JD002364.
- ROECKNER, E., K. ARPE, L. BENGTSSON, M. CHRISTOPH, M. CLAUSSEN, L. DÜMENIL, M. ESCH, M. A. GIORGETTA, U. SCHLESE, U. SCHULZWEIDA, 1996: The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate. *MPI-Rep.* **218**, Max-Planck-Inst. für Meteorologie, Hamburg, Germany.
- SHE, C. Y., U. VON ZAHN, 1998: Concept of a two-level mesopause: Support through new lidar observations. *J. Geophys. Res.* **103**, 5855-5863.
- STEVENS, M., J. GUMBEL, C. ENGLERT, K. GROSSMANN, M. RAPP, P. HARTOGH, 2003: Polar mesospheric clouds formed from space shuttle exhaust. *Geophys. Res. Lett.* **30**, doi:10.1029/2003GL017249.
- THOMAS, G., 1996: Is the polar mesosphere the miner's canary of global change? *Adv. Space Res.* **18**, 149-158.
- THOMAS, G., J. OLIVERO, 2001: Noctilucent clouds as possible indicators of a global change in the mesosphere. *Adv. Space Res.* **28**, 937-949.
- VON COSSART, G., J. FIEDLER, U. VON ZAHN, 1999: Size distributions of NLC particles as determined from 3-color observations of NLC by groundbased lidar. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 1513-1516.
- VON ZAHN U., J. HÖFFNER, V. ESKA, M. ALPERS, 1996: The mesopause altitude: Only two distinctive levels worldwide. *Geophys. Res. Lett.* **23**, 3231-3234.
- VON ZAHN, U., 2003: Are noctilucent clouds truly a miner's canary for global change?, EOS, American Geophysical Union, **84**, 261-264.
- VON ZAHN, U., W. MEYER, 1989: Mesopause temperatures in polar summer. *J. Geophys. Res.* **94**, 14647-14651.
- WEATHERHEAD, E., G. REINSEL, G. TIAO, X. MENG, D. CHOI, W. CHEANG, T. KELLER, J. DELUISI, D. WUEBBLES, J. KERR, A. MILLER, S. OLTMANS, J. FREDERICK, 1998: Factors affecting the detection of trends: Statistical considerations and applications to environmental data. *J. Geophys. Res.* **103**, 17149-17161.

F.-J. LÜBKEN

3

Eisteilchen in 80–90 km Höhe: Indikatoren für die niedrigsten Temperaturen in der Erdatmosphäre

Ice particles at 80–90 km altitude: indicators for the lowest temperatures of the earth's atmosphere

Zusammenfassung

Die polare Sommermesopause ist die kälteste Stelle in der gesamten Erdatmosphäre. In diesen Höhen (etwa 85 km) treten Eiswolken auf, die man mit bloßem Auge sehen und mit bodengebundenen und satellitengestützten Methoden nachweisen kann. Diese Wolken sind empfindliche Indikatoren für sehr niedrige Temperaturen, während die Wasserdampfkonzentration von untergeordneter Bedeutung ist. Die Morphologie der Eiswolken, insbesondere ihre breitenabhängige und saisonale Verteilung, ist gut zur Überprüfung von Modellrechnungen geeignet.

1 Einleitung

Die Meteorologie im herkömmlichen Sinne beschäftigt sich vornehmlich mit physikalischen Prozessen in der Troposphäre (bis etwa 10–15 km), während die breit diskutierte Ozonproblematik in der darüber befindlichen Stratosphäre (bis etwa 50 km) stattfindet. Die Schicht zwischen dem Temperaturmaximum an der Oberkante der Stratosphäre und dem höher gelegenen Temperaturminimum, der sogenannten „Mesopause“, nennt man die „Mesosphäre“. Wie man Abb. 3-1 entnehmen kann, befindet sich dieses Temperaturminimum im Sommer in mittleren und polaren Breiten bei etwa 90 km und im Winter bei etwa 100 km. Außerdem fällt auf, dass die Mesopause im Sommer im Vergleich zum Winter deutlich kälter ist. Wie man heute weiß, ist die polare Sommermesopause die kälteste Stelle in der gesamten Erdatmosphäre und dies, obwohl hier permanenter Einfall von Sonnenstrahlung vorliegt. Der merkwürdige Jahresgang der Temperatur in der Mesosphäre („kalt“ im Sommer und „warm“ im Winter) ist bis heute im Detail nicht verstanden und Gegenstand aktueller Forschungen. Klar ist, dass dynamische Prozesse eine wesentliche Rolle spielen müssen, denn Strahlungsprozesse allein würden zu einem genau gegenteiligen Temperaturverlauf führen. Die sehr kalte Sommermesopause ist das Ergebnis von verschiedenartigen Beiträgen zur Energiebilanz der Atmosphäre, wobei die beteiligten physikalischen und chemischen Prozesse in vielfältiger Art miteinander wechselwirken.

In Abb. 3-1 sind auch Frostpunktemperaturen T_f eingezeichnet, wobei Wasserdampfkonzentrationen aus dem Modell von KÖRNER und SONNEMANN (2001) verwendet wurden. Man sieht, dass die mittleren Temperaturen an der Sommermesopause unterhalb von T_f liegen, obwohl diese Schichten mit H_2O -Konzentrationen von etwa 1–3 ppm sehr trocken sind. Es sollte in diesen Höhen also zur Eisbildung kommen. In der Tat treten in diesen Höhen Wolken auf, die man mit bloßem Auge sehen und mit bodengebunde-

nen und satellitengestützten Methoden nachweisen kann. Als optisches Phänomen sind diese Wolken seit mehr als 100 Jahren als „leuchtende Nachtwolken“ bekannt und werden in der Fachliteratur nach dem englischen Fachausdruck als NLC („noctilucent clouds“) bezeichnet. Die Eisteilchen führen auf komplizierte Weise auch zu sehr starken Radar-Rückstreuerechos, den sogenannten PMSE („polar mesosphere summer echoes“). In diesem Beitrag sollen die vorhandenen Temperaturmessungen zusammenfassend dargestellt werden. Außerdem sollen die physikalischen Grundlagen von NLC und PMSE erläutert werden. Dabei geht es insbesondere um die Frage, wie man aus ihrer Präsenz Rückschlüsse auf die Hintergrundatmosphäre, insbesondere auf Temperaturen ziehen kann.

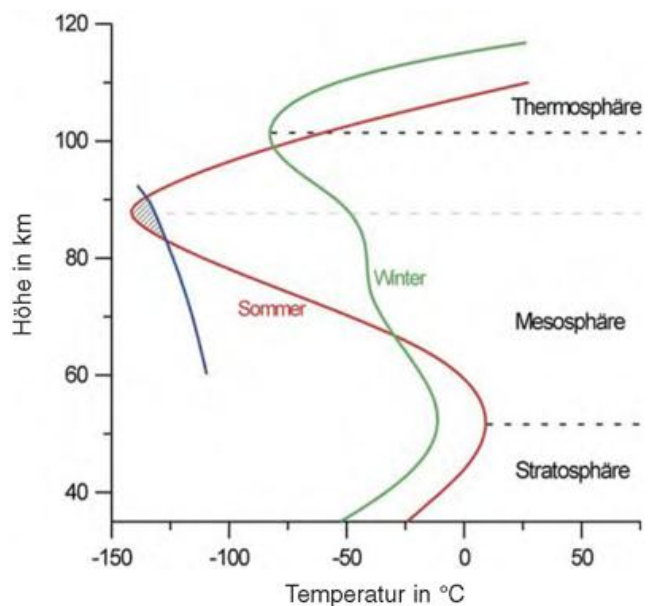


Abb. 3-1: Temperaturstruktur der oberen Atmosphäre in polaren Breiten für Sommer (rot) und Winter (grün). Die blaue Linie zeigt die Frostpunktemperatur, wobei Wasserdampfkonzentrationen aus dem Modell von KÖRNER und SONNEMANN (2001) verwendet wurden. Im Sommer ist die Atmosphäre im Höhenbereich von etwa 82 bis 90 km übersättigt.

2 Temperaturmessungen in der oberen Atmosphäre

Es gibt im Wesentlichen zwei Methoden, Temperaturen in der oberen Atmosphäre zu bestimmen: 1. spektroskopisch aus dem absorbierten und/oder emittierten Licht von Spurengasen und 2. abgeleitet aus Dichtemessungen. Die erste Methode, bei der man die Temperaturabhängigkeit der spektralen Eigenschaften der beteiligten Atome oder Moleküle ausnutzt, wird in Fernerkundungsinstrumenten vom Boden und vom Satelliten verwendet.

So kann man z. B. vom Boden mit einem schmalbandigen Laser die Dopplerverbreiterung der Absorptionslinien von Kalium-Atomen messen. Diese Atome treten aufgrund des Verglühens von Meteoriten in geringen Konzentrationen (etwa 1 bis 1000 Atome pro cm^3) in Höhen von etwa 90 bis 110 km auf. Aufgrund der Schmalbandigkeit des zurückgestreuten Lichtes ist es möglich, geeignete spektrale Filter im Nachweiszweig zu verwenden, um sehr effektiv das störende Sonnenlicht abzublocken. Hiermit ist es möglich, diese Methode auch im Sommer in polaren Breiten, also bei Tageslichtbedingungen, einzusetzen. Andere optische Methoden scheitern im Sommer in polaren Breiten am hohen Hintergrundsignal der Sonne oder sind zumindest in der Genauigkeit stark eingeschränkt.

Die zweite Methode zur Temperaturbestimmung in der oberen Atmosphäre beruht darauf, dass man zunächst ein Höhenprofil der Massen- oder Teilchenzahl misst, und aus diesem unter der Annahme von hydrostatischem Gleichgewicht ein Temperaturprofil berechnet. Hydrostatisches Gleichgewicht ist in der oberen Atmosphäre praktisch immer vorhanden, da die Erdanziehungs- und Druckgradientenkraft im Vergleich zu den dynamisch bedingten Kräften um mehrere Größenordnungen überwiegen. Die am häufigsten eingesetzte Methode zur Dichtemessung in der oberen Atmosphäre verwendet sogenannte „fallende Kugeln“ (SCHMIDLIN 1991). Hierbei wird eine etwa 150 g schwere Plastikkugel mit Hilfe einer kleinen Rakete in eine Höhe von etwa 110 km transportiert, dort auf einen Durchmesser von 1 m aufgeblasen und bei ihrem Fall durch die Atmosphäre vom Boden aus mit einem Bahnverfolgungsradar beobachtet. Aus der Trajektorie der Kugel wird die Abbremsung und daraus die Atmosphärendichte berechnet. Abb. 3-2 zeigt ein mit dieser Methode bestimmtes Temperaturprofil, welches am 22. Juli 2001 in Spitzbergen (78°N) gemessen wurde. Es sind auch zwei Profile der Frostpunkttemperaturen T_f eingezeichnet. Man sieht deutlich, dass die aktuelle Temperatur in Höhen von etwa 82 bis 91 km niedriger ist als T_f , d. h. in diesen Höhen kann es zur Eiskondensation kommen. In der Tat wurde mit einem VHF-Radar genau in diesem Höhenbereich eine PMSE beobachtet (s. Abb. 3-2).

Im Laufe der letzten 15 Jahre wurden etwa 70 Temperaturprofile mit raketentragenen Methoden im

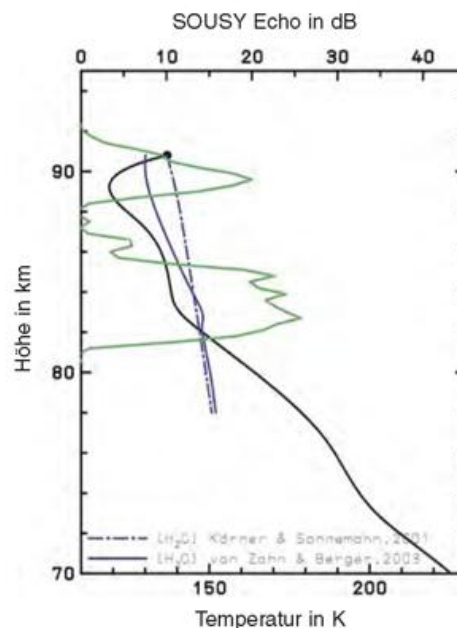


Abb. 3-2: Das mit einer fallenden Kugel gemessene Temperaturprofil in Spitzbergen (schwarz) und gleichzeitiger Nachweis einer PMSE (grün). Das PMSE-Profil wurde vom SOUZY VHF Radar gemessen (RÜSTER et al. 2001) und durch Mittelung im Zeitraum von ± 1 h um den Raketenstart berechnet. Die blauen Kurven geben Frostpunkttemperaturen an, wobei Wasserdampfkonzentrationen aus den Modellen von KÖRNER und SONNEMANN (2001) bzw. von VON ZAHN und BERGER (2003) verwendet wurden.

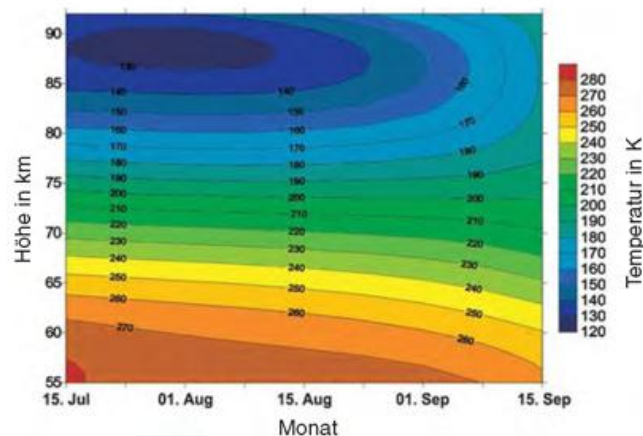


Abb. 3-3: Temperaturklimatologie in 78°N (Spitzbergen). Die zugrunde liegenden 24 Einzelprofile wurden mit fallenden Kugeln im Jahre 2001 gemessen (aus LÜBKEN und MÜLLEMANN 2003).

Sommer von der Andøya Rocket Range (69°N) gemessen, aus denen eine Klimatologie abgeleitet wurde (LÜBKEN 1999). Ähnliche Messungen mit fallenden Kugeln wurden 1998 zum ersten Mal in der Antarktis (68°S) und im Jahre 2001 von Longyearbyen auf Spitzbergen (78°N) durchgeführt (LÜBKEN et al. 1999; LÜBKEN und MÜLLEMANN 2003). In Abb. 3-3 ist die Temperaturklimatologie von Spitzbergen dargestellt, welche durch Glättung und Interpolation aus insgesamt 24 Einzelprofilen bestimmt wurde. Die sehr kalte Sommermesopause bei etwa 88 km mit Temperaturen unterhalb von 130 K ist deutlich erkennbar.

Zehn Grad weiter südlich (69° N) ist die Klimatologie sehr ähnlich, beruht jedoch auf mehr Einzelmessungen und erfasst einen größeren Teil des Jahres. Wir werden in einem späteren Abschnitt diese Temperaturstruktur mit gleichzeitigen NLC- und PMSE-Messungen vergleichen.

3 NLC und PMSE

Leuchtende Nachtwolken werden seit etwa 100 Jahren beobachtet (GADSDEN und SCHRÖDER 1989). Heute weiß man, dass es sich hierbei um Sonnenlicht handelt, welches in etwa 82–83 km an Eisteilchen mit einem Radius von etwa 20–80 nm gestreut wird. Da die gestreute Intensität sehr niedrig ist, kann man visuelle Beobachtungen nur im Dunkeln durchführen, d. h. der Beobachter muss sich südlich des Polarkreises befinden. Seit etwa 15 Jahren kann man NLC auch mit Lidars nachweisen, und zwar seit einiger Zeit auch bei Tageslichtbedingungen (HANSEN et al. 1989). Dies ermöglicht die Erforschung von NLC auch innerhalb des Polarkreises. Beim Lidarverfahren (lidar = **l**ight **d**etection and **r**anging) wird Laserlicht in die Atmosphäre gesandt und aus den spektroskopischen Eigenschaften der rückgestreuten Photonen (Intensität, Wellenlängenabhängigkeit usw.) auf Eigenschaften der Streuzentren geschlossen. Die Höhe der Streuer ergibt sich aus der Laufzeit der Photonen. In Abb. 3-4 ist das rückgestreute Signal des RMR-Lidars in ALOMAR (69° N) gezeigt (ALOMAR = **A**rctic **L**idar **O**bservatory for **m**iddle **a**tmosphere **r**esearch). Man erkennt deutlich das mit der Höhe exponentiell abfallende Signal, was auf die abnehmende Luftdichte zurückzuführen ist. Im Höhenbereich von etwa 81–85 km ist die Rückstreuung stark erhöht, was durch die dort vorhandenen

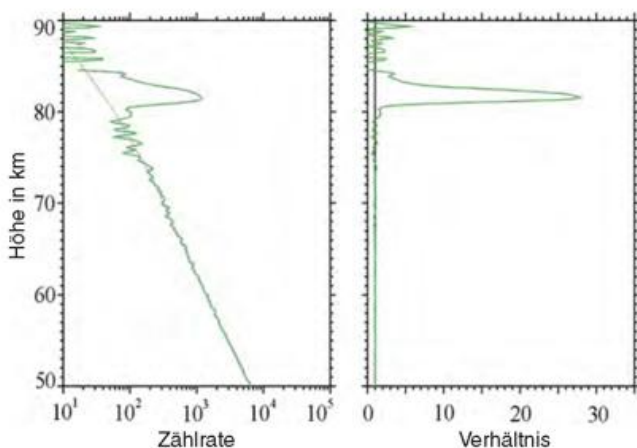


Abb. 3-4: Rückstreuungssignal eines Lidars bei einer Wellenlänge von 532 nm, beobachtet auf ALOMAR am 8. Juli 2002. Die Zählrate gibt die im Integrationszeitraum (20:30 - 22:00 UTC) pro Höhenkanal (150 m) nachgewiesenen Photonen an. Im rechten Bildabschnitt ist das Verhältnis zwischen den gemessenen Zählraten und dem aufgrund von Molekülstreuung erwarteten Signal dargestellt. Man erkennt deutlich die NLC in einem Höhenbereich von etwa 81–85 km.

Eisteilchen der NLC verursacht wird. Aus Messungen dieser Art bekommt man Informationen über die Morphologie der NLC, wie z. B. ihre Höhenverteilung und ihre zeitliche und saisonale Variation (FIEDLER et al. 2003; HÖFFNER et al. 2003). Mit Lidars kann man NLC-Teilchen mit einem Radius größer als etwa 20 nm nachweisen.

Bei den sogenannten PMSE („polar mesosphere summer echos“) handelt es sich um sehr starke Radarechos, die nur im Sommer in polaren, und seltener auch in mittleren Breiten aus der Mesopausenregion empfangen werden (RAPP und LÜBKEN 2004). Bei einem typischen VHF-Radar mit einer Frequenz von 50 MHz ($\lambda = 6$ m) liegen diese Echos um mehrere Größenordnungen über dem Rauschen. In Abb. 3-5 ist eine PMSE dargestellt, die am 5.–6. Juli 1999 mit dem ALWIN VHF Radar des ALOMAR Observatoriums detektiert wurde (HOFFMANN et al. 1999). Man erkennt, dass die Echos ungefähr aus dem Höhenbereich 81–90 km stammen und innerhalb dieses Bereiches stark variabel sind. Seit der ersten Entdeckung von PMSE rätselt man über den physikalischen Mechanismus, der die erforderlichen kleinskaligen Strukturen im Plasma erzeugen kann. Zur Rückstreuung der Radarstrahlen benötigt man nämlich Variationen im Brechungsindex mit einer räumlichen Ausdehnung von etwa $\lambda/2$, also etwa 3 m. In der oberen Atmosphäre ist der Brechungsindex durch freie Elektronen bestimmt, d. h. es müssen Strukturen im Plasma (Elektronen, Ionen, und geladene Aerosole) vorhanden sein mit einer räumlichen Ausdehnung von nur wenigen Metern. Da PMSE nur an der Sommermesopause auftreten, liegt die Vermutung nahe, dass der gesuchte Mechanismus im engen Zusammenhang mit Eisteilchen stehen muß. Wie wir heute wissen, reduziert die Anwesenheit von geladenen Eisteilchen durch elektrostatische Kräfte die Diffusivität von freien Elektronen, so dass kleinskalige Strukturen im Plasma erhalten bleiben und nicht sofort durch Dissipation

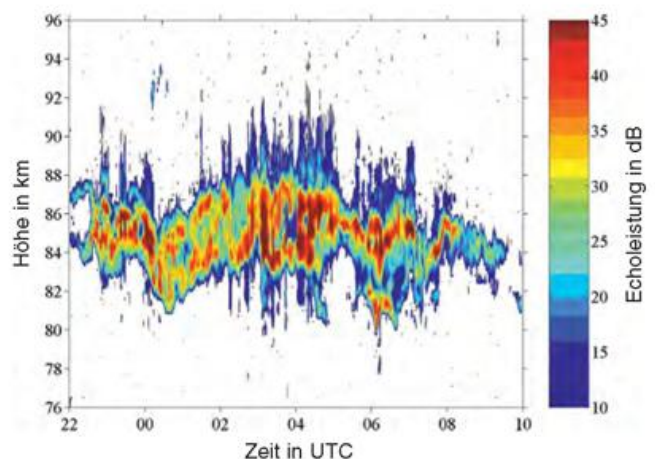


Abb. 3-5: PMSE gemessen mit dem ALWIN VHF-Radar des ALOMAR-Observatoriums in Nordnorwegen (69° N), Mittel über die Tage 5.–6. Juli 1999. Gezeigt ist das Verhältnis von Signal zu Rauschen in dB.

zerstört werden (RAPP und LÜBKEN 2003). Die eigentliche Ursache für die kleinen Strukturen im Plasma ist Neutralgasturbulenz, die aufgrund der hohen Stoßfrequenz auf das Plasma übertragen wird. Das Vorhandensein von PMSE beruht also auf einer komplexen Wechselwirkung von Plasmadiffusion und Turbulenz in der Anwesenheit von geladenen Eisteilchen, wobei diese Eisteilchen deutlich kleiner sein können als zum Nachweis mit Lidars (NLC) erforderlich ist.

In Abb. 3-6 ist die gleichzeitige Messung einer NLC mit einem Kalium-Lidar und einer PMSE mit einem VHF-Radar in der Nähe von Longyearbyen auf Spitzbergen dargestellt. Man erkennt deutlich, dass die NLC und die PMSE praktisch permanent vorhanden sind und dass die PMSE den Höhenbereich von etwa 82 bis 89 km einnimmt, während die NLC sich auf den unteren Teil dieses Bereiches beschränkt. Die Unterkanten von NLC und PMSE stimmen sehr gut überein. Ähnliche Messungen auf ALOMAR zeigen, dass dies auch in niedrigeren Breiten (69° N) typisch ist (VON ZAHN und BREMER 1999). Die Erklärung hierfür liegt darin, dass im gesamten PMSE-Bereich Eisteilchen vorhanden sind, die die Diffusivität der Elektronen einschränken und damit PMSE erzeugen. Die Eisteilchen sinken nach unten und wachsen dabei durch Kondensation und Koagulation. Schließlich erreichen sie Radien größer als etwa 20 nm und werden damit als NLC sichtbar. Bei etwa 82 km wird die Hintergrundatmosphäre so „warm“ (>150 K), dass die Frostpunkttemperatur von H_2O überschritten wird, d. h. die Eisteilchen befinden sich in einem Gebiet mit Untersättigung und verdampfen (Sättigungsgrad S ist kleiner als 1). Da die Temperatur um etwa 6 K/km mit abnehmender Höhe ansteigt, verdampfen die Eisteilchen innerhalb eines kleinen Höhenbereiches. Ausgehend vom mittleren Temperaturprofil benötigt ein Teilchen mit einem Radius von 20 nm in 82 km Höhe noch einige Stunden bis zum vollständigen Verdampfen, während es in 81 km bereits nach wenigen Minuten verschwunden ist. Dies erklärt, warum die Unterkanten der NLC und der PMSE gut übereinstimmen.

Wichtig ist in diesem Zusammenhang, dass PMSE die Existenz von Eisteilchen und somit Temperaturen unterhalb des Frostpunktes anzeigt. Detailliertere Betrachtungen, die z. B. die Zeitkonstanten bei der Nukleation und Verdampfung der Eisteilchen sowie die natürliche Variation des Temperaturfeldes berücksichtigen, sollen hier nicht angestellt werden, da sie das oben skizzierte Bild nicht im Wesentlichen beeinflussen.

4 Saisonale Variation der NLC, PMSE, und der thermischen Struktur

NLC und PMSE sind also Indikatoren für die Präsenz von Eisteilchen, somit von Temperaturen unterhalb des Frostpunktes. Sie können daher indirekt Informationen über die saisonale Variation der thermischen

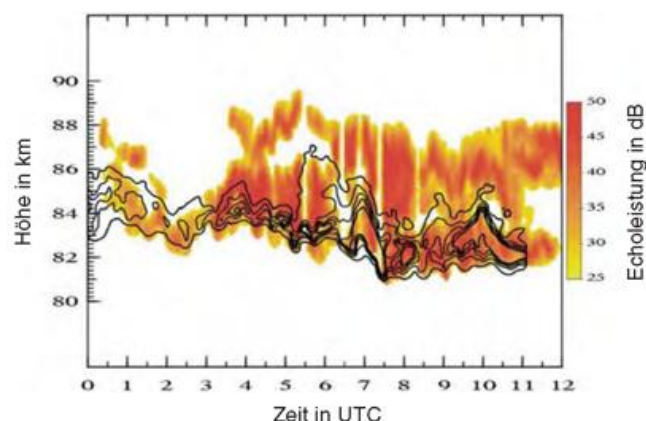


Abb. 3-6: Gleichzeitige Messung einer PMSE (farbig) und einer NLC (schwarze Konturlinien) auf Spitzbergen am 5.–6. August 2001, aus LÜBKEN et al. (2004).

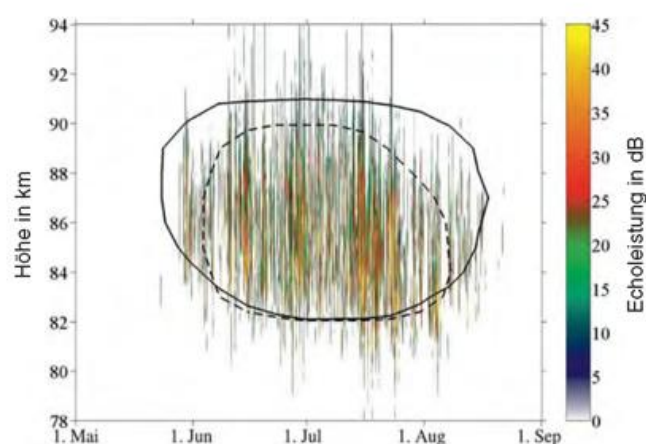


Abb. 3-7: Jahrezeitliche Variation der PMSE, gemessen mit dem ALWIN-Radar in Nordnorwegen (69° N) im Jahre 2000. Die schwarzen Isolinien markieren die Trennlinie zwischen Über- und Untersättigung (d. h. $S=1$), wobei H_2O -Konzentrationen aus den Modellen von KÖRNER und SONNEMANN (2001, durchgezogene Linie), bzw. von VON ZAHN und BERGER (2003, gestrichelte Linie) verwendet wurden.

Struktur der Mesopausenregion geben. In Abb. 3-7 ist die PMSE-Saison 2000 in 69° N gezeigt, gemessen mit dem ALWIN-Radar. In diesen Breiten tritt PMSE in den Sommermonaten durchschnittlich mit einer Häufigkeit von etwa 80 % auf und deckt den Höhenbereich von etwa 82 bis 90 km ab. In Abb. 3-7 sind auch zwei Isolinien für den Übergang von Über- zu Untersättigung ($S=1$) eingezeichnet. Hierbei wurden H_2O -Werte aus zwei verschiedenen Modellen verwendet, nämlich von KÖRNER und SONNEMANN (2001) bzw. von VON ZAHN und BERGER (2003). Letzteres zeichnet sich dadurch aus, dass die vertikale Umverteilung des Wasserdampfes durch den Transport von Eisteilchen berücksichtigt wird. Dies hat zur Folge, dass der Bereich um die Mesopause ausgetrocknet wird („freeze drying“), während das Verdampfen der Eisteilchen um 82–83 km zu einer Anreicherung von Wasserdampf führt. Man erkennt aus Abb. 3-7, dass die Isolinien von $S=1$ sehr gut mit dem Höhenbereich von PMSE übereinstimmen, d. h. das saisonale und höhenmäßige Auftreten von PMSE wird im Wesentlichen

durch die Temperatur, und weniger durch andere Größen (Wasserdampf, Kondensationskeime) bestimmt.

Der physikalische Grund hierfür liegt darin, dass der Sättigungsgrad (S) gemäß der Kirchhoff-Gleichung exponentiell von der Temperatur und nur linear von der Wasserdampfkonzentration abhängt. Dies bedeutet zum Beispiel, dass in der Mesosphäre eine Änderung der Temperatur um nur etwa 10 K zu einer Änderung von S um den Faktor 100 führt. Eisteilchen sind also empfindliche Indikatoren für niedrige Temperaturen. Die hier vorgestellte gute Übereinstimmung des Höhen- und Jahreszeitbereiches mit $S > 1$ und PMSE zeigt sich auch in anderen Breiten, wie z. B. in Spitzbergen. Dort sind PMSE im Sommer praktisch permanent vorhanden (RÜSTER et al. 2001).

Die sehr große Häufigkeit von PMSE deutet übrigens darauf hin, dass neben Eisteilchen auch Turbulenz genügend häufig vorhanden sein muß. Wegen der zeitlichen Verzögerung zwischen Neutralgasturbulenz und Plasmafluktuationen, die von der Größe der Eisteilchen abhängt, kann man die Häufigkeit von Turbulenz allerdings nur abschätzen. Bei einer PMSE-Häufigkeit von 100 % (typisch für Spitzbergen) ergeben sich Turbulenz-Häufigkeiten von 50–100 %. Man kann aus der Morphologie der PMSE also auch Aussagen über den dynamischen Zustand der Atmosphäre ableiten.

In Abb. 3-8 sind alle NLC-Messungen aus den Jahren 1997 bis 2003 gezeigt. Bezogen auf die gesamte Messzeit beträgt die Häufigkeit von NLC in der Hauptsaison etwa 40 %, also deutlich weniger als PMSE (etwa 80 %). Die mittlere Höhe der NLC beträgt 83,3 km und ihre mittlere Höhenausdehnung 1,2 km (FIEDLER et al. 2003). Diese Werte stimmen erstaunlich gut mit Messungen in anderen Breiten (z. B. Spitzbergen oder Antarktis) überein. Man erkennt aus Abb. 3-8 die gute Übereinstimmung der NLC mit der saisonalen

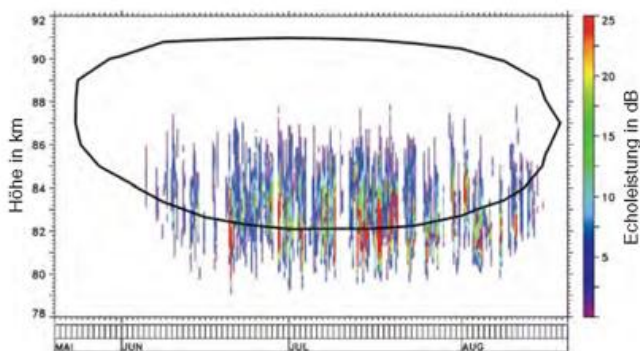


Abb. 3-8: Jahreszeitliche Variation der NLC aus den Jahren 1997 bis 2003, gemessen mit dem Lidar des IAP im ALOMAR-Observatoriums in Nordnorwegen (69° N). Dargestellt ist der Rückstreuoeffizient ($BSC = \text{Backscattercoefficient}$), ein Maß für die Intensität des zurück gestreuten Laserlichtes. Die schwarze Isolinie markiert die Trennlinie zwischen Über- und Untersättigung (d. h. $S=1$), wobei H_2O -Konzentrationen aus dem Modellen von KÖRNER und SONNEMANN (2001) verwendet wurde.

Variation der Übersättigung, wobei die NLC nur den unteren Teil des Bereiches mit $S > 1$ abdecken. Die NLC unterschreiten den Höhenbereich von $S > 1$ gelegentlich, was (wie bei den PMSE) vermutlich auf die Temperaturvariabilität, bzw. auf die Verzögerung beim Verdampfen der Eisteilchen zurückzuführen ist.

Man beobachtet NLC und PMSE übrigens auch in mittleren Breiten, wie z. B. in Kühlungsborn (ALPERS et al. 2000; ZECHA et al. 2003). Dies ist insofern erstaunlich, weil die mittleren Temperaturen an der Mesopause in diesen Breiten deutlich über der Frostpunkttemperatur liegen, d. h. hier sollten eigentlich keine Eisteilchen auftreten können. Die wahrscheinliche Erklärung liegt darin, dass die aktuelle Temperatur in der NLC- bzw. PMSE-Schicht deutlich unterhalb des mittleren Wertes liegen kann, was vermutlich auf dynamische Einflüsse, wie z. B. Schwerewellen, zurückzuführen ist.

5 Zusammenfassung und Aussichten

Wie gezeigt wurde, kann man aus der saisonalen Variation des Höhenbereiches der PMSE und NLC auf Übersättigung und damit auf eine Obergrenze für die Temperatur schließen. Die Verteilung von Wasserdampf ist dabei von untergeordneter Bedeutung. PMSE und NLC sind also empfindliche Indikatoren für sehr niedrige Temperaturen und sind damit zur Überprüfung von Modellrechnungen geeignet. Wenn das Modell nur um wenige Kelvin zu hohe Temperaturen berechnet, ergeben sich bereits deutliche Abweichungen von der tatsächlich vorhandenen Variation der PMSE/NLC mit der Höhe und/oder mit der Jahreszeit. PMSE und NLC können auch zur Einschätzung der Genauigkeit von neuen Temperatur-Messverfahren verwendet werden. Wenn dieses Verfahren in der Anwesenheit von PMSE oder NLC Temperaturen liefert, die nur um wenige Grad über dem Frostpunkt liegen, sind sie sehr wahrscheinlich fehlerhaft. Umgekehrt kann man aus dem Fehlen von PMSE nicht unbedingt darauf schließen, dass es in der Atmosphäre zu warm ist, denn neben Eisteilchen muß auch Neutralgasturbulenz vorhanden sein.

In naher Zukunft wird es darum gehen, das erst vor kurzem entwickelte vollständige PMSE-Verständnis anhand vorhandener und neuartiger Messungen zu verifizieren und für ein tieferes Verständnis der Hintergrundatmosphäre zu nutzen. Außerdem sollen in einem bevorstehenden Höhenforschungsprojekt zum ersten Mal die Nukleationskeime gemessen werden, die für die Eisbildung in der Mesopausenregion unerlässlich sind. Man geht aufgrund von Modellrechnungen über den Meteoriteneinfall davon aus, dass diese Teilchen existieren, aber ein experimenteller Nachweis steht noch aus. Von großem Interesse ist ferner die Ursache für die räumliche und zeitliche Variabilität von NLC und PMSE, die noch nicht hinreichend bekannt

sind. Man kann erwarten, dass man auch hieraus Aussagen über die Variabilität der atmosphärenphysikalischen Hintergrundparameter ableiten kann. NLC und PMSE werden also auch in Zukunft dazu dienen können, unser Verständnis über eine der am wenigsten erforschten Höhenschichten unserer Atmosphäre zu erweitern.

Danksagung

Einige Abbildungen wurden mit freundlicher Unterstützung durch Kollegen des IAP hergestellt. Die PMSE-Daten aus Spitzbergen wurden mit dem SOUSY-Radar des MPAe in Lindau gemessen. Wir bedanken uns für die finanzielle Unterstützung durch das BMBF, durch das Land Mecklenburg-Vorpommern und durch das DLR.

Literatur

- ALPERS, M., M. GERDING, J. HÖFFNER, U. VON ZAHN, 2000: NLC particle properties from a five-color observation at 54° N. *J. Geophys. Res.* **105**, 12235–12240.
- KÖRNER, U., G. SONNEMANN, 2001: Global three-dimensional modeling of the water vapor concentration of the mesosphere-mesopause region and implications with respect to the noctilucent cloud region. *J. Geophys. Res.* **106**, 9639–9651.
- FIEDLER, J., G. BAUMGARTEN, G. VON COSSART, 2003: Noctilucent Clouds above ALOMAR between 1997 and 2001: Occurrence and properties. *J. Geophys. Res.* **108**, D8.
- GADSDEN, M., W. SCHRÖDER, 1989: Noctilucent clouds. Springer-Verlag, New York, 165 S.
- HANSEN, G., M. SERWAZI, U. VON ZAHN, 1989: First detection of a noctilucent cloud by LIDAR. *Geophys. Res. Lett.* **16**, 1445–1448.
- HÖFFNER, J., C. FRICKE-BEGEMANN, F.-J. LÜBKEN, 2003: First observations of noctilucent clouds by lidar at Svalbard, 78° N. *Atmos. Chem. Phys.* **3**, 1101–1111.
- HOFFMANN, P., W. SINGER, J. BREMER, 1999: Mean seasonal and diurnal variations of PMSE and winds from 4 years of radar observations at ALOMAR. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 1525–1528.
- LÜBKEN, F.-J., A. MÜLLEMAN, 2003: First in-situ temperature measurements in the summer mesosphere at very high latitudes (78°N). *J. Geophys. Res.* **108**, 8448, doi:10.1029/2002JD002414.
- LÜBKEN, F.-J., 1999: Thermal structure of the Arctic summer mesosphere. *J. Geophys. Res.* **104**, 9135–9149.
- LÜBKEN, F.-J., M. J. JARVIS, G. O. L. JONES, 1999: First insitu temperature measurements at the Antarctic summer mesopause. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 3581–3584.
- LÜBKEN, F.-J., M. ZECHA, J. HÖFFNER, J. RÖTTGER, 2004: Temperatures, polar mesosphere summer echoes, and noctilucent clouds over Spitsbergen (78° N). *J. Geophys. Res.* **109**, D11203, doi:10.1029/2003JD004247.
- RAPP, M., F.-J. LÜBKEN, 2003: On the nature of PMSE: Electron diffusion in the vicinity of charged particles revisited. *J. Geophys. Res.* **108**, 8437, doi:10.1029/2002JD002857.
- RAPP, M., F.-J. LÜBKEN, 2004: Polar mesosphere summer echoes (PMSE): Review of observations and current understanding. *Atmos. Chem. Phys.* **4**, 2601–2633.
- RÜSTER, R., J. RÖTTGER, G. SCHMIDT, P. CZECHOWSKY, J. KLOSTERMEYER, 2001: Observations of Mesospheric Summer Echos at VHF in the Polar Cap Region. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 1471–1474.
- SCHMIDLIN, F. J., 1991: The inflatable sphere: A technique for the accurate measurement of middle atmosphere temperatures. *J. Geophys. Res.* **96**, 22,673–22,682.
- VON ZAHN, U., J. BREMER, 1999: Simultaneous and common-volume observations of noctilucent clouds and polar mesosphere summer echoes. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 1521–1524.
- VON ZAHN, U., U. BERGER, 2003: Persistent ice cloud in the midsummer upper mesosphere at high latitudes: Three-dimensional modelling and cloud interactions with ambient water vapor. *J. Geophys. Res.* **108**, 8451, doi:10.1029/2002JD002409.
- ZECHA, M., J. BREMER, R. LATTECK, W. SINGER, P. HOFFMANN, 2003: Properties of mid-latitude mesosphere summer echoes after three seasons of observations at 54° N. *J. Geophys. Res.* **108**, 8439, doi:10.1029/2002JD002442.

K. LABITZKE

4 Variabilität und Trends in der Stratosphäre

Variability and trends in the stratosphere

Zusammenfassung

In diesem Beitrag werden insbesondere die natürliche Variabilität der Stratosphäre behandelt und zum Thema Trend einige ausgewählte Beispiele gezeigt, wobei überwiegend die „Berliner Stratosphären Daten“ verwendet werden. Die hier im Wesentlichen gezeigten Temperaturen und Höhen der 30-hPa-Fläche sind repräsentativ für die untere und mittlere Stratosphäre. Die natürliche Variabilität umfasst den Einfluss planetarischer Wellen mit starker Variabilität von Jahr zu Jahr im Winter. Die Signale einer Reihe natürlicher Schwingungen der Atmosphäre spiegeln sich in der Stratosphäre wider. Dem überlagert ist ein anthropogener Abkühlungstrend.

1 Einleitung

Im Folgenden sollen insbesondere die natürliche Variabilität der Stratosphäre behandelt und zum Thema Trend einige ausgewählte Beispiele gezeigt werden. Es werden überwiegend die „Berliner Stratosphären Daten“ verwendet, die auf einer CD vorliegen und von verschiedenen Datenzentren abgerufen werden können (LABITZKE und Mitarbeiter 2002). Die hier im wesentlichen gezeigten Temperaturen und Höhen der 30-hPa-Fläche sind repräsentativ für die untere und mittlere Stratosphäre.

Als Maß für die Variabilität der 30-hPa-Temperaturen von Jahr zu Jahr ist in Abb. 4-1 die globale Verteilung der Standardabweichung (Streuung) der 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen dargestellt. Diese Variabilität ist in den Tropen und im Sommerhalbjahr klein und nimmt zum Winter und zu den hohen Breiten zu: Sie ist am größten in der Arktis von Januar bis März. Dies hängt mit dem unregelmäßigem Auftreten der 1952 von SCHERHAG entdeckten großen Stratosphären-erwärmungen (Major Warmings) während des Nordwinters zusammen, s. u.

Über der Antarktis trat seit dem Beginn der Radiosondenbeobachtungen 1957 erstmalig im Südwinter (September 2002) ein „Major Warming“ auf, im Allgemeinen ist die Stratosphäre im Südwinter aber extrem kalt (im Zentrum unter -90°C) und stabil und die großen planetarischen Wellen, die über der Nordhemisphäre die Stratosphären-erwärmungen verursachen, können den antarktischen Polarwirbel nicht zerstören. Entsprechend ist die Streuung im Südwinter über den hohen Breiten gering und nimmt erst im Frühjahr (Oktober) zu, wenn die „Final Warmings“ den Übergang zum Sommer einleiten.

2 Klimatologisches Mittel im Winter

Abb. 4-2 zeigt ein typisches Beispiel der Zirkulation und der Temperaturverteilung im 30-hPa-Niveau im Nordwinter. Die Zirkulation wird in den mittleren und

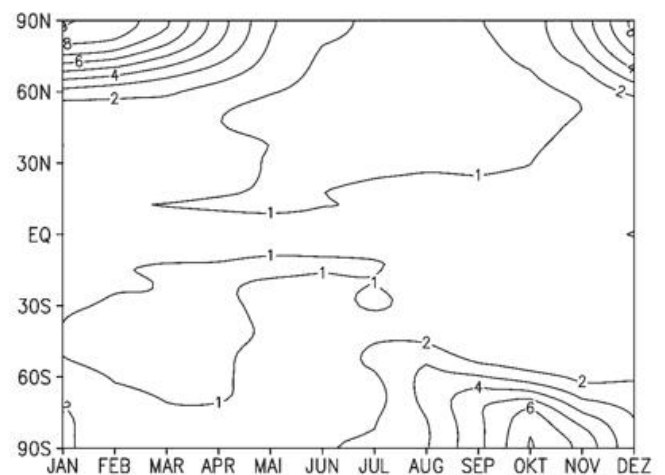


Abb. 4-1: Globale Verteilung der Standardabweichungen (K) der zonal gemittelten 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen; Zeitraum 1958-2002 (aus NCEP/NCAR Re-Analysen, KALNAY et al. 1996).

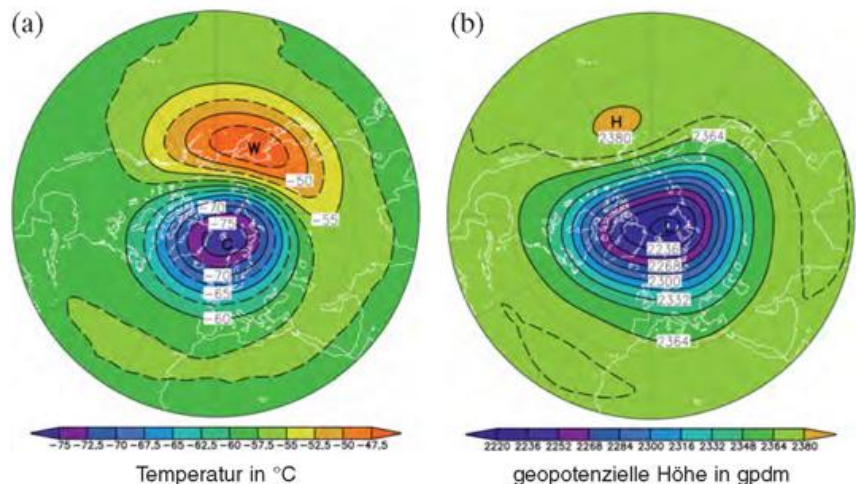


Abb. 4-2: 30-hPa-Monatsmittelkarten ($n = 37$, 1965-2001) für Januar; (a) Temperatur ($^{\circ}\text{C}$), (b) geopotentielle Höhen (gpm). (Daten: Met. Inst. FU Berlin, in: LABITZKE und Mitarbeiter 2002).

hohen Breiten im wesentlichen von einem starken, kalten (unter -75°C) Polarwirbel und einem warmen quasistationären Hoch über den Aläuten bestimmt. Das mit dem Aläutentief und dem troposphärischen Jetstream über Asien gekoppelte Aläutenhoch verursacht eine gewisse Asymmetrie, indem es das Zentrum des Wirbels zur europäischen Arktis verschiebt. Daraus resultiert im Mittel eine quasistationäre planetarische Welle der Wellenzahl 1.

Planetarische Wellen (überwiegend Wellenzahl 1 bis 3) dringen aus der Troposphäre in die Stratosphäre ein, verstärken sich gelegentlich und führen dann zu den großen Stratosphärenerwärmungen (s. Abschnitt 3), die unter Umständen einen Zusammenbruch des Polarwirbels und den Aufbau eines Hochs über der Arktis bewirken. Die einzelnen Winter sind sehr verschieden und die Variabilität ist sehr groß, vgl. Abb. 4-1 und Abb. 4-4.

Der antarktische Polarwirbel (hier nicht gezeigt) ist im Winter im Mittel etwa 20°C kälter und entsprechend tiefer, mit stärkeren zonalen Westwinden, und symmetrischer, da es ein dem Aläutenhoch entsprechendes quasistationäres Hoch nicht gibt (LABITZKE 1998). Während des Nordsommers (Mai bis August) ist die Stratosphäre durch die Absorption der starken UV-Strahlung in der Ozonschicht warm. Entsprechend bildet sich über der Arktis ein Hochdruckgebiet aus (nicht gezeigt) und die vorherrschenden Ostwinde verhindern ein Eindringen troposphärischer planetarischer Wellen.

Über der Antarktis bildet sich nur im Januar ein Hoch aus (nicht gezeigt), obwohl die Stratosphäre dann etwas wärmer ist, weil die Erde im Januar (Perihel) der Sonne näher ist als im Juli und dadurch mehr Strahlung empfängt, die entsprechend in der Stratosphäre absorbiert wird.

3 Variabilität im Winter

3.1 Herbst

Im Herbst, Oktober und November, wenn die Variabilität von Jahr zu Jahr noch gering ist, s. Abb. 4-1, kann man in der Stratosphäre deutlich einen signifikanten negativen Temperaturtrend erkennen. Dies wird für die Stratosphäre als Antwort auf das „Global Warming“ in der Troposphäre erwartet. Abb. 4-3 zeigt die 30-hPa-Temperaturen am Nordpol für November. Der lineare Trend ist sowohl für die ganze Periode angegeben, wie auch für Teile der Periode. Da regelmäßige Satellitendaten erst ab 1979 zur Verfügung stehen, werden oft Trends ab 1979 gezeigt, und ein Vergleich mit anderen Daten soll hiermit erleichtert werden. Die Trends für die Unter-Perioden sind allerdings nicht signifikant. Im Dezember (nicht gezeigt) wird die Variabilität von Jahr zu Jahr schon so groß, dass man keinen

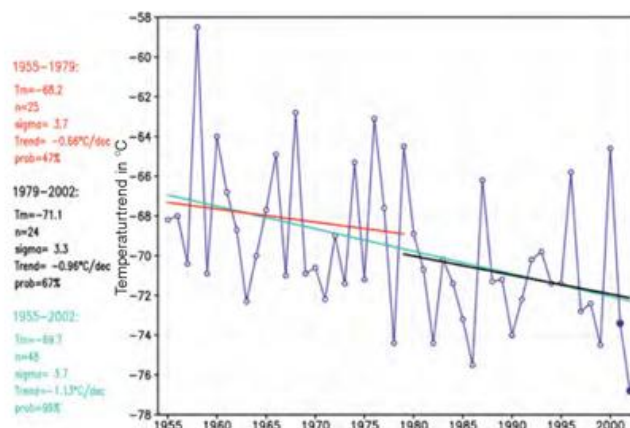


Abb. 4-3: Zeitreihe der 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen ($^{\circ}\text{C}$) im November über dem Nordpol, von 1955 bis 2002. Am linken Bildrand sind für die Zeitspannen 1955–1979 (rot), 1979–2002 (schwarz) sowie 1955–2002 (blau) die folgenden Kennzahlen angegeben: Tm: Mitteltemperatur, n: Anzahl der Jahre, sigma: Streuung, Trend: Trend, prob: Wahrscheinlichkeit. (Daten: Met. Inst. FU Berlin 2001 und 2002; ECMWF).

signifikanten Trend mehr erhält, und in den Unter-Perioden ändert der Trend sogar das Vorzeichen: seit 1979 ist der Trend positiv. Insgesamt ist der Trend sehr gering.

3.2 Mitt- und Spätwinter

Die Variabilität der arktischen Winter hängt mit verschiedenen atmosphärischen Schwingungen zusammen, mit der

- „Southern Oscillation (SO)“, einer unregelmäßigen, etwa 3- bis 4jährigen Schwingung des Luftdrucks in den Tropen und der Wassertemperaturen im äquatorialen Pazifik;
- „Quasi-Biennial Oscillation (QBO)“, einer fast zweijährigen Schwingung in der Atmosphäre (s. Kap. 5);
- „North Atlantic Oscillation (NAO)“, in der wie in der Troposphäre Zeiten eines verstärkten stratosphärischen Polarwirbels mit Zeiten einer Abschwächung unregelmäßig wechseln.

Aber auch externe Anregungen beeinflussen die Zirkulation in der Stratosphäre, wie der

- 11jährige Sonnenfleckenzyklus und
- starke Vulkaneruption, insbesondere von Vulkanen in den Tropen.

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

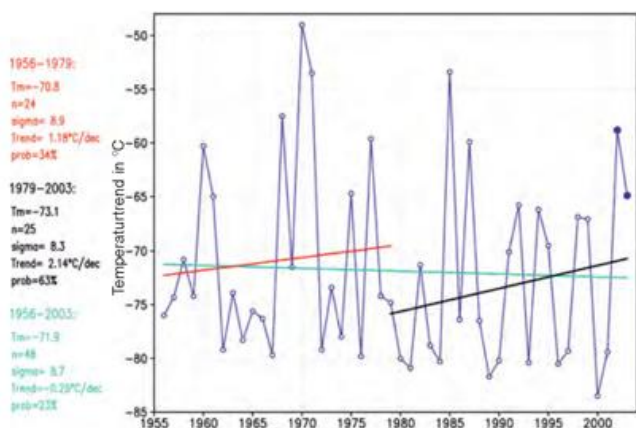


Abb. 4-4: Wie Abb. 4-3, aber für den Januar, von 1956-2003. (Daten: Met. Inst. FU Berlin; 2002 und 2003: ECMWF).

Das Verständnis und die Untersuchung der großen Variabilität ist aber gerade heute besonders wichtig, weil man damit z. B. erklären kann, warum sich in der Arktis bisher kein der Antarktis vergleichbares Ozondefizit ausbilden konnte.

Die Nordpoltemperaturen für Januar spiegeln diese Variabilität deutlich wider, Abb. 4-4. Der Trend für die gesamte Periode ($n=48$) ist sehr klein ($-0,26$ K/Dekade) und während der letzten 25 Jahre positiv. Die wärmsten Januare sind oft mit den „Warm Events“ der SO verbunden, z. B. 1970, und die kalten Winter mit den „Cold Events“ der SO, z. B. 1976 (s. LABITZKE 1998).

Die warmen Winter sind immer solche mit großen Stratosphärenerwärmungen und sie beherrschen großräumig die Zirkulation der Nordhemisphäre. Abb. 4-5 zeigt das Ausmaß der Anomalien für je einen besonders warmen und einen besonders kalten Januar. Die QBO (s. Kapitel 5) bestimmt den Charakter des Frühwinters mit einem kalten, stabilen Polarwirbel während der Westphase der QBO und mit einem öfter gestörten Wirbel und einer wärmeren Arktis in der Ostphase (HOLTON und TAN 1980). Der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus beeinflusst dagegen den Spätwinter und während hoher Sonnenaktivität werden nun die Winter in der Westphase der QBO gestörter bzw. wärmer, und in der Ostphase kälter (LABITZKE 1987, LABITZKE und VAN LOON 1988). D. h., man beobachtet über der Arktis eine positive Korrelation zwischen Sonnenaktivität und beispielsweise 30-hPa-Höhen in der Westphase der QBO, Abb. 4-6, und eine negative

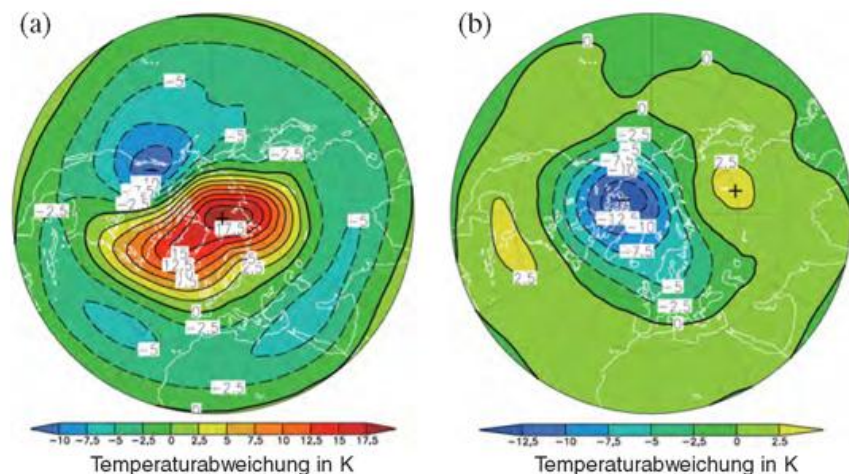


Abb. 4-5: Abweichungen der 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen (K) vom 30jährigen Mittel (1965-1994); (a) der besonders warme Januar 1985; (b) der besonders kalte Januar 2000. (Daten: Met. Inst. FU Berlin).

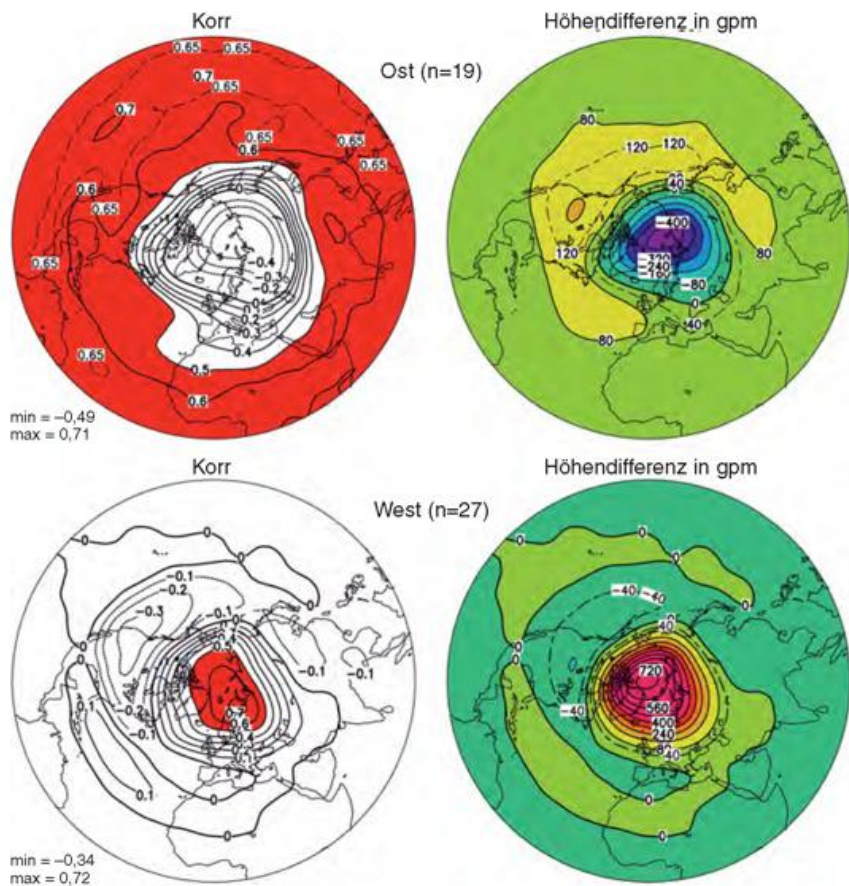


Abb. 4-6: Links: Korrelationen zwischen dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und den Monatsmitteln der 30-hPa-Höhen im Februar (rot: $r > 0,5$); oben für die Jahre in der Ostphase der QBO, unten für die Jahre in der Westphase der QBO. Rechts: Die entsprechenden Höhendifferenzen (gpm) zwischen den solaren Maxima und Minima. NCEP/NCAR Re-Analysen 1958-2003 (LABITZKE 2002, ergänzt).

Korrelation in der Ostphase. In der Abb. 4-6 werden auch die Differenzen der Höhen zwischen Maxima und Minima des Sonnenfleckenzyklus gezeigt: im Maximum ist der Polarwirbel während der Westphase etwa 700 gpm höher als im Minimum und während der Ostphase etwa 400 gpm tiefer (LABITZKE 2002).

3.3 Frühjahr

Das Frühjahr ist eine besonders wichtige Jahreszeit für die Stratosphäre, weil sich dann je nach dem Zustand des Polarwirbels entscheidet, ob es in der Arktis zu einem deutlichen Abbau des Ozons kommt oder nicht.

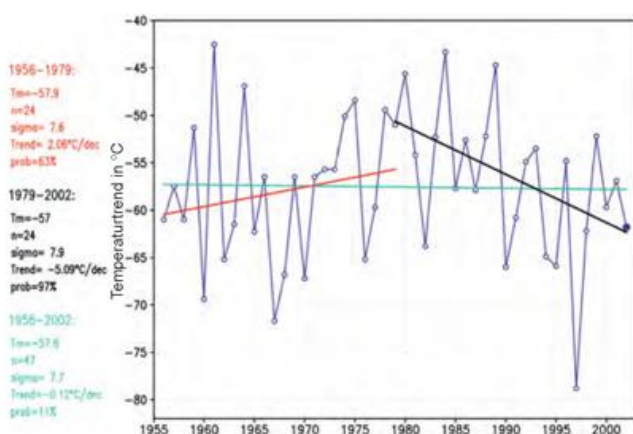


Abb. 4-7: Wie Abb. 4-3, aber für den März, von 1956-2003. (Daten: Met. Inst. FU Berlin; 2002 und 2003: ECMWF). (LABITZKE und NAUJOKAT 2000, ergänzt).

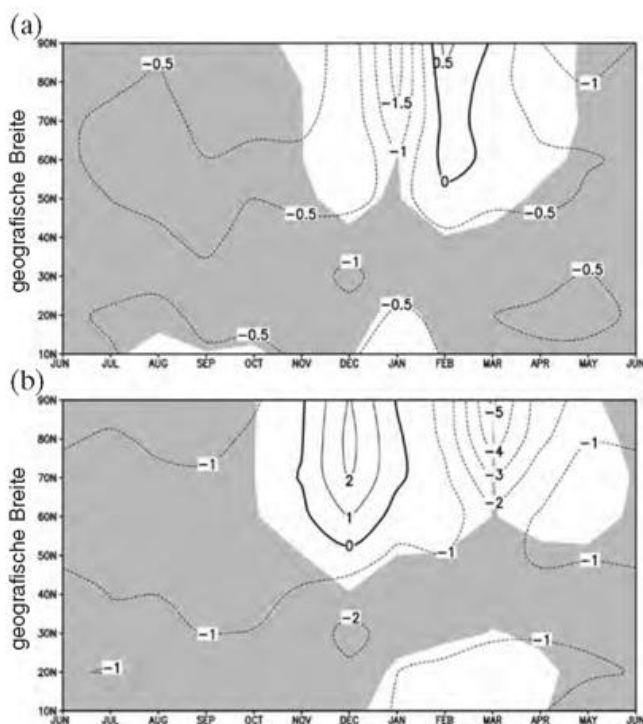


Abb. 4-8: Breitenabhängiger Verlauf des linearen Temperaturtrends im 30-hPa-Niveau während des Jahres; (a) Zeitraum: Juli 1964–Juni 2001; (b) Zeitraum Juli 1979–Juni 2001. (K/Dekade; schattiert: Signifikanz über 95 %; (LABITZKE und VAN LOON 1994, ergänzt).

Denn ein kalter, starker Polarwirbel bietet die meteorologischen Bedingungen, die zur Zerstörung des Ozons benötigt werden.

Abb. 4-7 zeigt, dass die Variabilität von Jahr zu Jahr auch im März noch sehr groß ist und dass man keinen eindeutigen Temperaturtrend feststellen kann. Wieder ist im März der Trend fast gleich null, wenn man die lange Datenreihe ab 1956 betrachtet, Abb. 4-7. Der Trend war aber positiv bis etwa 1989. Danach ist nur der März 1997 besonders auffällig. Es gibt aber verschiedene Arbeiten, die gerade die Periode von 1979 (Beginn verschiedener Satellitendaten) bis 1997 für Trenduntersuchungen benutzten, und dann signifikante negative Temperaturtrends (und Ozontrends) erhielten. Abb. 4-7 sollte aber als Warnung betrachtet werden: bei zu kurzen Datensätzen ist große Vorsicht geboten und man kann leicht beliebige Trends erhalten, je nachdem, wie man die Reihen teilt.

4 Temperaturtrend im Jahresverlauf

Abb. 4-8 zeigt den linearen Trend der 30-hPa-Temperaturen für zwei verschiedene Zeiträume; oben: Juli 1964 bis Juni 2001 ($n=37$) und unten: Juli 1979 bis Juni 2001 ($n=22$). Insgesamt erkennt man eine deutliche (signifikante) Abkühlung, über allen Breiten von Mai/Juni bis Oktober/November und während des gesamten Jahres von etwa 40°N bis in die Tropen. Nur über den mittleren und hohen Breiten ist der Trend im Winterhalbjahr nicht signifikant, wie im Vorangegangenen diskutiert. Sehr interessant ist aber, wie oben angedeutet, dass sich bei der kurzen Periode ab 1979 das Vorzeichen des Trends im Vergleich zur längeren Reihe (ab 1964) umgekehrt hat: jetzt ist der Trend im Herbst und Frühwinter positiv, dagegen im Frühjahr negativ. Man kann aber heute noch nicht entscheiden, ob dies eine wirkliche Umstellung der Zirkulation und des Trends ist, oder ein Ergebnis der zu kurzen Datenreihe (NAUJOKAT et al. 2002).

5 Trend im Jahresmittel

Abb. 4-9 fasst die bisher diskutierten Trends als Trends im Jahresmittel zusammen. Dabei verwischt die Variabilität im Winter und Frühjahr, dafür werden andere Zusammenhänge deutlich. Interessant ist die Doppelstruktur im Temperaturtrend, d.h. ein Maximum des negativen Temperaturtrends über der Arktis und ein weiteres über den Subtropen, getrennt von einem deutlichen Minimum in mittleren Breiten, das aus der Troposphäre zu kommen scheint.

Bei der Erklärung der Trendstruktur muss man zunächst den Trend der Höhen betrachten: der positive Trend der Höhen im 100- und 50-hPa-Niveau von den Tropen bis in mittlere Breiten ist ein Ergebnis der beobachteten Erwärmung der Troposphäre in diesen

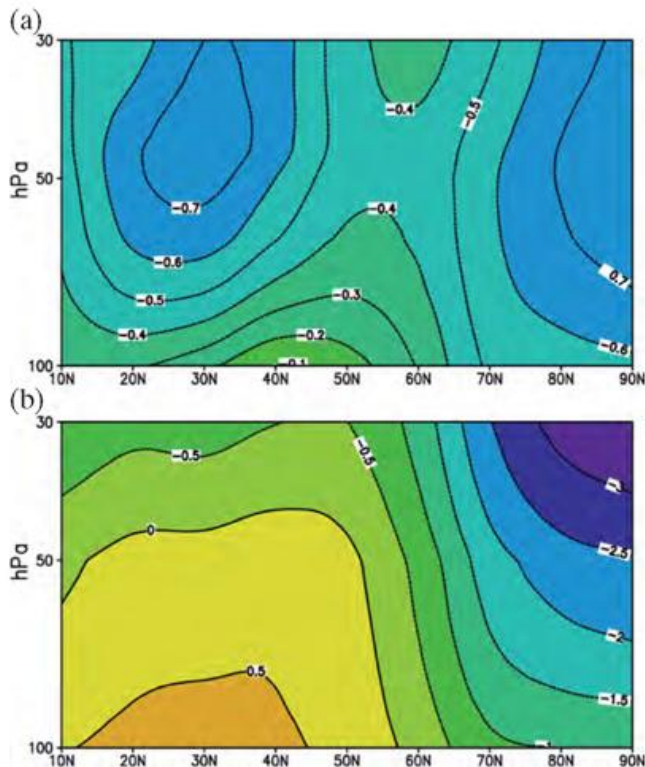


Abb. 4-9 Trend im Jahresmittel: (a) zonal gemittelte Temperaturen von 100 bis 30 hPa (K/Dekade); (b) zonal gemittelte geopotentielle Höhen (Dekameter/Dekade). Zeitraum: 1965 bis 2000 (LABITZKE und VAN LOON 1994, ergänzt). Daten: Met. Inst. FU Berlin.

Breiten. Eine solche troposphärische Erwärmung hebt die Tropopause, was in der darüber liegenden unteren Stratosphäre zu einer Abkühlung führt, darum findet man den maximalen (negativen) Temperaturtrend bei 50 hPa und etwa 30° N.

Eine Zunahme der Höhen in den Subtropen führt zu einer Verstärkung des zonalen Windes bzw. des polaren Strahlstroms und gleichzeitig einer Abnahme des Transports von Wellenenergie in die Polarregion. Damit könnte man die Abkühlung über den polaren Breiten erklären, was dann auch zu einer Abnahme der Höhen in den polaren Breiten führt. Diese rein dynamischen Faktoren müssen bei der Diskussion der Trends berücksichtigt werden, zusätzlich zu den Einflüssen von Strahlung (Treibhauseffekt) und Chemie (Ozonabnahme) (LANGEMATZ et al. 2003).

Danksagung

Hiermit möchte ich meinen Dank an die heutigen und früheren Mitglieder der Arbeitsgruppe „Stratosphäre“ im Institut für Meteorologie der FU Berlin ausdrücken, die sich in den vielen Jahren unermüdlich um die Herstellung der Stratosphärenkarten gekümmert haben. Mein ganz besonderer Dank gilt Markus Kunze und Robert Reimer, die ganz wesentlich zur Erstellung der CD und der hier gezeigten Abbildungen beigetragen haben.

Literatur

- HOLTON, J. R., H. CH. TAN, 1980: The influence of the equatorial QBO in the global circulation at 50 mb. *J. Atmos. Sci.* **37**, 2200-2208.
- KALNAY, E. et al., 1996: The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis project. *Bull. Am. Met. Soc.* **77**, 437-471.
- LABITZKE, K., 1987: Sunspots, the QBO, and the stratospheric temperatures in the north polar region. *Geophys. Res. Lett.* **14**, 535-537.
- LABITZKE, K., 1998: Die Stratosphäre, Phänomene, Geschichte, Relevanz. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York.
- LABITZKE, K., 2002: The solar signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere: Differences between the northern and southern summers. *J. Met. Soc. Japan* **80**, 963-971.
- LABITZKE, K. und Mitarbeiter, 2002: The Berlin Stratospheric Data Series. CD, Met. Institut, FU Berlin.
- LABITZKE, K., B. NAUJOKAT, 2000: The lower arctic stratosphere in winter since 1952. *SPARC Newsletter* **15**, 11-14.
- LABITZKE, K., H. VAN LOON, 1988: Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere. Part I: The troposphere and stratosphere in the northern hemisphere winter. *J. Atmos. Terr. Phys.* **50**, 197-206.
- LABITZKE, K., H. VAN LOON, 1994: Trends of temperature and geopotential height between 100 and 10 hPa on the Northern Hemisphere. *J. Met. Soc. Japan* **72**, 643-652.
- LANGEMATZ, U., M. KUNZE, K. KRÜGER, K. LABITZKE, G. ROFF, 2003: Thermal and dynamical changes of the stratosphere since 1979 and their link to ozone and CO₂ changes. *J. Geophys. Res.* **108**, 4027, doi:10.1029/2002JD002069.
- NAUJOKAT, B., K. KRÜGER, K. MATTHES, J. HOFFMANN, M. KUNZE, K. LABITZKE, 2002: The early major warming in December 2001 - exceptional? *Geophys. Res. Lett.* **29**, (21), 2023, doi:10.1029/2002GL015316.
- SCHERHAG, R., 1952: Die explosionsartigen Stratosphärenenerwärmungen des Spätwinters 1951/52. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone* **6**, Nr.38, 51-63.

B. NAUJOKAT

5 Variabilität in der Stratosphäre: Die QBO

Variability of the stratosphere: The QBO

Zusammenfassung

Die annähernd zweijährige Schwingung (QBO) ist ein Wellenphänomen, dass sich am deutlichsten im Zonalwind der tropischen mittleren und unteren Stratosphäre manifestiert. Die sich mit einer mittleren Periode von 28 Monaten nach unten durchsetzenden Ost- und Westwindbänder wirken als variabler Wellenleiter und beeinflussen die Zirkulation der gesamten Stratosphäre, aber auch der Mesosphäre und der Troposphäre.

1 Einleitung

Die QBO (**Q**uasi-**B**iennial **O**scillation = annähernd zweijährige Schwingung) ist ein Wellen-Phänomen, das vor allem die Variabilität in der tropischen Stratosphäre bestimmt, aber auch die globale stratosphärische Strömung durch die Modulation der Ausbreitungsbedingungen außertropischer Wellen beeinflusst. So hat die QBO einen deutlichen Effekt auf den Polarwirbel der winterlichen Stratosphäre (s. Kapitel 4). Die Modulation von Winden, Temperaturen, außertropischen Wellen und der Meridionalzirkulation durch die QBO beeinflusst die Verteilung und den Transport von Spurenstoffen, z. B. von Ozon oder von vulkanischem Aerosol in der Stratosphäre. Darüber hinaus wirkt die QBO auch auf die Variabilität in der Mesosphäre und sie hat einen Einfluss auf die Troposphäre, insbesondere auf die Winterzirkulation außerhalb der Tropen.

Die tropische QBO gehört zu den verhältnismäßig früh entdeckten Phänomenen der mittleren Atmosphäre, obwohl die Beobachtungen zunächst anders interpretiert wurden. Die Beobachtung der Verlagerung der stratosphärischen Staubwolke nach dem Ausbruch des Vulkans Krakatau 1883, sporadische Ballonaufstiege während tropischer Expeditionen (durchgeführt von Berson 1908, van Bemmelen 1909-1917, Bosolasco 1932/33) sowie die Auswertung pazifischer Atomtests ab 1946 führten zu dem Konzept von zwei übereinanderliegenden, quasi-permanenten, erdumspannenden Windregimen, bestehend aus den Krakatau-Ostwinden in 25–35 km Höhe und den Berson-Westwinden in etwa 20 km Höhe, als Bestandteil der allgemeinen Zirkulation in der tropischen Stratosphäre (PALMER 1954).

Dabei hatte man bereits bemerkt, dass die Übergangszone zwischen den beiden Regimen zeitlich mit der Höhe variierte, doch erst mit Hilfe des ab 1957 entstehenden Radiosonden-Messnetzes konnte die regelmässige Umkehr der Zonalströmung und ihr Schwingungscharakter mit einer Periode von etwa 26 Monaten erkannt werden. Ab 1962 setzte sich dafür die Bezeichnung „quasi-biennial oscillation“ durch (ANGELL und KORSHOVER 1962).

Eine ausführliche Zusammenstellung aller Aspekte der QBO, ihrer Entdeckung, ihrer Dynamik und ihrer globalen Effekte auf die gesamte Atmosphäre sowie eine umfangreiche Bibliographie findet man in dem Übersichtsartikel von BALDWIN et al. (2001) und in der Dissertation von MARQUARDT (1998). Auch im Rahmen von PROMET wurde die QBO bereits vorgestellt (NAUJOKAT und MARQUARDT 1992). Im folgenden soll die beobachtete Struktur aktualisiert und einige dynamische Zusammenhänge in der mittleren Atmosphäre beleuchtet werden.

2 Beobachtete Struktur

Am deutlichsten manifestiert sich die QBO im Zonalwind am Äquator (dort wurde sie auch entdeckt). Aus täglichen Beobachtungen von äquatornahen Radiosondenstationen wurde ein Datensatz der Monatsmittel der zonalen Windkomponenten seit 1953 zusammengestellt (NAUJOKAT 1986), der als repräsentativ für den Äquatorgürtel angesehen werden kann, da die QBO ein weitgehend zonal symmetrisches Phänomen ist. Dieser Datensatz wird laufend aktualisiert (MARQUARDT und NAUJOKAT 1997; LABITZKE et al. 2001) und umfasst inzwischen 22 vollständige QBO-Zyklen.

Der Zeit-Höhenschnitt der Monatsmittel der zonalen Windkomponenten am Äquator (Abb. 5-1) zeigt die Charakteristika der QBO in ihrer Höhendomäne zwischen etwa 16 und 32 km. Abwechselnde Ost- und Westwindregime setzen sich mit der Zeit von oben nach unten durch. Dabei setzen sich die Westwinde schneller und regelmäßiger durch, während sich der Übergang zu Ostwinden oft zwischen 30 und 50 hPa verzögert. Die Westwindphasen dauern in der unteren Stratosphäre länger als die Ostwindphasen, in der mittleren Stratosphäre ist es umgekehrt. Die mittlere Periode beträgt etwa 28 Monate. Die Ostwindmaxima sind stärker als die Westwindmaxima und die stärksten Amplituden treten bei etwa 20 hPa auf. Sowohl die Amplituden als auch die Perioden sind sehr variabel.

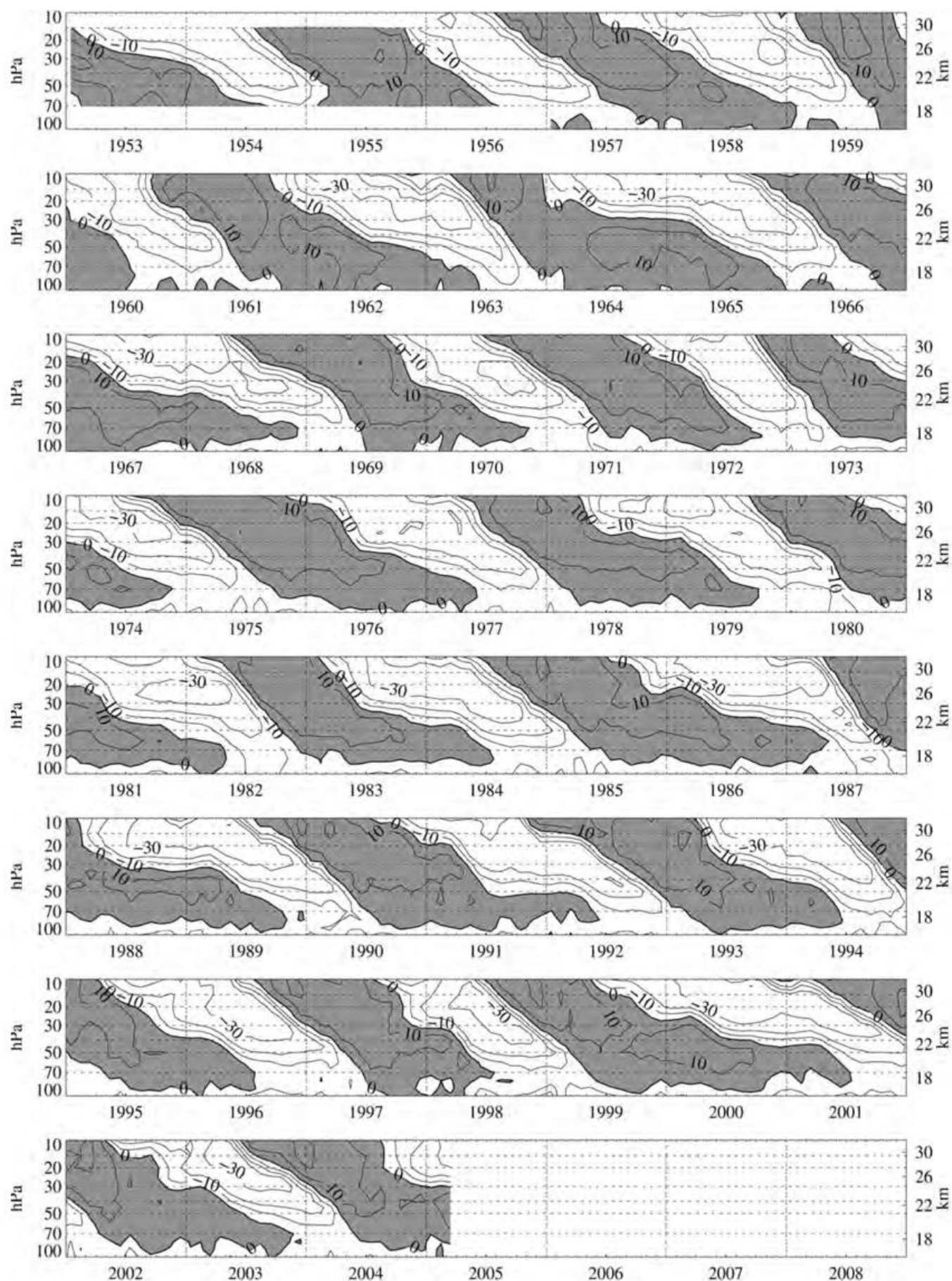


Abb. 5-1: Zeit-Höhen-Schnitt der Monatsmittel der zonalen Windkomponente (m/s) am Äquator aus Beobachtungen der Radiosondenstationen: Canton Island, 3° S/172° W (Jan 1953–Aug 1967), Gan/Malediven, 1° S/73° E (Sep 1967–Dec 1975), Singapur, 1° N/104° E (seit Jan 1976). Isoplethen-Intervalle betragen 10 m/s, Winde aus West sind schattiert (ergänzt nach NAUJOKAT 1986).

An der tropischen Tropopause verschwindet die QBO, während sie sich in der oberen Stratosphäre fortsetzt wie sich aus Raketenbeobachtungen ableiten lässt. Dort wird sie allerdings von der stratosphärischen SAO (Semi-Annual Oscillation) überdeckt.

3 Dynamik der QBO

Die QBO ist ein Beispiel für eine Schwingung der mittleren Zonalströmung, deren Periode in keinem Bezug zu den Perioden der anregenden Wellen steht. Nach dem derzeitigen Wissenstand wird die QBO durch Wechselwirkungen zwischen dem Grundstrom und sich vertikal ausbreitenden tropischen Wellen verursacht. Die wesentlichen Impulsquellen sind planetarische Kelvin-Wellen und Rossby-Schwerewellen, interne Schwerewellen und hochfrequente, durch Konvektion verursachte Schwerewellen. Diese Wellen mit den unterschiedlichsten vertikalen und horizontalen Wellenlängen und Phasengeschwindigkeiten dringen in die Stratosphäre vor, lagern dort ihren Ost- oder Westimpuls ab und induzieren die QBO. Da die Höhe, in der die Impulsablagerung erfolgt, auch von den Scherzonen der QBO abhängt, dient dieser Mechanismus als selektiver Filter: Einige Schwerewellen dringen bis in die obere Mesosphäre vor und verursachen dort eine mesosphärische QBO.

In der unteren Stratosphäre wirkt die tropische QBO als Wellenleiter für die aufwärts und äquatorwärts vordringenden planetarischen Wellen der hohen Breiten im Winter. Während der Ostwindphase wird mehr Wellenaktivität polwärts fokussiert und die stärkeren planetarischen Wellen führen zu einer Abschwächung der mittleren Zonalströmung in hohen Breiten und zu einer wärmeren polaren Stratosphäre. Interessanterweise wird die Variabilität der QBO-Periodenlänge nicht allein von der Variabilität des Wellenantriebs verursacht, sondern auch von der Wechselwirkung zwischen den tropischen Vertikalbewegungen und den absinkenden Scherzonen der QBO mit der jahreszeitlich variierenden globalen Meridionalzirkulation.

Die Simulation einer realistischen QBO stellt für GCMs (General Circulation Models = Allgemeine Zirkulationsmodelle) noch immer eine Herausforderung dar. Für ein besseres Verständnis und eine bessere Vorhersage von Klimatrends und Variabilität, insbesondere im Hinblick auf die anthropogenen Einflüsse auf die Spurengase, ist die Berücksichtigung der QBO-Effekte auf die gesamte Atmosphäre aber unerlässlich. Immerhin wird die QBO in den Analysen des ECMWFs (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) seit der Einführung des 60-Schichten-Modells weitgehend realistisch dargestellt.

Literatur

- ANGELL, J. K., J. KORSHOVER, 1962: The biennial wind and temperature oscillation of the equatorial stratosphere and their possible extension to higher latitudes. *Mon. Wea. Rev.* **90**, 127-132.
- BALDWIN, M.P., L.J. GRAY, T.J. DUNKERTON, K. HAMILTON, P.H. HAYNES, W.J. RANDEL, J.R. HOLTON, M.J. ALEXANDER, I. HIROTA, T. HORINOCHI, D.B.A. JONES, J.S. KINNERSLEY, C. MARQUARDT, K. SATO, M. TAKAHASHI, 2001: The Quasi-Biennial Oscillation. *Rev. Geophys.* **39**, 179-229.
- LABITZKE, K. und Mitarbeiter, 2001: The Berlin stratospheric data series. CD, Met. Inst. FU Berlin.
- MARQUARDT, C., B. NAUJOKAT, 1997: An update of the equatorial QBO and its variability. SPARC Melbourne, WMO/TD-NO. 814, 87-90.
- MARQUARDT, C., 1998: Die tropische QBO und dynamische Prozesse in der Stratosphäre. Diss., Met. Abh. FU Berlin, Serie A, Band 9, Heft 4, Verlag Dietrich Reimer Berlin, 260 S.
- NAUJOKAT, B., 1986: An update of the observed quasi-biennial oscillation of the stratospheric winds over the tropics. *J. Atmos. Sci.* **43**, 1873-1877.
- NAUJOKAT, B., C. MARQUARDT, 1992: Die annähernd zweijährige Schwingung (QBO) in der Stratosphäre. *Promet* **22**, 2/4, 62-68.
- PALMER, C. E., 1954: The general circulation between 200 mb and 10 mb over the equatorial Pacific. *Weather* **9**, 341-349.

J. BREMER

6 Trends in der Thermosphäre

Trends in the thermosphere

Zusammenfassung

Aus kontinuierlichen Beobachtungsreihen unterschiedlicher ionosphärischer Parameter, die seit teilweise über 50 Jahren an unterschiedlichen Beobachtungsstationen mit Hilfe von Ionosondenmessungen weltweit gewonnen werden, lassen sich Aussagen über langfristige Trends in der Thermosphäre gewinnen. Dabei handelt es sich vorwiegend um Parameter, die die maximale Elektronenkonzentration und die Höhen der unterschiedlichen ionosphärischen Schichten (E-, F1-, F2-Schicht) beschreiben. Für die E-Schicht wird eine langfristige Abnahme ihrer Höhe sowie eine Zunahme ihrer maximalen Elektronendichte nachgewiesen. Auch in der F1-Schicht wird ein positiver Trend in der maximalen Elektronendichte beobachtet. Diese experimentellen Trends sind in qualitativer Übereinstimmung mit Modellrechnungen für einen zunehmenden atmosphärischen Treibhauseffekt. In der F2-Region sind demgegenüber die Unterschiede zwischen den aus Ionosondenmessungen an unterschiedlichen Stationen gewonnenen Trends sehr stark, so dass die daraus abgeleiteten mittleren globalen Trends mit einer großen Unsicherheit behaftet sind.

1 Einführung

Um mögliche anthropogene Einflüsse in der Erdatmosphäre nachweisen zu können, werden in zunehmendem Maße lange Messreihen unterschiedlicher atmosphärischer und ionosphärischer Parameter analysiert. Dabei steht die Frage nach möglichen Auswirkungen eines zunehmenden Treibhauseffektes im Mittelpunkt des wissenschaftlichen und auch politischen Interesses. Während es am Erdboden und in der Troposphäre erste Hinweise einer globalen Erwärmung infolge einer zunehmenden Konzentration strahlungsaktiver Treibhausgase gibt, wird in der Strato-, Meso- und Thermosphäre eine Temperaturabnahme infolge einer verstärkten Energieabstrahlung im infraroten Spektralbereich in das Weltall erwartet. Ergebnisse solcher Trendanalysen für den Bereich der Stratosphäre und der Mesosphäre werden in den Kapiteln 1, 2 und 4 in diesem Heft behandelt.

Im vorliegenden Beitrag werden die in den vergangenen Jahren am Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik in Kühlungsborn gewonnenen Ergebnisse bzgl. Langzeittrends in der Thermosphäre vorgestellt und mit entsprechenden Modellergebnissen verglichen.

2 Trends in der Thermosphäre

Basierend auf Modellrechnungen mit einem globalen Zirkulationsmodell (ROBLE and DICKINSON 1989) prognostizierten RISHBETH (1990) bzw. RISHBETH and ROBLE (1992) Auswirkungen des Treibhauseffektes auf den Zustand der Thermosphäre. Insbesondere wurde eine Absenkung der Höhen der ionosphärischen E- und F-Schichten (h'E, hmF2) vorhergesagt sowie Änderungen

der maximalen Elektronendichten dieser Schichten (ausgedrückt durch die höchsten an diesen Schichten reflektierten Frequenzen foE, foF1 und foF2 von senkrecht in die Ionosphäre abgestrahlten Funkwellen). Diese für die Beschreibung der Ionosphäre charakteristischen Parameter werden seit vielen Jahren mit Ionosonden routinemäßig an unterschiedlichen Stationen weltweit gemessen und können deshalb für Trendanalysen genutzt werden. Da die ionosphärischen Parameter stark von der solaren Wellenstrahlung und in die Atmosphäre einfallenden Flüssen hochenergetischer Partikel abhängen, ist in den Trendanalysen der Einfluss dieser Größen sorgfältig zu eliminieren, um mögliche Trends in den ionosphärischen Parametern nachweisen zu können. Aktualisierte Ergebnisse solcher Untersuchungen (BREMER 1998; BREMER 2001) sind in Tab. 6-1 zusammengefasst.

Nach den in Tab. 6-1 zusammengestellten mittleren Ergebnissen konnten trotz der großen Anzahl analysierter Stationen (Anzahl teilweise über 100) nur für foF1 und foE mittlere globale Trends mit einer statistischen Sicherheit >95 % gewonnen werden. Ein Vergleich der aus den mittleren Trends für eine Verdopplung des atmosphärischen CO₂-Anteils abgeschätzten Änderungen mit entsprechenden Modellergebnissen ergibt für die F1-Schicht um 170 km Höhe eine überraschend

Region	Parameter	Anzahl	Experimenteller Trend	CO ₂ *2 (Exper.)	CO ₂ *2 (Modell)
F2	foF2	106	-0,0018±0,0025 MHz/Jahr	-0,36 MHz	-0,2 ... -0,5 MHz
	hmF2	88	-0,019±0,079 km/Jahr	-3,8 km	-10 ... -20 km
F1	foF1	51	0,0027±0,0011 MHz/Jahr	0,54 MHz	0,3 ... 0,5 MHz
E	foE	72	0,0014±0,0007 MHz/Jahr	0,28 MHz	0,05 ... 0,08 MHz
	h'E	31	-0,040±0,070 km/Jahr	-8,0 km	-2,5 km

Tab. 6-1: Mittlere experimentelle Trends unterschiedlicher Ionosondenparameter, daraus abgeschätzte Änderungen dieser Parameter bei Annahme einer Verdopplung des atmosphärischen CO₂-Anteils und Vergleich mit entsprechenden Modellergebnissen von RISHBETH (1990) und RISHBETH and ROBLE (1992).

gute Übereinstimmung. Die Trends in der E-Schicht um 110–120 km Höhe stimmen qualitativ mit den Modellergebnissen überein, allerdings sind die experimentellen Trends deutlich stärker als die theoretischen. In der F2-Schicht (250–350 km) ist die Streuung der an unterschiedlichen Stationen gewonnenen Trends besonders stark. Deshalb sind die daraus berechneten mittleren Trends nicht statistisch gesichert und die relativ gute Übereinstimmung mit den Modellergebnissen in Tab. 6-1 eher zufällig. Obwohl beispielsweise an vielen ausgewählten Stationen die nach Modellrechnungen erwartete Höhenabsenkung der F2-Schicht gefunden wurde (BREMER 1992; ULICH and TURUNEN 1997; JARVIS et al. 1998), zeigen die Analysen der Daten anderer Stationen auch positive Trends (UPADHYAY and MAHAJAN 1998; BREMER 2001) und verursachen damit die oben genannte Unsicherheit der mittleren globalen Trends in der F2-Schicht.

3 Diskussion und Ausblick

In der unteren Thermosphäre (ionosphärische E- und F1-Schicht) konnten Trends in unterschiedlichen ionosphärischen Parametern abgeleitet werden, die zum Teil mit Modellrechnungen eines zunehmenden atmosphärischen Treibhauseffektes erklärt werden können. Allerdings ist die Übereinstimmung zwischen experimentellen und theoretischen Trends noch nicht in jedem Fall befriedigend. Das liegt einerseits an den manchmal zu kurzen Messreihen, die die Elimination des solaren und geomagnetischen Einflusses erschweren, und an der fehlenden Homogenität einiger Messreihen (Änderungen in der Mess- oder Analysetechnik, externe Störungen u. ä.). Andererseits basieren die Modellierungsergebnisse oftmals nur auf den bekannten Änderungen des atmosphärischen CO₂ und in wenigen Fällen des Ozons. Aber auch der Einfluss anderer strahlungsaktiver Spurenstoffe (z. B. Wasserdampf und Methan) sollte in künftigen Modellierungen berücksichtigt werden.

In der oberen Thermosphäre (F2-Schicht) konnte aus den Analysen von Ionosondendaten infolge starker Unterschiede der an unterschiedlichen Stationen abgeleiteten Trends bislang kein befriedigender Nachweis für die globalen Auswirkungen eines zunehmenden atmosphärischen Treibhauseffektes gewonnen werden. Demgegenüber konnten aus Satellitenmessungen mit einer Perigäumshöhe zwischen 200–700 km (KEATING et al. 2000; EMMERT et al. 2004) deutliche Hinweise für eine systematische Abnahme der Neutralgasdichte in diesem Höhenbereich nachgewiesen werden, wie sie nach Modellrechnungen für einen zunehmenden atmosphärischen Treibhauseffekt erwartet wird.

Literatur

- BREMER, J., 1992: Ionospheric trends in mid-latitudes as a possible indicator of the atmospheric greenhouse effect. *J. Atmos. Terr. Phys.* **57**, 1505-1511.
- BREMER, J., 1998: Trends in the ionospheric E and F regions over Europe. *Ann. Geophysicae* **16**, 986-996.
- BREMER, J., 2001: Trends in the thermosphere derived from global ionosonde observations. *Adv. Space Res.* **28** (7), 997-1006.
- EMMERT, J. T., J. M. PICONE, L. LEAN, 2004: Global change in the thermosphere: Compelling evidence of a secular decrease in density. *J. Geophys. Res.* **109**, A02301, doi:10.1029/2003JA010176.
- JARVIS, M. J., B. JENKINS, G. A. RODGERS, 1998: Southern hemisphere observations of a long-term decrease in F region altitude and thermospheric wind providing possible evidence for global cooling. *J. Geophys. Res.* **103**, 20775-20787.
- KEATING, G. M., R. H. TOLSON, M. S. BRADFORD, 2000: Evidence of long term global decline in the Earth's thermospheric densities apparently related to anthropogenic effects. *Geophys. Res. Lett.* **27**, 1523-1526.
- RISHBETH, H., 1990: A greenhouse effect in the ionosphere? *Planet. Space Sci.* **38**, 945-948.
- RISHBETH, H., R. G. ROBLE, 1992: Cooling of the upper atmosphere by enhanced greenhouse gases - Modelling of thermospheric and ionospheric effects. *Planet. Space Sci.* **40**, 1011-1026.
- ROBLE, R. G., R. E. DICKINSON, 1989: How will changes of carbon dioxide and methane modify the mean structure of the mesosphere and thermosphere? *Geophys. Res. Lett.* **16**, 1441-1444.
- ULICH, T., E. TURUNEN, 1997: Evidence of long-term cooling of the upper atmosphere. *Geophys. Res. Lett.* **24**, 1103-1106.
- UPADHYAY, H. O., K. K. MAHAJAN, 1998: Atmospheric greenhouse effect and ionospheric trends. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 3375-3378.

N. JAKOWSKI

7 Aufbau und Sondierung der Ionosphäre

Structure and sounding of the ionosphere

Zusammenfassung

Die Ionosphäre ist der Höhenbereich der Atmosphäre, in dem vor allem durch kurzwellige Sonnenstrahlung ein Teil des Gases ionisiert wird. Infolge der Wechselwirkung mit der Magnetosphäre und anderen atmosphärischen Schichten besitzt die Ionosphäre eine hohe Variabilität. Zur Sondierung des ionosphärischen Plasmas werden vornehmlich Radiowellen genutzt, wie z. B. bei der traditionellen Ionosonde. Neue Verfahren mit Hilfe von Navigationssatellitensignalen ermöglichen die Analyse globaler ionosphärischer Strukturen.

1 Übersicht

Die Ionosphäre bezeichnet den ionisierten Höhenbereich der Erdatmosphäre ab etwa 60 km aufwärts. Ionisiert wird die neutrale Atmosphäre im Wesentlichen durch die solare Strahlung im Extremen Ultraviolett-Bereich (EUV) des Spektrums (17–175 nm). Während solarer Strahlungs- und Massenausbrüche können auch kurzwellige Röntgenstrahlungskomponenten und geladene Teilchen aus dem Sonnenwind signifikant zur Ionisation der unteren Ionosphäre beitragen. Angesichts der variablen solaren Steuerung verhält sich die Ionosphäre in Analogie zum Wetter auf der Erde äußerst dynamisch. Neben der vom solaren Zenithwinkel abhängigen Fotoionisation bestimmen die zum Ionisationsabbau führenden dissoziativen Rekombinationsprozesse sowie die geomagnetisch kontrollierten Transportprozesse im Wesentlichen die Ladungsträgerbilanz. In Abhängigkeit vom solaren Zenithwinkel wird in Analogie zum Temperaturverlauf in der Troposphäre die höchste Ionisation in geografisch niederen Breiten und während des Tages 1–2 Stunden nach dem lokalen Mittag erreicht.

Da einerseits die Fotoionisation sehr stark von der Konzentration des atomaren Sauerstoffs und andererseits die Ladungsträgerrekombination von der Präsenz molekularer Stoßpartner abhängt, spielt die Zusammensetzung der Thermosphäre eine wichtige Rolle in der Plasmabilanz. Dies wird besonders während ionosphärischer Stürme deutlich, wenn verstärkt einfallende energiereiche Teilchen die Thermosphäre aufheizen und der daraus resultierende erhöhte relative Anteil molekularer Konstituenten zu einem starken Plasmaverlust in der Ionosphäre, der sogenannten negativen Phase, führt. Plasmatransportprozesse werden im Wesentlichen durch die Schwerkraft, thermosphärische Winde und elektrische Felder getrieben. Da der Plasmatransport oberhalb von etwa 200 km signifikant vom geomagnetischen Feld kontrolliert wird, kommt es in hohen Breiten und in der Nähe des geomagnetischen Äquators zu sehr spezifischen Phänomenen, die hier nicht näher beschrieben werden können (DAVIES 1990; HARGREAVES 1992).

Neben der extraterrestrischen Kontrolle der Ionosphäre (Weltraumwetter) unterliegt das ionosphärische Plasma

– wenngleich um Größenordnungen schwächer – auch Einflüssen, die ihren Ursprung in der Troposphäre, Lithosphäre oder Hydrosphäre haben. Kommt es in den unteren atmosphärischen Schichten zur Anregung von Wellen, die sich wie z. B. Schwerewellen nach oben ausbreiten, können signifikante Änderungen der Plasmastruktur resultieren. Die mit der Höhe exponentiell abnehmende Luftdichte bewirkt ein äquivalentes Anwachsen der Wellenamplitude bis hinauf in die Thermosphäre. Derartige Kopplungsprozesse sind Gegenstand zahlreicher internationaler Forschungsprogramme und Projekte (z. B. CAWSES).

Historisch wurde die Existenz einer leitfähigen Schicht in der Atmosphäre bereits von C. F. Gauss zur Erklärung des Nordlichts (Aurora Borealis) vermutet. Nach G. Marconis gelungener transatlantischen Radiowellenübertragung im Jahre 1901 konnten A. Kenelly und O. Heaviside die Existenz dieser Schicht dann wissenschaftlich begründen (Kenelly-Heaviside Schicht).

2 Messung mit Radarverfahren und Vertikalaufbau

Die frei beweglichen Ladungsträger machen die Ionosphäre elektrisch leitfähig, wobei Ionen und Elektronen frequenzabhängig (dispersiv) und wegen ihres Masseunterschiedes zudem noch sehr unterschiedlich auf das elektromagnetische Wellenfeld reagieren. Die Ausbreitung der Radiowellen in der Ionosphäre wird durch den komplexen und wegen des geomagnetischen Feldes auch anisotropen Brechungsindex n beschrieben. Die komplexe Formel lässt sich für hochfrequente (HF-) Wellen der Frequenz f in erster Näherung vereinfachen zu:

$$n^2 = 1 - f_p^2 / f^2 \quad (1)$$

wobei das Quadrat der Plasmafrequenz f_p proportional der lokalen Elektronendichte ist. Besitzt die einfallende Radiowelle exakt die Plasmafrequenz f_p , nimmt der Brechungsindex den Wert $n = 0$ an und die Welle wird total reflektiert. Mit Hilfe der **Radio Detection And Ranging** (RADAR)-Technik wird diese Eigenschaft zur Bestimmung der vertikalen Elektronendichteverteilung der Ionosphäre genutzt. Hierzu wird die Laufzeit der von ei-

nem Sender vertikal abgestrahlten und am Sendeort nach Reflexion an der Ionosphäre verzögert empfangenen Radiowelle gemessen (s. Abb. 7-1). Während aus der Laufzeit die Reflexionshöhe bestimmt werden kann, erlaubt die Radiofrequenz eine Aussage über die lokale Elektronendichte.

Um ein komplettes Elektronendichteprofil messen zu können, wird die Sendefrequenz bei modernen Ionosonden in 50 kHz-Schritten von 1 auf 15 MHz hochgefahren. Auf diese Weise bekommt man nach etwa 3 min ein Frequenz-Höhen-Diagramm, ein sogenanntes Iono-gramm. Es ist die Grundlage für die Berechnung der Vertikalverteilung der Elektronendichte bis hinauf zur Höhe hmF2, in der das Elektronendichtemaximum NmF2 in der F2-Schicht erreicht wird (Abb. 7-1).

3 Charakterisierung der Ionosphärenschichten

Die beschriebene Technik wird seit mehr als 75 Jahren erfolgreich zur Sondierung der Ionosphäre eingesetzt. Gegenwärtig existiert ein globales Ionosonden-Netzwerk, das auch echtzeitnahe Informationen über die vertikale Elektronendichteverteilung der Ionosphäre liefern kann. Unterhalb der F2-Schicht lassen sich entsprechend der von E. V. Appleton eingeführten Bezeichnungsweise weitere Ionosphärenschichten definieren, die durch bestimmte physikalische Prozesse und Eigenschaften charakterisiert sind (vgl. Abb. 7-1).

Obwohl die Luftdichte mit der Höhe exponentiell abnimmt, sind die typischen Stoßfrequenzen zwischen Ladungsträgern und Neutralgasteilchen im Bereich der sogenannten D-Schicht unterhalb von etwa 95 km noch hoch genug, tagsüber eine starke Absorption bzw. Dämpfung hochfrequenter Radiowellen zu bewirken. Mit Sonnenuntergang bricht die Ionisation der D-Schicht zusammen, so dass reflektierte Radiowellen kaum noch gedämpft werden und im Kurz- und Mittelwellenbereich große Reichweiten möglich sind. Mehrfachreflexionen zwischen Ionosphäre und Erdoberfläche lassen sogar eine globale Kurzwellenausbreitung zu.

Die in der elektrisch stark leitfähigen E-Schicht fließenden Ströme verändern das geomagnetische Feld und erwärmen das Neutralgas in der Thermosphäre (90 bis etwa 1000 km). Während eines Weltraumwetter-Sturms kann der in hohen Breiten fließende aurorale Elektrojet eine Stärke von 10^6 A überschreiten und über die elektromagnetische Induk-

tion sogar Stromleitungssysteme auf der Erdoberfläche beeinträchtigen. Die elektrische Aufheizung lässt die Thermosphäre expandieren, so dass Satelliten verstärkt abgebremst werden.

4 Ionosphäre und Navigationssignale

Radiowellen mit Frequenzen oberhalb von etwa 30 MHz (z. B. VHF, UHF) werden auch bei schrägem Einfall in der Regel nicht mehr von der Ionosphäre reflektiert, erfahren aber auf ihrem Weg durch die Ionosphäre in den Weltraum Veränderungen der Wellenparameter. Obwohl die elektromagnetische Wechselwirkung mit dem Plasma wegen der Dispersivität mit wachsender Frequenz proportional zu $1/f^2$ abnimmt, werden Amplitude, Phase und Polarisation der Radiowellen noch bis hinauf zu Frequenzen von 10 GHz beeinflusst. Infolge der Brechung weicht der Strahlenweg zudem noch von der geometrisch geradlinigen Verbindung zwischen Sender und Empfänger ab. Diese Effekte sind bei satellitengestützten Radiomesssystemen ggf. zu berücksichtigen, lassen sich andererseits aber auch für neue Fernerkundungstechniken zur Sondierung der Atmosphäre und Ionosphäre nutzen.

Hierzu sind die permanent verfügbaren Signale globaler satellitengestützter Navigationssysteme (GNSS) wie GPS, GLONASS und zukünftig auch Galileo hervorragend geeignet. Wegen der notwendigen Ionosphärenkorrektur arbeiten die Systeme mit zwei kohärenten Frequenzen im L-Band um 1,2 (L2) bzw. um 1,5 (L1) GHz. Die Phasendifferenz liefert ein genaues Maß für die entlang des Strahlenweges integrierte Elektronendichte. Auf diese Weise gelingt es, die Gesamtionisation der Ionosphäre (Total Electron Content - TEC) von der D-Schicht bis zur Höhe der Satelliten zu bestimmen. Im Ergebnis der Messungen können analog den Luftdruckkarten in der Meteorologie Karten der Gesamtionisation (TEC) erzeugt werden. Voraussetzung ist ein hinreichend dichtes Netz von Bodenstationen, von denen jede mehrere Satelliten gleichzeitig empfangen kann.

Das Beispiel in Abb. 7-2 zeigt TEC-Karten der nördlichen Hemisphäre oberhalb 50° N geografischer Breite. Für die Rekonstruktion der monatlichen Medianwerte von TEC wurden die Messungen von Bodenstationen des Internationalen GPS Service (IGS) genutzt. Deutlich sind Tages- und Nacht-Seite zu erkennen, ebenso der bereits erwähnte Zeitversatz der Ionisation gegenüber der Lokalzeit um 1–2 Stunden. Diese Messungen erlauben die Untersuchung großskaliger Störungsprozesse, wie sie z. B. während ionosphärischer Stürme zu beobachten sind (z. B. JAKOWSKI 1996). In erster Näherung ist der in satellitengestützten Navigationssystemen

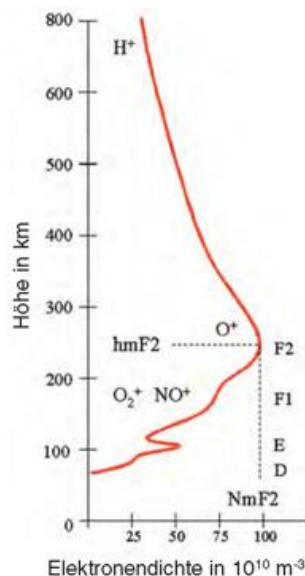


Abb. 7-1: Vertikalverteilung der Elektronendichte in der Ionosphäre. Angegeben sind die ungefähren Höhenlagen der D-, E-, F1- und F2-Schicht sowie die Höhe hmF2 des Elektronendichtemaximums NmF2. Für weiterführende Studien siehe z. B. DAVIES (1990) und HARGREAVES (1992).

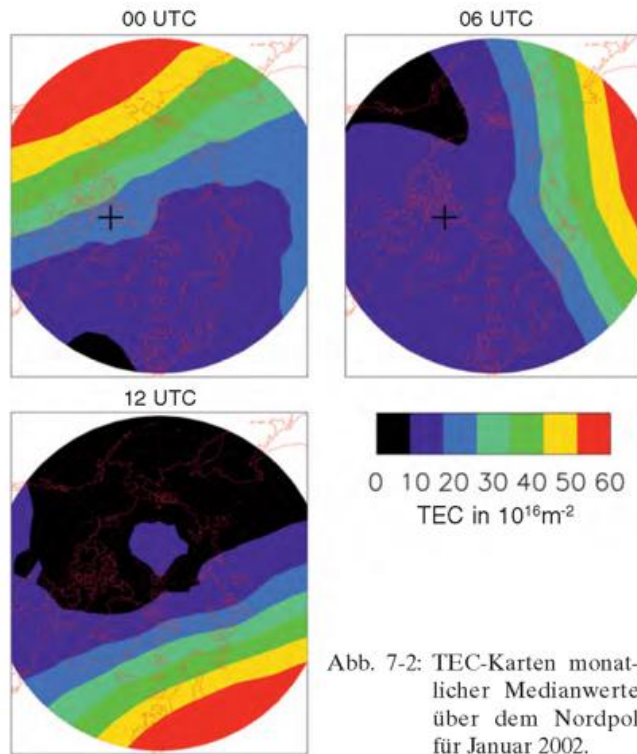


Abb. 7-2: TEC-Karten monatlicher Medianwerte über dem Nordpol für Januar 2002.

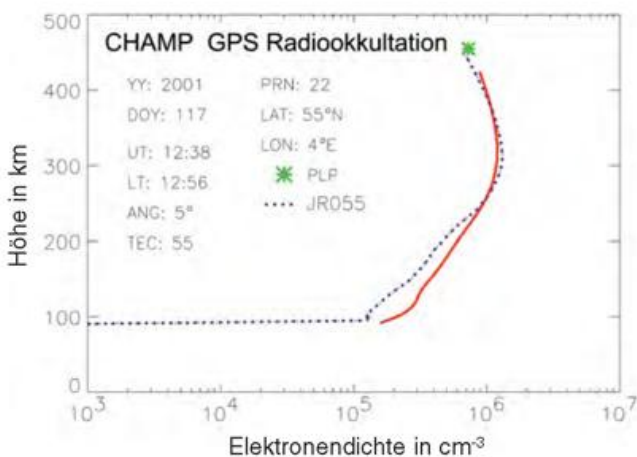


Abb. 7-3 Aus GPS-Radiookkultationsmessungen an Bord von CHAMP rekonstruiertes Elektronendichteprofil im Vergleich mit Daten der Ionosonde Juliusruh (JR055) und den in situ Elektronendichtemessungen der Langmuirsonde (PLP) an Bord von CHAMP, markiert mit: * PLP.

zu korrigierende Ionosphärenfehler direkt proportional zu TEC, so dass diese Karten auch zur ionosphärischen Korrektur von Ein-Frequenz-GNSS-Messungen herangezogen werden können.

Ist die Ionosphäre hinreichend stark ionisiert und die Elektronendichteverteilung außerdem noch irregulär, ein Phänomen, das in niederen Breiten häufig in den Abendstunden zu beobachten ist, entstehen nicht vernachlässigbare sekundäre Radiowellen. Die Überlagerung dieser Wellen mit dem primären Signal führt dann zu intensiven und schnellen Schwankungen der Signalstärke bis hin zur deren Auslöschung. Es ist offensichtlich, dass diese sogenannten Radio-Szintillationen die

Funktionalität und Sicherheit satellitengestützter Kommunikations- und Navigationssysteme beeinträchtigen.

In jüngster Zeit hat sich, ebenfalls unter Nutzung der kohärenten Navigationssignale von GPS, die sogenannte Radiookkultations-Technik etabliert. Dieses neue Limb-Verfahren auf der Grundlage von GNSS-Messungen an Bord niedrig fliegender (LEO-) Satelliten ermöglicht die Ableitung vertikaler Refraktionsprofile, angefangen von der Orbithöhe des Satelliten bis hinunter zur Erdoberfläche. Im Ionosphärenbereich liefert die Inversion dieser integralen GPS-Messungen die vertikale Elektronendichteverteilung (Abb. 7-3, JAKOWSKI et al. 2002), während im Bereich der Stratosphäre und Troposphäre Temperatur- bzw. Wasserdampfprofile ableitbar sind (WICKERT et al. 2001, siehe Kapitel 10). Wegen der globalen Bedeckung, der hohen Verfügbarkeit und der relativ hohen Datendichte (mit GPS bis zu 400 Profile pro LEO und Tag) ist dieses kalibrationsfreie und leicht automatisierbare Verfahren sehr effektiv.

Kombiniert man boden- und satellitengestützte GNSS-Messungen, kann man bereits heute mittels neuer tomographischer Verfahren eine hinreichend gute dreidimensionale Rekonstruktion der Elektronendichteverteilung erreichen (z. B. STOLLE et al. 2003).

Zukünftige, aus mehreren Satelliten bestehende LEO-Satellitenmissionen mit GNSS-Empfängern an Bord werden genügend Daten für eine globale Rekonstruktion der ionosphärischen Ionisation in Nahe-Echtzeit liefern. Damit erhält nicht nur die Ionosphärenforschung ein breites Datenfundament; ein permanentes satelliten- und bodengestütztes Ionosphären-Monitoring trägt auch zur Erhöhung der Genauigkeit und Zuverlässigkeit von Navigationssystemen bei.

Literatur

- DAVIES, K., 1990: Ionospheric Radio, *Peter Peregrinus Ltd.*, London, 580 S.
- HARGREAVES, J., 1992: The Solar-Terrestrial Environment, *Cambridge University Press*, Cambridge, 420 S.
- JAKOWSKI, N., 1996: TEC Monitoring by Using Satellite Positioning Systems, *Modern Ionospheric Science*, (Hrsg. H. Kohl, R. Rüster, K. Schlegel), Kallenberg-Lindau, ProduServ GmbH Verlagsservice, Berlin, 371-390.
- JAKOWSKI, N., A. WEHRENFENNIG, S. HEISE, CH. REIGBER, H. LÜHR, L. GRUNWALDT, T. K. MEEHAN, 2002: GPS radio occultation measurements of the ionosphere from CHAMP: Early Results. *Geophys. Res. Letters* **29**, No. 10, doi: 10.1029/2001GL014364.
- STOLLE, C., S. SCHLÜTER, CH. JACOBI, N. JAKOWSKI, 2003: 3-dimensional ionospheric electron density reconstruction based on GPS measurements. *Adv. Space Res.* **31**, 8, 1965-1970, doi:10.1016/S0273-1177(03)00168-6.
- WICKERT, J., CH. REIGBER, G. BEYERLE, R. KÖNIG, CH. MARQUARDT, T. SCHMIDT, L. GRUNWALDT, R. GALAS, T. MEEHAN, W.G. MELBOURNE, K. HOCKE, 2001: First results from CHAMP. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 3263-3266.

F. HASE, H. FISCHER

8 Satellitengestützte Fernerkundung atmosphärischer Spurenstoffe

Satellite-borne remote sensing of atmospheric minor constituents

Zusammenfassung:

Satellitenbeobachtungen leisten heute entscheidende Beiträge zur Überwachung des Zustandes und der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre. Der Artikel diskutiert zunächst Beobachtungsstrategien, Satellitenbahnen und Messverfahren. Im Weiteren werden einige ausgewählte Experimente vorgestellt: TOMS, ATMOS, HALOE, OSIRIS, SMR, SCIAMACHY und MIPAS. Der Beitrag endet mit einem Ausblick auf neueste Entwicklungen und projektierte Sensoren: TES, GLORIA, GOME-2, IASI, SMILES und OCO.

1 Einleitung: Bedeutung der satellitengestützten Fernerkundung

Atmosphärische Prozesse lassen sich häufig nur dann verstehen, wenn das Zusammenwirken vieler unterschiedlicher Mechanismen berücksichtigt wird. Aufgrund der Kopplung dynamischer, chemischer und strahlungsbedingter Prozesse bestehen Wechselwirkungen beispielsweise zwischen verschiedenen chemischen Spezies, oder zwischen den gasförmigen Luftbestandteilen, dem Aerosol und dem Strahlungsfeld. Zudem verknüpft der Austausch von Wärme, Wasser und von natürlich oder anthropogen freigesetzten Spurenstoffen die Entwicklung des atmosphärischen Zustandes mit dem Zustand der Erdoberfläche, der Ozeane sowie der Bio- und Kryosphäre. Erst die Erderkundung vom Satelliten aus erlaubt die Beobachtung vieler relevanter Variablen mit ausreichender räumlicher und zeitlicher Abdeckung. Satellitendaten ermöglichen Prozessuntersuchungen und Trendbestimmungen; sie dienen zur Initialisierung und zur Beurteilung der Qualität globaler Atmosphärenmodelle. Verfahren der Datenassimilation erlauben die bestmögliche Interpretation asynoptischer Satellitendaten.

Zwei der Fragestellungen im Brennpunkt der Atmosphärenforschung sind die künftige Entwicklung der stratosphärischen Ozonschicht und die Klimaänderung. Im Hinblick auf die Ozonschicht leisten Satelliteninstrumente entscheidende Beiträge zur Beobachtung des Ozons und ozonrelevanter Verbindungen sowie bei der Überwachung der polaren stratosphärischen Wolken, die für den Ozonverlust in hohen Breiten von entscheidender Bedeutung sind. Satellitenbeobachtungen der Ozonschicht bilden zudem die Grundlage für die Prognose von UV-Dosisraten. Im Hinblick auf die Klimaänderung ist es vor allem die Trendbestimmung von Treibhausgasen, von Aerosol und Bewölkung, die mit satellitengestützten Fernerkundungsmethoden bearbeitet werden. Auch die Überwachung und Quantifizierung der Emissionen natürlicher variabler Quellen, etwa von Vulkanen, ist

bedeutsam. Beobachtungen von Tracern verschiedener Lebensdauer liefern wertvolle Informationen, um die Transporteigenschaften globaler Modelle zu testen.

Die an Satellitenmessungen atmosphärischer Spurenstoffe gestellten Anforderungen lassen sich aus Fragestellungen wie den oben dargestellten ableiten: Anzustreben ist die Erfassung möglichst vieler Stoffe mit hoher Genauigkeit. Bei guter horizontaler, vertikaler und zeitlicher Auflösung soll global und flächendeckend gemessen werden. Die genannten Anforderungen lassen sich nicht in idealer Weise erfüllen; jedes reale Instrument stellt einen Kompromiss mit Stärken und Schwächen dar und ist bestimmten Fragestellungen besonders angepasst. Deshalb ist die gleichzeitige Beobachtung desselben atmosphärischen Elements mit verschiedenen Sensoren sinnvoll, und leistungsfähige Erderkundungssatelliten wie ENVISAT tragen mehrere sich ergänzende Experimente. Alternativ können mehrere kleine Satelliten einander auf der gleichen Bahn folgen oder nichtkoinzidente Messungen mittels Verfahren der Datenassimilation synergetisch genutzt werden.

In den folgenden Abschnitten werden zunächst die Bahnen der Satelliten und mögliche Beobachtungsgeometrien diskutiert. Dann wird ein Überblick über die Messverfahren gegeben und einige der Verfahren anhand ausgewählter Beispiele illustriert. In einem kurzen Ausblick werden schließlich einige Instrumente vorgestellt, die in naher Zukunft ins All gelangen sollen oder sich in der Planung befinden.

2 Satellitenbahnen und Beobachtungsgeometrie

Die Erdatmosphäre kann aus dem Orbit entweder nach unten zur Erdoberfläche gerichtet (Nadirsondierung) oder streifend (Horizontsondierung) beobachtet werden. Die meisten Satelliten zur Erderkundung befinden sich entweder auf sonnensynchronen oder geostationären Bahnen. Chemiemissionen sind bislang auf

sonnensynchrone Orbits beschränkt, es gibt jedoch sowohl bei der NASA als auch der ESA Pläne für Plattformen in geostationären Orbits.

Im Falle einer sonnensynchronen Bahn kreist der Satellit in einer leicht gegen die Erdachse geneigten Ebene (Inklination um 98°) mit einer Umlaufzeit von etwa 100 min in rund 800 km Höhe. Die Abweichung des Erdschwerefeldes von der Kugelsymmetrie bewirkt die gewünschte langsame Präzession der Bahnebene des Satelliten, so dass ein Punkt bei gegebener Breite immer zu den gleichen Lokalzeiten überflogen wird, einmal auf dem aufsteigenden, einmal auf dem absteigenden Ast der Bahn. Eine sonnensynchrone Bahn minimiert die beobachtete tägliche Variabilität von Spurengasen kurzer photochemischer Lebensdauer. Die geringe Höhe des Satelliten erlaubt bei Nadirbeobachtung eine hohe horizontale Auflösung mit einem vergleichsweise kleinen Teleskop. Die Beobachtung der thermischen Eigenstrahlung in Nadir- oder Horizontgeometrie erlaubt global umspannende Messungen innerhalb eines Tages.

Im Falle einer geostationären Bahn umkreist der Satellit die Erde auf einer äquatorialen Bahn in großer Höhe (35800 km), so dass etwa 40 % der Erdkugel gleichzeitig sichtbar sind, allerdings mit zunehmender perspektivischer Verzerrung zu den Polen hin. Auch die Horizontsondierung entlang der Randlinie der sichtbaren Kugelkappe ist möglich. Die geostationäre Bahn erlaubt die gleichzeitige Beobachtung eines großen Bereiches der Erdkugel ohne zeitliche Unterbrechung, allerdings sind die Polarregionen nicht zugänglich. Um in Nadirsondierung das gleiche horizontale Auflösungsvermögen zu erzielen wie auf der sonnensynchronen Bahn, wird eine fast 50-fach größere Teleskopöffnung benötigt.

Für spezielle Beobachtungen sind exotische Bahnen möglich, etwa eine stark elliptische Bahn hoher Inklination, um eine zeitweilige ‚quasi-geostationäre‘ Beobachtung der nördlichen oder südlichen Polarregion zu ermöglichen, oder die Positionierung im inneren Lagrangeunkt L1, um den Satelliten in der Nähe der Verbindungslinie zwischen Sonne und Erde zu halten und die ununterbrochene Beobachtung der ganzen beleuchteten Erdseite zu ermöglichen.

3 Messverfahren

Alle Verfahren der Fernerkundung vom Weltraum aus beruhen zwangsläufig auf der Wechselwirkung elektromagnetischer Strahlung mit dem System Erde-Atmosphäre. Während aktive Verfahren eine künstliche Strahlungsquelle nutzen, untersuchen passive Verfahren das vorhandene Strahlungsfeld. Für die Fernerkundung atmosphärischer Spurenstoffe ist ein weiter Bereich des elektromagnetischen Spektrums geeignet, der sich vom UV-Bereich (~ 250 nm) bis in das Gebiet

der Mikrowellen (~ 3 mm) erstreckt. Für die passive Sondierung im Bereich langwelliger als ~ 4 μ m kann die thermische Strahlung der Erdoberfläche und der Atmosphäre als Quelle dienen, bei kürzeren Wellenlängen ist man auf die Wechselwirkung von Erdboden und Atmosphäre mit dem dominierenden solaren Strahlungsfeld angewiesen. Mit abnehmender Wellenlänge spielt die Streuung an Wolkenteilchen, Aerosolen und die Rayleigh-Streuung an der klaren Luft eine immer wichtigere Rolle und erschwert die Interpretation der gemessenen Strahldichten.

Die Horizontsondierung erlaubt aufgrund des tangentialen Strahlverlaufes eine höhere Nachweisempfindlichkeit als die Nadirsondierung, wird in der Troposphäre jedoch erheblich stärker durch Wolken behindert. Demgegenüber liegen neben der verminderten Empfindlichkeit prinzipielle Probleme der abwärts gerichteten Sondierung darin, die sehr variablen Strahlungseigenschaften der Erdoberfläche ausreichend genau zu charakterisieren und die Signale teilbedeckter Pixel richtig zu interpretieren. Im thermischen Bereich ist der Kontrast zwischen spektralen Signaturen, die tiefen Atmosphärenschichten entstammen, und dem Erdboden sehr gering, so dass eine Nadirmessung im thermischen Infrarot wenig Information über die planetare Grenzschicht enthält. Die Horizontsondierung kann auch in Okkultation erfolgen. Neben der Sonne kommen auch Mond und Sterne als Strahlungsquellen in Betracht. Die Beobachtung der Sonne bietet ein besonders großes Signal. Ein wesentlicher Nachteil der Okkultationsmethode liegt in der lückenhaften Bedeckung.

Im Folgenden werden die einzelnen passiven Verfahren kurz vorgestellt:

- Bandpassmessungen: Mithilfe selektiver Filter oder dispersiver Elemente werden spektrale Kanäle definiert, die charakteristische Signaturen der zu untersuchenden Spezies enthalten, z. B. Bereiche unterschiedlich starker Absorption durch Ozon im nahen UV.
- Spektroskopische Verfahren geringer bis mittlerer spektraler Auflösung ($f / \Delta f \sim$ einige 100 bis einige 1000, meist mithilfe von Gitterspektrometern realisiert): Hierzu zählt das DOAS (Differential Optical Absorption Spectroscopy) Verfahren: spektrale Signaturen der zu untersuchenden Gase im UV-, sichtbaren, und nahen infraroten Bereich werden verwendet. Viele wichtige Gase sind in diesem Spektralbereich detektierbar, wie etwa O_3 , H_2O , N_2O , CH_4 , CO_2 , NO_2 , BrO , $OCIO$, SO_2 und CO . Im thermischen Infrarotbereich können ebenfalls bereits mit mittlerer spektraler Auflösung zahlreiche Gase detektiert werden, u. a. O_3 , H_2O , N_2O , CH_4 , CO_2 , CO , NO , NO_2 , $ClONO_2$, HNO_3 , FCKW-11, FCKW-12 und N_2O_5 . Weitere Spezies, etwa HCl und HF , besitzen Signaturen im nahen Infraroten und können in Okkultation beobachtet werden.

- Spektroskopische Verfahren hoher spektraler Auflösung ($f/\Delta f \sim 10^5$) sind vor allem im Infraroten und Mikrowellengebiet gebräuchlich. Im nahen und mittleren Infrarotbereich werden Fourierspektrometer eingesetzt. Das hohe Auflösungsvermögen erlaubt die Beobachtung von Spurengasen mit sehr schwachen und stark überlagerten Signaturen. Mehr als drei Dutzend verschiedener Verbindungen und viele Isotopomere stärkerer Absorber lassen sich so im Infraroten nachweisen.
- Im fernen Infraroten und Mikrowellengebiet werden auch Heterodynverfahren eingesetzt. Unter den beobachtbaren Verbindungen sind H_2O , N_2O , OH , HO_2 , H_2O_2 , ClO , HCl , HOCl , HNO_3 und BrO . Da die untere Troposphäre in diesem Spektralbereich zu undurchlässig ist, zielen Beobachtungen im Mikrowellengebiet vor allem auf die Zusammensetzung der mittleren Atmosphäre ab.
- Zu den aktiven Verfahren zählen die LIDAR-(Laser Detection And Ranging) Methode und Okkultationsmessungen, die sich der GPS-(Global Positioning System) Satelliten als Quelle bedienen. Beim LIDAR wird das von der Atmosphäre rückgestreute Signal eines Laserpulses zeitaufgelöst beobachtet. Es bietet aufgrund der anhaltenden stürmischen Entwicklung im Bereich der Lasertechnik sowie der erreichbaren hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung einen aussichtsreichen Ansatz, z. B. für die Beobachtung von H_2O und O_3 mit hoher vertikaler Auflösung. Derzeit sind jedoch noch keine satellitengestützten LIDAR-Systeme für atmosphärenchemische Messungen realisiert. Im Falle der GPS-Okkultationen wird die von der Atmosphäre bewirkte Wegverlängerung zwischen dem GPS-Sender und dem auf einer niedrigen Umlaufbahn befindlichen Empfänger gemessen, wodurch Rückschlüsse auf Temperatur- und Wasserdampfprofil an einem durch die Geometrie der Bedeckung festgelegten Erdort möglich werden (siehe Kapitel 11).

4 Ausgewählte Experimente

Im Folgenden werden aus der mittlerweile großen Zahl erfolgreicher satellitengestützter Fernerkundungsinstrumente einige wenige Beispiele vorgestellt, die wichtige Daten geliefert haben, bzw. derzeit liefern.

Um 1920 erwachte das wissenschaftliche Interesse an der Ozonschicht und führte bald zur Errichtung eines Netzwerks von bodengebundenen UV-Spektrometern. Die globale Überwachung wurde jedoch erst 1978 mit dem ersten TOMS-(Total Ozone Mapping Spectrometer) Instrument auf Nimbus 7 möglich. Das Instrument arbeitete 14 Jahre lang und erfasste in Nadirsondierung die in der Atmosphäre und am Boden gestreute solare UV-Strahlung in 6 Kanälen im nahen UV ($\sim 312,5$ bis 380 nm). Mithilfe eines Scanspiegels wur-

den die Messungen unter verschiedenen Winkeln quer zur Flugrichtung des Satelliten durchgeführt, so dass binnen eines Tages die Tagseite der Erde mit nahezu vollständiger Bedeckung beobachtet werden kann. Das erste TOMS gab den Auftakt zu einer Reihe von stetig verbesserten Instrumenten, wie dem europäischen Instrument GOME (Global Ozone Monitoring Experiment) auf ERS-2, das 1995 gestartet wurde. GOME überdeckt mithilfe mehrerer Detektorzeilen bei $0,2$ – $0,4$ nm Auflösung den erweiterten Spektralbereich von 240 bis 790 nm, so dass neben Ozon auch andere Gase ausgewertet werden können. Abb. 8-1 zeigt anhand von GOME-Daten den starken Ozonverlust über der Arktis im März 1997.

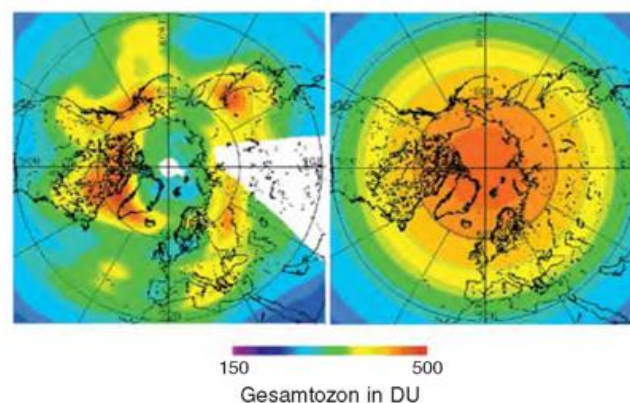


Abb. 8-1: Dicke der Ozonschicht über der nördlichen Hemisphäre am 31. März 1997 nach Messungen von GOME (links) im Vergleich zum klimatologischen Mittel nach CIRA (rechts). Man beachte die geringen Ozonwerte über der Arktis und Westeuropa (M. BITTNER, DLR). Aus M. BITTNER, S. DECH, W. BALZER, 1998.

Die gleichzeitige Messung außerordentlich vieler Gase ermöglichte das am Jet Propulsion Laboratory der NASA entwickelte Fourierspektrometer ATMOS (Atmospheric Trace Molecule Spectroscopy Experiment). ATMOS führte solare Okkultationsmessungen mit hoher spektraler Auflösung ($\sim 0,014$ cm^{-1}) im Wellenzahlbereich von 700 bis 5000 cm^{-1} durch. In mehreren Shuttle-Missionen zwischen 1985 und 1994 lieferte ATMOS Vertikalprofile von mehr als 30 Spurengasen. Abb. 8-2 zeigt einige der von ATMOS während der Spacelab 3-Mission gemessenen Spurengasprofile.

Einen der umfangreichsten Datensätze über die Zusammensetzung der mittleren Atmosphäre liefern die auf der seit 1991 in der Umlaufbahn befindlichen Plattform UARS (Upper Atmosphere Research Satellite) vereinigten Experimente. 4 der 10 an Bord befindlichen Instrumente dienen zur Bestimmung der atmosphärischen Zusammensetzung in Horizontsondierung. Eines der Instrumente, das kombinierte Korrelationsfilter/Bandpassradiometer für den infraroten Spektralbereich HALOE (Halogen Occultation Experiment) ist noch aktiv. HALOE liefert Profile von O_3 , HCl , HF , NO , NO_2 , CH_4 , H_2O und der Aerosolextinktion. Abb. 8-3 zeigt den aus HALOE-Beobachtungen

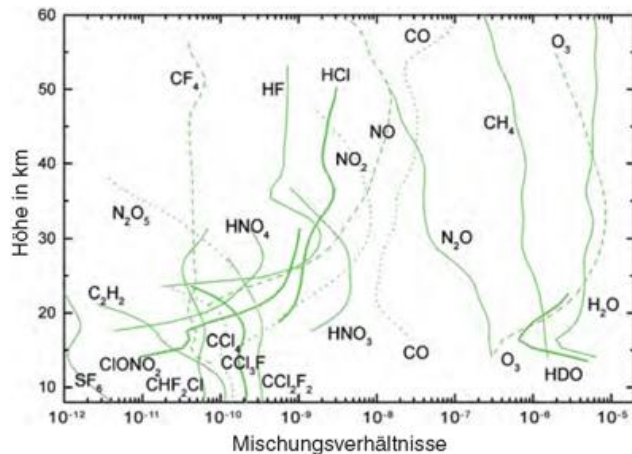


Abb. 8-2: Von ATMOS während der Spacelab 3-Mission (April 1985) gemessene Spurengasprofile. Die Mischungverhältnisse überdecken etwa 7 Dekaden (ATMOS-Daten von M. GUNSON, JPL).

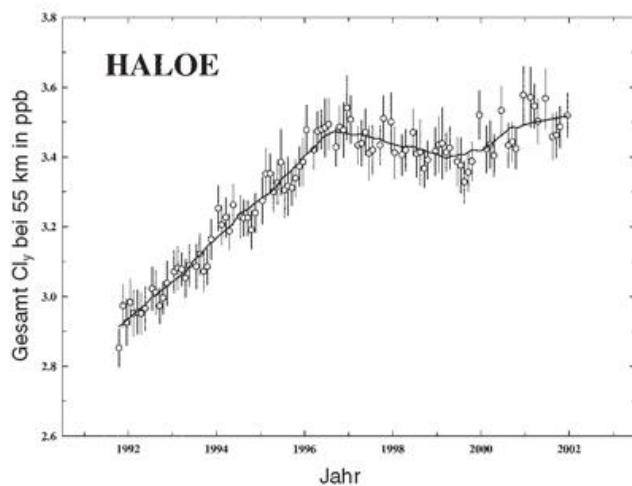


Abb. 8-3: Trend des Cl_y -Mischungsverhältnisses in 55 km Höhe, abgeleitet aus HALOE Daten (HALOE Daten: J. Anderson, Hampton University, Abbildung zusammengestellt von E. MAHIEU, Université du Liège).

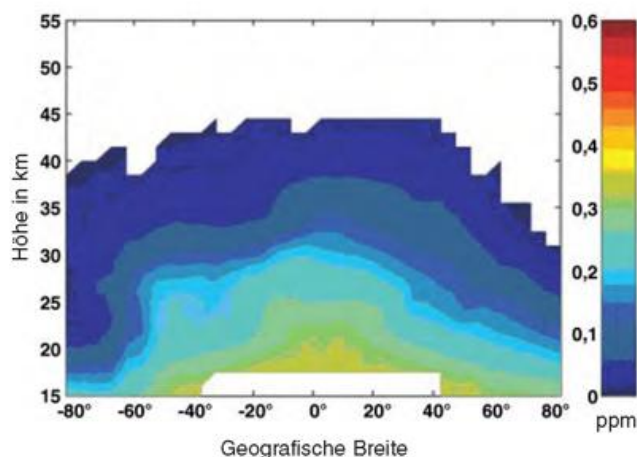


Abb. 8-4: N_2O nach Messungen von SMR auf ODIN, gemittelt aus den 15 Orbits eines Messtages (06.11.2001) (C. Jiménez, Chalmers University).

abgeleiteten Cl_y -Trend in einer Höhe von 55 km. Bis Mitte 1996 ist in Übereinstimmung mit den Emissions-szenarien eine stetige, etwa lineare Zunahme zu verzeichnen, während die Ursache für die nachfolgend beobachtete Sattelstruktur bislang ungeklärt ist.

Der schwedische Satellit ODIN ist ein Beispiel dafür, dass auch mit einer vergleichsweise kleinen und spezialisierten Plattform Messungen guter Qualität zu gewinnen sind. ODIN wurde im Februar 2001 gestartet und trägt das kanadische Spektrometer OSIRIS (Optical Spectrometer and Infrared Imaging System) sowie das Mikrowellenradiometer SMR (Sub-Millimeter Radiometer). Das Spektrometer von OSIRIS misst im Spektralbereich 280–800 nm, weitere Kanäle im nahen Infraroten dienen zur Beobachtung von Nachthimmelslinien. Produkte von OSIRIS sind Profile von O_3 , NO_2 , $OCIO$, BrO und der Aerosolextinktion. SMR besitzt 5 Empfänger, um Frequenzbereiche um 500 GHz sowie den Frequenzbereich bei 119 GHz zu beobachten. Das Rauschen der Vorverstärker, Mischer und Verstärker wird durch aktive Kühlung verringert. Mehrere Spektrometer stehen zur Verfügung, um in durchstimmbaren spektralen Fenstern von ~1 GHz Breite eine Auflösung von ~1 MHz zu erreichen. Aus den Frequenzbändern des normalen stratosphärischen Messmodus werden Profile von O_3 , N_2O , HNO_3 , ClO und H_2O abgeleitet. Abb. 8-4 zeigt die aus Messungen eines Tages gebildete zonal gemittelte N_2O Verteilung. Der mit der Brewer-Dobson Zirkulation verbundene Eintrag von N_2O in den Tropen ist sichtbar, wie auch stark abgesunkene Luftmassen im antarktischen Polarwirbel.

Am 1. März 2002 trug eine Ariane 5-Rakete den europäischen Umweltsatelliten ENVISAT (Environmental Satellite) ins All. Die über 2 Tonnen Gesamtnutzlast der auf ENVISAT vereinigten Instrumente verdeutlicht, dass es sich hierbei um eines der bisher ehrgeizigsten Unternehmen im Bereich der satellitengestützten Erderkundung handelt. 3 der 10 Instrumente untersuchen die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre: GOMOS (Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars) misst u. a. Profile von O_3 , NO_2 , NO_3 , H_2O und der Aerosolextinktion mittels Okkultationsbeobachtungen von Spektren heller Sterne. Mehrere Spektrometer und Photometer decken Wellenlängenbereiche zwischen 250 und 952 nm ab. SCIAMACHY (Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography) liefert Spektren im Bereich von 240 bis 2380 nm. Die Beobachtung kann sowohl in Horizontsondierung, in abwärts gerichteter Sondierung, und zudem in Okkultation gegen Sonne und Mond erfolgen. Derselbe Ort kann somit zunächst am Horizont und wenige Minuten später in Nadirgeometrie beobachtet werden. Zu den Produkten von SCIAMACHY zählen Gesamtsäulen und Profile von O_3 , NO , NO_2 , BrO , $OCIO$, ClO , H_2O , N_2O , CO , CO_2 und CH_4 sowie Informationen über Wolken und Aerosol.

Abb. 8-5 zeigt erhöhtes SO_2 in der Umgebung von Vulkanen in Zaire, abgeleitet aus Nadirmessungen von SCIAMACHY.

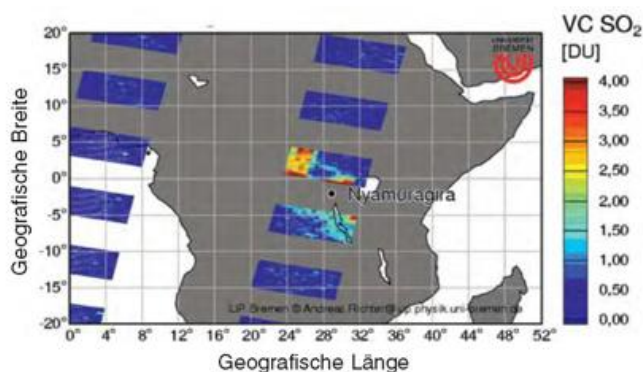


Abb. 8-5: SO_2 -Gesamtsäulen über Afrika, gemessen von SCIAMACHY auf ENVISAT. Der Nyamuragira ($1,4^\circ$ S, $29,2^\circ$ E) und der Nyiragongo ($1,5^\circ$ S, $29,3^\circ$ E) sind aktive Schildvulkane (A. RICHTER und J. P. BURROWS, IUP Bremen).

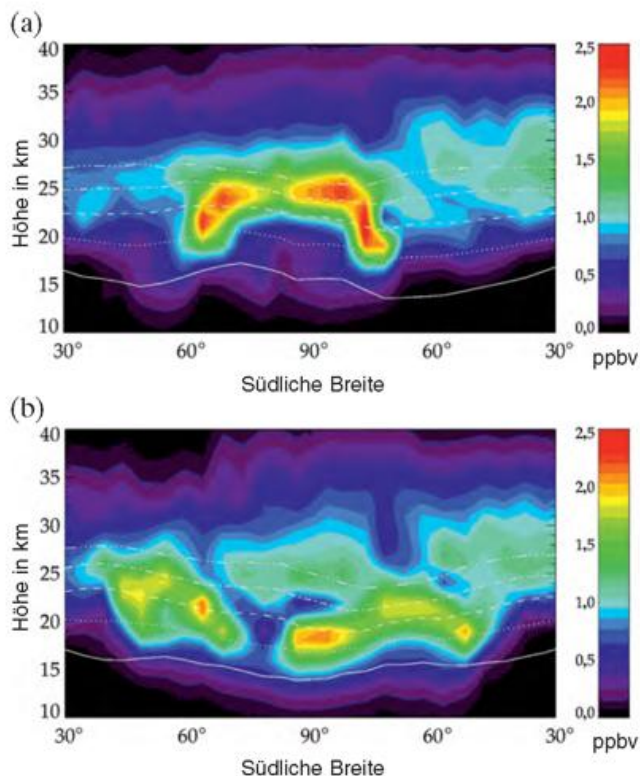


Abb. 8-6: Schnitte durch die Verteilung von ClONO_2 am 20.9.2002 (a) und am 24.9.2002 (b) entlang der Bahn von ENVISAT (links: Tagseite, rechts: Nachtseite). Während Abb. 8-6a noch die normale Struktur mit maximalen Mischungsverhältnissen am Wirbelrand zeigt, ist in 8-6b die erstmals beobachtete Aufspaltung des antarktischen Wirbels erkennbar. Die Auswertung erfolgte mit dem wissenschaftlichen Prozessor, der am IMK-ASF in Karlsruhe betrieben wird. Eingezeichnet sind Linien konstanter potentieller Temperatur (400, 475, 550, 625, 700 K) (M. HÖPFNER et al., IMK-ASF).

MIPAS (Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding), ein passiv gekühltes Fourierspektrometer mit einem Auflösungsvermögen von $\sim 0,035 \text{ cm}^{-1}$ für den thermischen Infrarotbereich von 685 bis 2410 cm^{-1} , basiert auf einem Vorschlag von H. Fischer et al. (FISCHER und OELHAF 1996). MIPAS misst die Eigenemission der Atmosphäre in Horizontgeometrie. Im normalen Messmodus werden 16 Tangentenhöhen beobachtet, um den Höhenbereich zwischen etwa 6 und 70 km abzudecken. Der Abstand benachbarter Tangentenhöhen beträgt in der mittleren Stratosphäre 3 km. Spezielle Messmoden erlauben den Einsatz tomographischer Auswertverfahren oder die Beobachtung der Atmosphäre bis in 200 km Höhe. Standardprodukte von MIPAS sind die Gase O_3 , H_2O , HNO_3 , CH_4 , N_2O und NO_2 . Die hochaufgelösten Spektren ermöglichen jedoch die Messung zahlreicher weiterer Verbindungen, z. B. HDO , FCKWs, HO_2NO_2 , ClONO_2 , N_2O_5 , NO und ClO . Breitbandige Strukturen in den Spektren von MIPAS enthalten Information über flüssige und feste Teilchen und erlauben beispielsweise Rückschlüsse auf die Zusammensetzung und mittleren Radien jener Teilchen, aus denen polare Stratosphärenwolken bestehen. Die Abbildungen 6a und b zeigen Schnitte durch die Verteilung von ClONO_2 im südlichen Polarwirbel vor und während der Aufspaltung des Polarwirbels Ende September 2002.

5 Ausblick: Zukünftige Satelliteninstrumente

Diese knappe Übersicht bleibt im Wesentlichen auf Instrumente beschränkt, die sich in der Planungsphase befinden und innerhalb der nächsten Jahre ins All gelangen sollen oder seit kurzer Zeit im Orbit sind.

Nachdem die Satelliten Terra und Aqua bereits im Dezember 1999 bzw. im Mai 2002 gestartet wurden, hat die NASA am 15. Juli 2004 als dritten großen Baustein ihres Erdbeobachtungsprogramms die Plattform Aura ins All gebracht. Alle Sensoren auf Aura dienen der Beobachtung der Atmosphäre: Aura trägt ein UV-Vis-Spektrometer, ein IR-Radiometer, ein FTIR-Spektrometer (TES: Tropospheric Emission Spectrometer), sowie ein Mikrowellenradiometer. TES beobachtet sowohl in Horizont- als auch in Nadirblickrichtung und verwendet ein Detektorarray, so dass die Abtastung der Signale aus verschiedenen Tangentenhöhen nicht wie bisher sequentiell, sondern gleichzeitig mithilfe 16 streifenförmiger Einzelelemente erfolgt.

Das zukunftsweisende Konzept, ein FTIR-Spektrometer mit einem Detektorarray zu kombinieren, ist kennzeichnendes Merkmal des unter der Führung der Forschungszentren Jülich und Karlsruhe projektierten Limb-Scanners GLORIA (Global Radiance Limb Imager Experiment for the Atmosphere). GLORIA soll mithilfe eines zweidimensionalen Detektorarrays (256×256 Elemente) täglich etwa eine halbe Million Messsequenzen hoher vertikaler und horizontaler Auf-

lösung (0,5 x 20 km) im Höhenbereich von 5 bis 65 km liefern und erstmals global bedeckende Beobachtungen kleinräumiger chemischer und dynamischer Strukturen ermöglichen.

Die ESA plant für 2005 in Zusammenarbeit mit der NASA den Start ihres ersten polar umlaufenden METOP (**M**eteorological **O**perational) -Satelliten. Die europäischen Experimente umfassen ein Instrument zur Messung von Wellenhöhen, ein GPS-Okkultationsinstrument, den GOME-Nachfolger GOME-2 und das FTIR-Spektrometer IASI (**I**nfrared **A**tmospheric **S**ounder **I**nterferometer). IASI ist ein Beitrag der französischen Weltraumbehörde CNES; es wird in Nadirgeometrie im Spektralbereich von 670–2760 cm⁻¹ (Auflösung ~0,5 cm⁻¹) Temperatur- und H₂O-Profile bestimmen. Zudem können aus den Spektren Profile von O₃ und Gesamtsäulen von CO, CH₄ und N₂O abgeleitet werden.

Die japanische Weltraumbehörde NASDA plant 2005 im Rahmen ihres Engagements auf der internationalen Raumstation das Mikrowellenradiometer SMILES (Superconducting Submillimeter-Wave Limb Emission Sounder) im japanischen Modul der ISS zu installieren. Durch Einsatz eines mechanisch gekühlten, bei 4 K betriebenen SIS-Mischers wird SMILES im 640 GHz-Frequenzbereich eine wesentlich bessere Empfindlichkeit als bisherige Experimente erreichen und wird Profile von Ozon (und dessen Isotopomeren), ClO, HCl, HOCl, BrO, HO₂, H₂O₂ und HNO₃ bestimmen.

Eines der ehrgeizigsten Satellitenprojekte der kommenden Jahre ist das CO₂-Observatorium OCO (**O**rbiting **C**arbon **O**bservatory) der NASA. Um den Einfluss der anthropogenen CO₂-Emissionen auf das Klima besser zu verstehen, ist es nötig, die Kenntnis über den Kohlenstoffkreislauf, also seiner maßgeblichen Quellen und Senken, zu verbessern. Da CO₂ eine sehr lange Lebensdauer besitzt, ist die in der Atmosphäre beobachtbare Variabilität sehr gering. OCO soll in Nadirbeobachtung den CO₂-Gesamtsäulengehalt mit hoher räumlicher Auflösung (1 x 1,5 km) bestimmen und auf regionaler Skala die extrem hohe Genauigkeit von 0,3 % erreichen. Drei Gitterspektrometer bilden das Herzstück des Instrumentes, um die CO₂-Banden bei 1,58 und 2,06 µm zusammen mit der A-Bande von O₂ bei 0,76 µm zu erfassen. Innerhalb von 16 Tagen wird eine nahezu globale Überdeckung erreicht. Der Start von OCO ist für Juli 2007 vorgesehen.

Literatur

- BITTNER, M., S. DECH, W. BALZER, 1998: Ozonkartierung per Satellit, *Spektrum der Wissenschaft* **9**, 54 - 62.
- FISCHER, H., F. HASE, 2003: Observations for Chemistry IR/FIR, in Encyclopedia of Atmospheric Sciences, *Elsevier Science*, Academic Press, London, UK, 1499-1508.
- FISCHER, H., H. OELHAF, 1996: Remote sensing of vertical profiles of atmospheric trace constituents with MIPAS limb-emission spectrometers. *Applied Optics* **35**, 2787-2796.
- FISCHER, H., 1992: Remote Sensing of Atmospheric Trace Constituents Using Fourier Transform Spectrometry. *Ber. Bunsenges. Phys. Chem.* **96**, 306-314.
- FISCHER, H., 1983: Fernerkundung der mittleren Atmosphäre von Satelliten aus. *Promet* **3/4** 23-30.
- HOUGHTON, J. T., F. W. TAYLOR, C. D. RODGERS, 1986: Remote Sounding of Atmospheres. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK, 343 S.
- STEPHENS, G. L. 1994: Remote Sensing of the Lower Atmosphere. *Oxford University Press*, New York, 523 S.
- SIGRIST, M. W. (Hrsg.), 1994: Air Monitoring by Spectroscopic Techniques. *Wiley-Interscience*, New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore, 531 S.

Links: (Detaillierte technische Beschreibung, aktuelle Informationen und Publikationslisten zu den vorgestellten Experimenten)

- TOMS: <http://jwocky.gsfc.nasa.gov/>
- GOME: <http://auc.dfd.dlr.de/GOME/main.html>
- ATMOS: <http://remus.jpl.nasa.gov/atmos>
- UARS: <http://umpgal.gsfc.nasa.gov/>
- ODIN: <http://www.ssc.se/ssd/ssat/odin.html>
- ENVISAT: <http://envisat.esa.int/>
- GOMOS : <http://auc.dfd.dlr.de/GOMOS/>
- MIPAS: <http://www-imk.fzk.de/imk2/imk2-d.html>
<http://wdc.dlr.de/sensors/index.html>
- SCIAMACHY: <http://wdc.dlr.de/sensors/sciamachy/index.html>
<http://www-iup.physik.uni-bremen.de/sciamachy/indexNoJs.html>
<http://envisat.esa.int/instruments/sciamachy>
- Aura : <http://aura.gsfc.nasa.gov/>
- MetOp: <http://www.esa.int/export/esaME/>
- SMILES: <http://smiles.tksn.nasda.go.jp/>
- OCO: <http://oco.jpl.nasa.gov/>

W. SINGER, R. LATTECK, P. HOFFMANN, J. BREMER

9 Bodengebundene Radarmethoden zur Untersuchung der mittleren Atmosphäre

Ground-based radar methods for middle atmosphere research

Zusammenfassung

Es wird ein Überblick über Radarverfahren zur Messung von Wind, Turbulenz und Temperatur im Höhenbereich der Mesosphäre und unteren Thermosphäre gegeben. Hierbei werden insbesondere Mittelwellen- und Meteorradarverfahren beschrieben. Eine kurze Darstellung der Messergebnisse im Jahres- und Tagesgang ist ebenfalls enthalten.

1 Einleitung

Radarbeobachtungen der mittleren Atmosphäre sind von der Streuung oder Reflexion der Radiowellen an Störungen des Brechungsindex abhängig. In Höhen oberhalb von 50 km ist der Brechungsindex durch den ionisierten Teil der Luft (freie Elektronen) bestimmt, wobei die Ionisation im Wesentlichen durch solare Wellen- und Teilchenstrahlung erfolgt. Turbulenz im Neutralgas und im Plasma ist eine Möglichkeit zur Erzeugung von Störungen im Brechungsindex. Eine weitere Möglichkeit ist die Ausbildung von Schichten mit einer gegenüber der vertikalen Ausdehnung sehr großen horizontalen Ausdehnung, die Fresnel-Reflexion bewirken. Radiowellen auf Frequenzen zwischen etwa 2 und 3 MHz werden ganzjährig in Höhen zwischen etwa 50 km und 95 km partiell an Störungen des Brechungsindex reflektiert. Die mit dem Wind mitgeführten Strukturen bewirken eine Dopplerverschiebung des Radarsignals, die seit langem zur Bestimmung des Neutralgaswindes vom Boden aus genutzt wird.

Radiowellen im unteren VHF-Bereich (30–50 MHz) werden weiterhin an Meteorspuren reflektiert. Die Mehrzahl der in die Erdatmosphäre einfallenden Meteoroiden verglüht in Höhen zwischen etwa 75 km und 120 km und erzeugt dabei eine etwa 15 km lange Ionisationsspur, den so genannten Meteor. Radarbeobachtungen der vom Wind mitgeführten Ionisationsspur ermöglichen die Bestimmung des Neutralgaswindes aus der gemessenen Dopplerverschiebung und seit kurzem auch die Bestimmung der Neutralgastemperatur aus der Abklingzeit des Meteorechos.

Im Folgenden werden Ergebnisse der Windmessungen und der Temperaturbestimmung im Mesopausenbereich sowie neue Entwicklungen der Radartechnik im Frequenzbereich 2–3 MHz zur Ableitung von Turbulenzparametern und der Elektronendichte vorgestellt.

2 Meteor-Radarbeobachtungen der Mesopausenregion

Meteor-Beobachtungen zur Bestimmung des Windfeldes der Mesosphäre/unteren Thermosphäre zwischen 82 km und 98 km und der Temperatur in 90 km wurden am IAP mit einem SKiYMET Radar (HOCKING et al. 2001) in Juliusruh auf Rügen (54,6° N, 13,4° E) im November 1999 begonnen und werden seit September 2001 in Andenes, Norwegen (69,3° N, 16,0° E) weitergeführt.

2.1 Das Meteor-Radar

Die vom Meteor-Radar auf der Frequenz 32,55 MHz (9,2 m Wellenlänge λ) abgestrahlten impulsförmigen Radarsignale mit 2144 Hz Pulswiederholrate, 12 kW Spitzenleistung und 2000 m Pulslänge werden an der Meteorspur reflektiert und vom Radar empfangen, wenn der Radarstrahl senkrecht auf die Meteorspur trifft (Abb. 9-1).

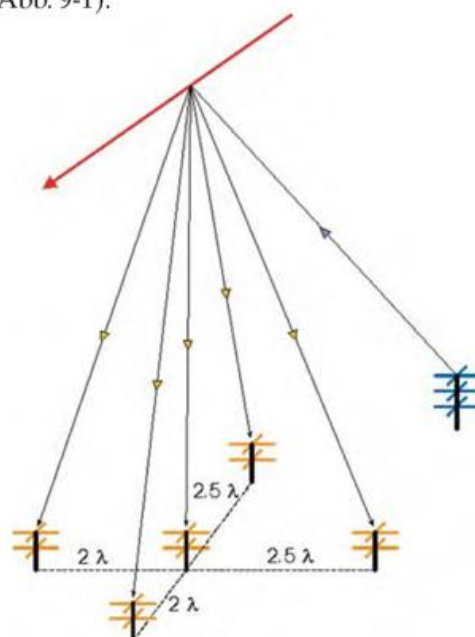


Abb. 9-1: Messprinzip der interferometrischen Meteorortung.

Sendeantenne und 5-Kanal-Empfangsinterferometer haben ein nahezu richtungsunabhängiges Strahlungsdiagramm für Erhebungswinkel größer 30° und ermöglichen mit den gewählten Abständen von 2λ und $2,5\lambda$ zwischen den Empfangsantennen eine eindeutige Positionsbestimmung von Meteoren aus allen Himmelsrichtungen (all-sky Meteor-Radar) mit einer Winkelauflösung von 2° . Die Entfernung des Meteors wird aus der Laufzeit des Echos, seine Position aus den mit dem Interferometer bestimmten Signalphasen ermittelt. Das SKiYMET Radar erfasst in Abhängigkeit von der Jahreszeit etwa 3000 bis 9000 eindeutige Meteore pro Tag bei einer Mehrdeutigkeitsrate von 4–10 % aus einem Höhenbereich von etwa 78 km bis 110 km. Das Maximum der Meteorschicht wird in einer Höhe um 90 km mit Halbwertsdicken von etwa 18 km im Winter und 12 km im Sommer beobachtet (Abb. 9-2).

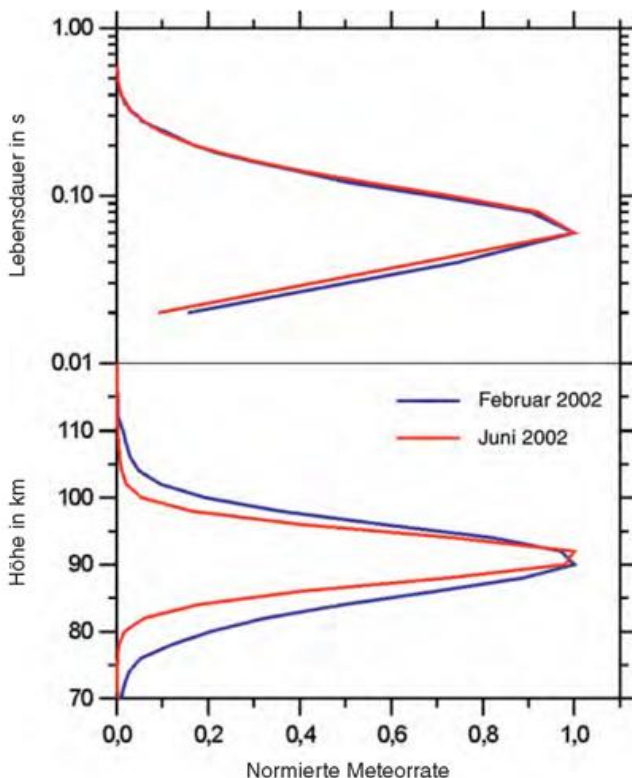


Abb. 9-2: Typische Verteilungen des Auftretens von Meteoren in Abhängigkeit von Lebensdauer (Abklingzeit) und Höhe. Die Verteilungen sind normiert auf die monatlichen Raten (Februar – 78490 Meteore, Juni – 228620 Meteore).

2.2 Temperaturbestimmung aus der Abklingzeit von Meteorechos

Mittlere tägliche Temperaturen können aus der Höhenabhängigkeit der Abklingzeit der Meteorechos (umgekehrt proportional zum Logarithmus des ambipolaren Diffusionskoeffizienten) in Verbindung mit einem empirischen Modell des mittleren Temperaturgradienten für die Höhe des Maximums der Meteorschicht bestimmt werden. Die so bestimmte Temperatur stellt einen Mittelwert über die Meteorschicht dar. Für die

zuverlässige Bestimmung mittlerer täglicher Temperaturen sind einige tausend Meteore erforderlich.

Ein empirisches Modell des mittleren Temperaturgradienten um 90 km wurde für mittlere Breiten unter Nutzung der am IAP mit einem Kalium-Lidar durchgeführten Temperaturmessungen und der in Wuppertal aus nächtlichen OH*-Emissionen bestimmten Temperaturen abgeleitet (SINGER et al. 2004). Hiervon ausgehend wurde ein Modell für arktische Breiten entwickelt (HOCKING et al. 2004). Die täglichen Temperaturen nach Meteorbeobachtungen in Andenes (69° N) befinden sich in guter Übereinstimmung mit mittleren klimatologischen Temperaturen nach in situ Raketenmessungen und Lidar-Beobachtungen am selben Ort (Abb. 9-3).

2.3 Jahreszeitliche Variation der Temperatur der Mesopausenregion

Die jahreszeitliche Variation der Temperatur um 90 km ist durch einen ausgeprägten Jahresgang in mittleren und insbesondere in arktischen Breiten gekennzeichnet mit hohen Temperaturen (210–230 K) im Winter und beträchtlich kleineren Temperaturen (120–150 K) im Sommer (Abb. 9-4). Die Sommertemperaturen in

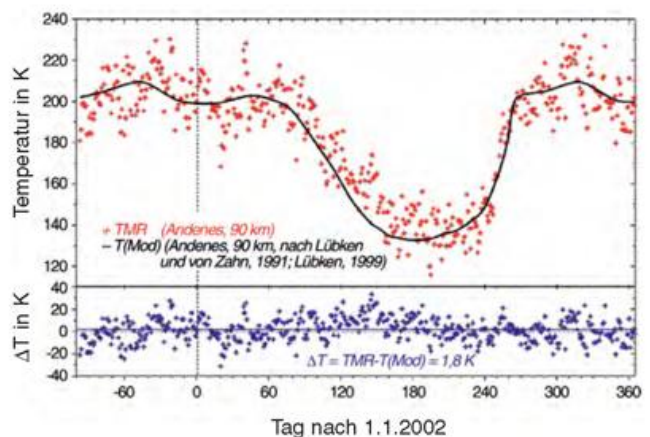


Abb. 9-3: Temperaturen in 90 km nach Meteorbeobachtungen und Messungen mittels Höhenforschungsraketen und Lidar in Andenes (69° N).

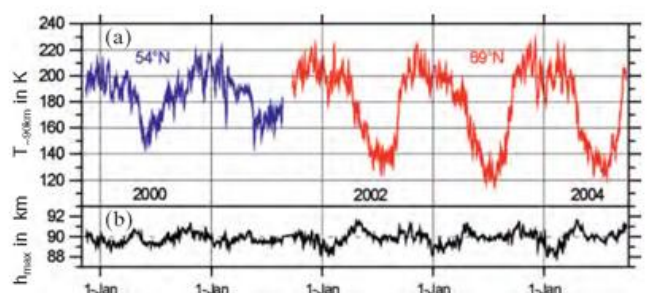


Abb. 9-4: Mittlere tägliche Neutralgas-Temperaturen in 90 km (a) und Höhe des Maximums der Meteorschicht (b) im Zeitraum November 1999 – September 2004 nach Beobachtungen in Juliusruh (11/1999 – 08/2001) und Andenes (ab 09/2001).

arktischen Breiten sind etwa 30 K niedriger und erreichen Werte von 115 K, während die Wintertemperaturen etwa 10 K höher sind als in mittleren Breiten (SINGER et al. 2003). Die Temperaturen im Sommer 2002 sind 10–15 K höher als in den Folgejahren. Die im Winter oft beobachteten kurzzeitigen Temperaturabsenkungen von 20–30 K stehen in Verbindung mit stratosphärischen Erwärmungen. Die jahreszeitliche Variation der Höhe des Maximums der Meteorschicht beträgt etwa 2–3 km, die größten Werte von etwa 91 km werden zu den Äquinoktien erreicht (Abb. 9-4).

2.4 Tageszeitliche Variationen der Temperatur der Mesopausenregion

Die tageszeitliche Variation der Temperatur wird aus den Daten eines aus 4 bis 10 Einzeltagen gebildeten mittleren Tages ermittelt, damit Stundenintervalle mit einer hinreichend großen Meteoranzahl verfügbar sind. Die durch die Gezeiten bedingte tageszeitliche Variation des mittleren Temperaturgradienten wird durch Berücksichtigung der vertikalen Wellenlängen der simultan gemessenen 24-h/12-h-Windgezeiten korrigiert. Beispielhaft zeigt Abb. 9-5 die jahreszeitliche Variation der Amplitude der ganz- und halbtägigen Gezeiten des Meridionalwindes. Die so bestimmten

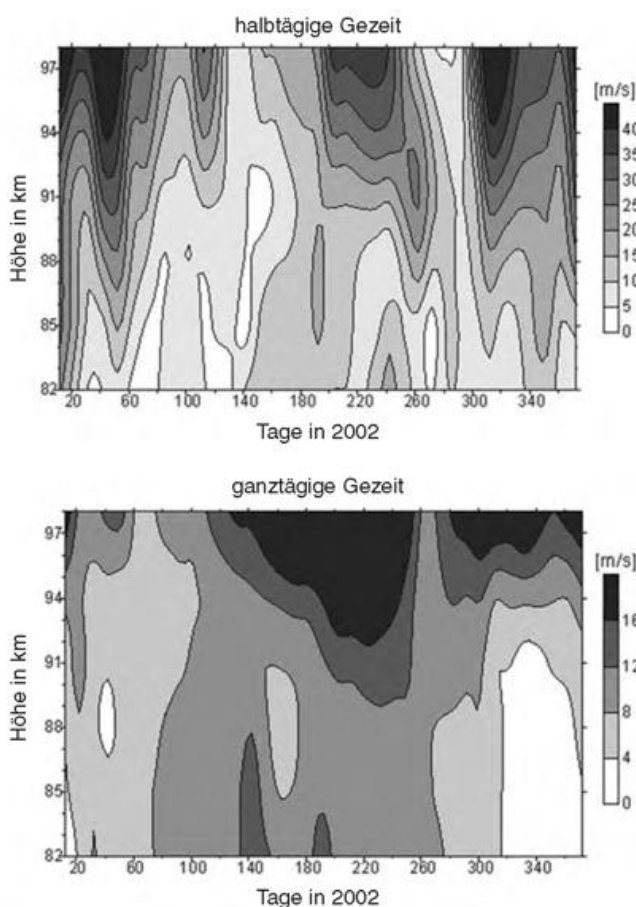


Abb. 9-5: Ganz- und halbtägige Gezeit des Meridionalwindes (10d-Auflösung) nach Meteor-Beobachtungen in Andenes.

Temperaturgezeiten hängen nur schwach vom Modell des Temperaturgradienten ab.

Die mittleren monatlichen Temperaturen in Andenes für die Jahre 2001 bis 2004 zeigen nur eine geringe Variabilität von Jahr zu Jahr (Abb. 9-6). Die um etwa 10 K höheren Sommertemperaturen im Jahre 2002 (auch in den täglichen Temperaturen in Abb. 9-4 sichtbar) stehen im Zusammenhang mit einer erhöhten Aktivität planetarer Wellen in der Südhemisphäre und der damit verbundenen Änderung der Meridionalzirkulation in der oberen Atmosphäre (BECKER et al. 2004). Die Amplituden der halbtägigen Gezeit variieren zwischen 1–6 K im Jahresgang, die ganz tägige Gezeit zeigt eine jahreszeitliche Variation mit Amplituden zwischen 7 und 14 K im Winter und etwa 2 und 8 K im Sommer. Die Phasen der ganz- und halbtägigen Gezeit sind nur wenig variabel im Zeitraum Oktober bis April. Die stärkste Variabilität wird im Sommer mit bis zu 8 h beobachtet.

Ein Vergleich mittlerer monatlicher Gezeiten der Temperatur und des Windes mit Ergebnissen des Global Scale Wave Models (HAGAN 2002) zeigt gute Über-

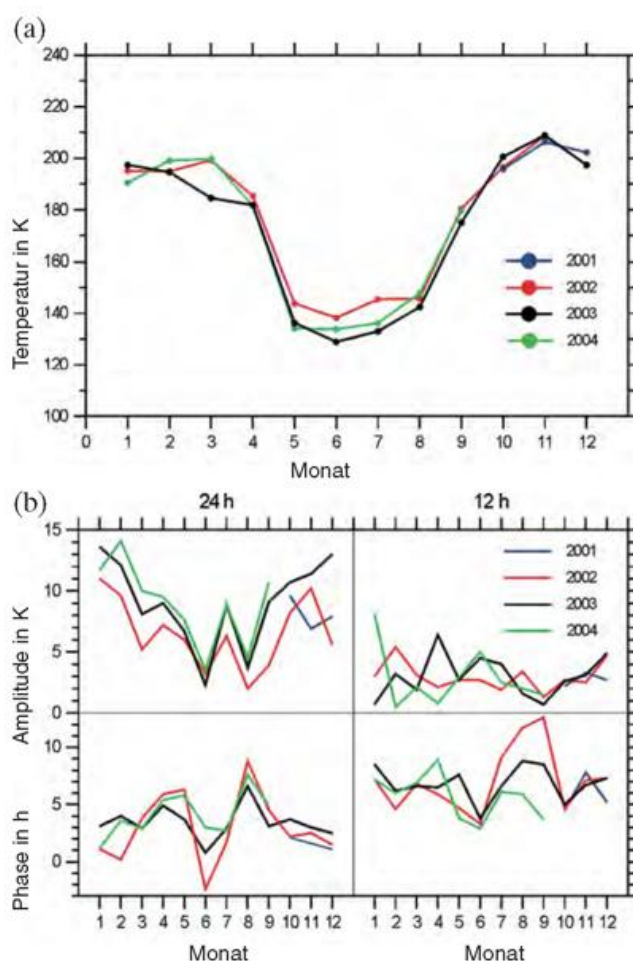


Abb. 9-6: Jahreszeitliche Variation der mittleren monatlichen Temperatur (a) sowie der Amplitude und Phase der ganz täglichen (24 h) und halbtägigen (12 h) Temperaturgezeit (b) in 90 km in Andenes in den Jahren 2001 bis 2004.

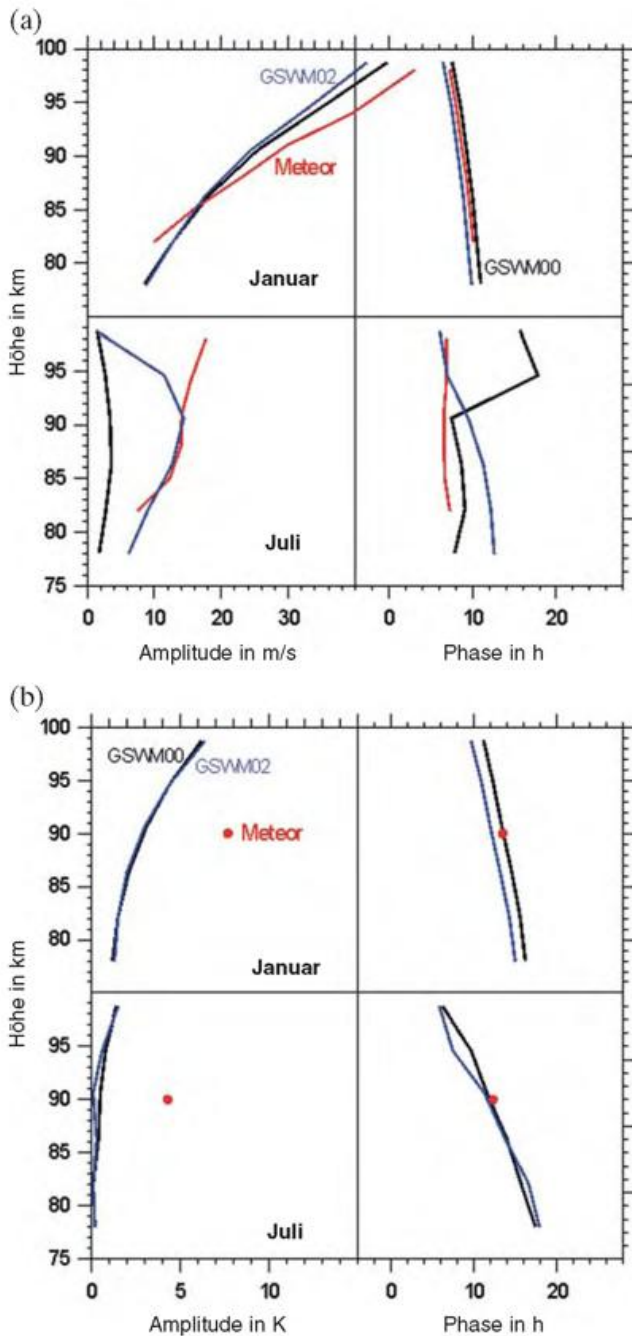


Abb. 9-7: Mittlere monatliche Werte der halbtägigen (a) Wind- und (b) Temperaturzeit nach Meteorbeobachtungen in mittleren Breiten und Ergebnisse des Global Scale Wave Models GSWM-00 und GSWM-02.

einstimmung für die Gezeitenphasen und Windamplituden (Abb. 9-7) bei Sommer- und Winterbedingungen, während die Amplituden der Temperaturzeit des Modells deutlich geringer sind.

3 Mesosphärenbeobachtungen mit Radaranlagen im Mittelwellenbereich (MF)

Radarbeobachtungen auf Frequenzen zwischen 2 und 3 MHz ermöglichen die ganzjährige, kontinuierliche Beobachtung der Mesosphäre in Höhen von etwa 50

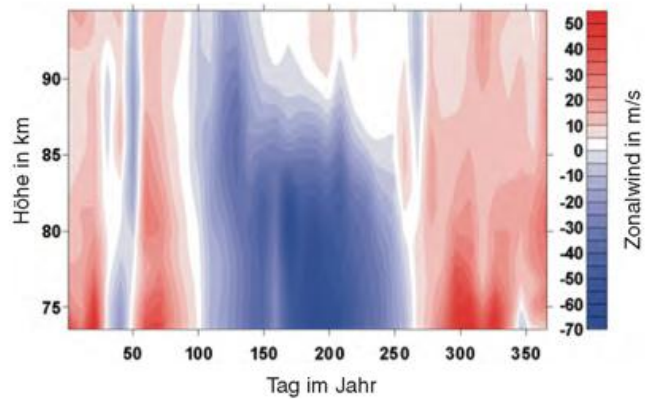


Abb. 9-8: Mittlerer Zonalwind nach MF-Radarbeobachtungen in Juliusruh im Jahr 2001.

km bis 95 km. Die vom IAP in Juliusruh und auf der Insel Andøya, Norwegen in Andenes und Saura betriebenen MF-Radars können zum Studium der Dynamik der Mesosphäre in einem weiten Skalenbereich, der Turbulenz, interne Schwerewellen, Gezeiten und planetare Wellen umfasst, eingesetzt werden.

3.1 Mesosphärische Windmessungen

Das Juliusruh MF-Radar (3,18 MHz) und das Andenes MF-Radar (1,98 MHz) mit einer Spitzenleistung von 40 kW bzw. 60 kW wenden die *spaced antenna Methode* zur Windbestimmung an. Eine Sendeantenne mit einem breiten, vertikal ausgerichteten Antennenstrahl sendet Impulse von 4 km Länge aus, die ionosphärischen Echos werden von 3 bzw. 4 horizontalen Kreuzdipolen empfangen, die in einem gleichseitigen Dreieck bzw. „Y“ angeordnet sind (analog zur Anordnung der schwarz gekennzeichneten Kreuzdipole in Abb. 9-10). Beide Radar-Anlagen liefern horizontale Winde und Gezeiten in Höhen zwischen 60 km und 92 km unter Anwendung der vollen Korrelationsmethode (BRIGGS 1980), in Juliusruh seit 1990 und in Andenes seit 1998.

Die jahreszeitliche Variation des mittleren Zonalwindes ist in Juliusruh im Jahre 2001 durch einen starken westwärts gerichteten Sommerjet mit maximalen Geschwindigkeiten von etwa 55 m/s in 75 km gekennzeichnet (Abb. 9-8). Im Winter und während der Äquinoktien sind die ostwärts gerichteten Winde sehr variabel und zeigen oft eine Umkehr auf sommerlich westwärts gerichtete Winde, die in Verbindung mit stratosphärischen Erwärmungen stehen (HOFFMANN et al. 2002). In Abb. 9-9 sind für den Winter 2000/2001 die Auswirkungen stratosphärischer Erwärmungen auf das mesosphärische Windfeld in arktischen und mittleren Breiten und die Temperatur in 90 km Höhe dargestellt. Die Umkehr des winterlichen Westwindes auf sommerlichen Ostwind ist nach Beobachtungen des Meteorradars in mittleren Breiten mit einer Abkühlung der Mesosphäre um bis zu 50 K verbunden.

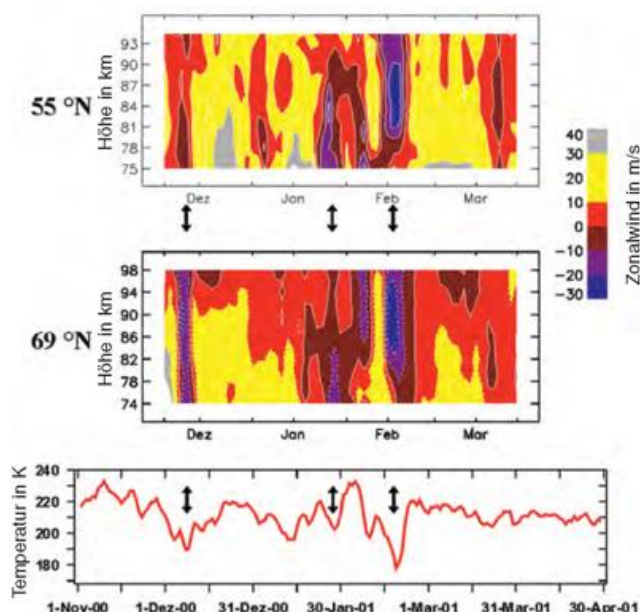


Abb. 9-9: Mesosphärischer Zonalwind in 55° N und 69° N sowie Mesopausentemperatur in 55° N während stratosphärischer Erwärmungen (markiert durch Doppelpfeile) im Winter 2000/2001.

3.2 Das Saura Doppler-Radar

Ein neues MF-Doppler-Radar mit einem schmalen Radarstrahl wurde im Juli 2002 in Betrieb genommen und hat die Möglichkeiten zur bodengebundenen Beobachtung von kleinskaligen Strukturen und Turbulenz wesentlich erweitert. Das System arbeitet auf 3,17 MHz mit einer Spitzenleistung von 116 kW und einer besten Höhenauflösung von 1 km. Das wesentliche Merkmal des neuen Radars ist die als „Mills-Cross“ aufgebaute Sende- und Empfangsantenne, die aus 29 Kreuzdipolen (Abb. 9-10 und 9-11) besteht und einen Radarstrahl mit einem minimalen Öffnungswinkel von 6,6° realisiert. Jeder Halbwellen-Dipol wird von einem 2-kW-Transceiver gespeist und kann in Phase und Amplitude beim Senden und Empfangen gesteuert werden. Dieser Aufbau gewährleistet eine hohe Flexibilität bei der Strahlformung und Strahlausrichtung und ermöglicht weiterhin die Abstrahlung von Radiowellen mit rechts- und linkszirkularer Polarisation zur Be-

stimmung der Elektronendichte in der unteren Ionosphäre. Im Dopplermode können geneigte Radarstrahlen für Zenitwinkel von 7,3° und 17,2° bevorzugt nach NE, SE, SW und NW gerichtet werden. Alle Antennen des Kreuzes werden stets zum Senden sowie im Dopplermode auch zum Empfangen eingesetzt. Die schwarzen Kreuzdipole (Abb. 9-10) dienen im *spaced antenna Mode* und die blauen Kreuzdipole im Meteormode als Empfangsantennen.

3.3 Messung von Turbulenz und Elektronendichte

Turbulenz spielt eine wesentliche Rolle in der Energie- und Impulsbilanz der oberen Atmosphäre, da sie sowohl zur Erwärmung als auch zur diffusiven Abkühlung der Atmosphäre beitragen kann. Radarbeobachtungen der spektralen Breite ermöglichen die Bestimmung turbulenter Energiedissipationsraten, die mit in situ Raketenmessungen an der benachbarten Andøya Rocket Range verglichen werden können. Turbulente Energiedissipationsraten nach Messungen des Saura MF-Radars liegen mit Werten von etwa 5 mW/kg in 60 km Höhe und 20 mW/kg in 80 km im Bereich der zu erwartenden Übereinstimmung mit mittleren Daten aus Raketenmessungen in Andenes (LÜBKEN 1997), wie im Abb. 9-12 für den Herbst 2003 gezeigt. Die spektrale Verbreiterung der beobachteten Spektren durch Hintergrundwind und Windscherungen wurde unter Berücksichtigung des Strahlungsdiagramms der Antenne und des gemessenen Windes korrigiert.

Höhenprofile der Elektronendichte können durch die Aussendung von Radarsignalen mit unterschiedlicher zirkularer Polarisation bestimmt werden. Durch die alternierende Abstrahlung von Impulsen mit der Polarisation der ordentlichen (O-Mode) und außerordentlichen (E-Mode) magneto-ionischen Komponente wird die differentielle Absorption (DAE-Experiment) und differentielle Phasenänderung (DPE-Experiment), die Radarsignale beim Durchgang durch die untere Ionosphäre erfahren, zuverlässig ermittelt. Die mit dem DAE- und DPE-Experiment in Höhen zwischen etwa 60 und 85 km abgeleiteten Elektronenkonzentrationen befinden sich in guter Übereinstimmung (Abb. 9-13).

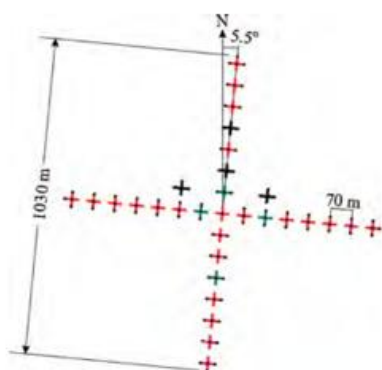


Abb. 9-10: Sende- und Empfangsantenne des Saura MF-Radars.



Abb. 9-11: Blick entlang der NS-Achse der Mills-Cross-Antenne des Saura MF-Radars.

4 Ausblick

Die Fortschritte in der digitalen Signalverarbeitung führten zu einer Renaissance der Atmosphärenbeobachtung mittels Meteorradar. In den letzten fünf Jahren wurden mehr als 20 Systeme weltweit in Betrieb genommen. Die Systeme sind zum größten Teil mit identischer Hardware aufgebaut und stellen weitest-

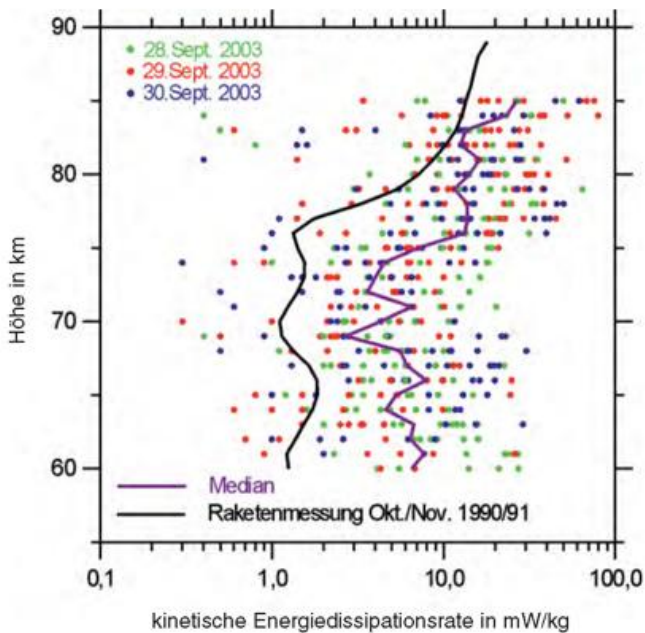


Abb. 9-12: Stundenmittelwerte und Medianwert der turbulenten kinetischen Energiedissipationsrate nach Beobachtungen des Saura-MF-Radars im September 2003 im Vergleich mit in-situ Raketenmessungen in Andenes.

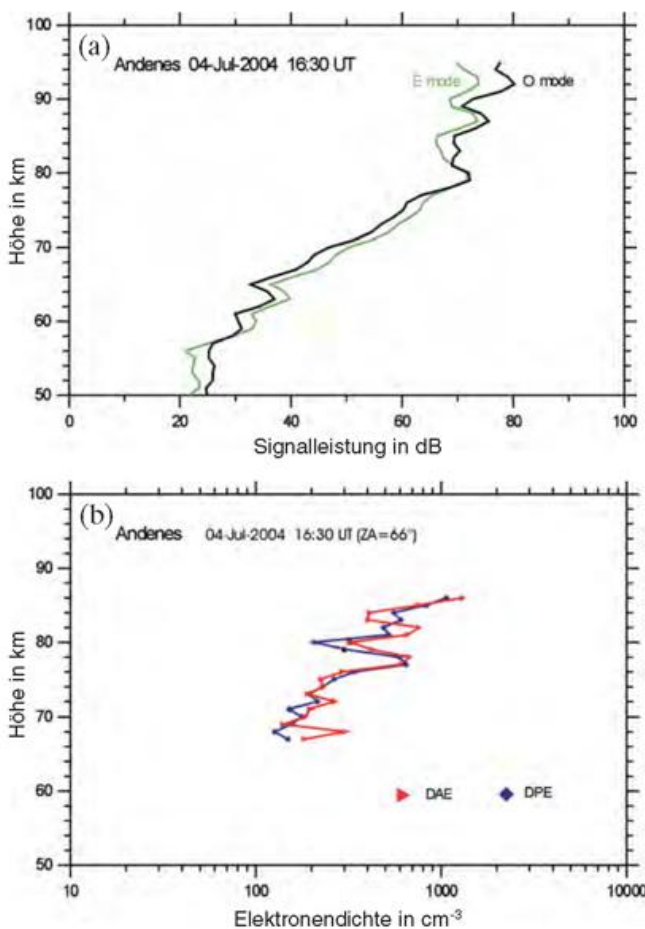


Abb. 9-13: (a) Echoleistung der ordentlichen (O-Mode) und außerordentlichen (E-Mode) Komponente sowie (b) Elektronendichten abgeleitet aus differentiellen Absorptions (DAE-) und Phasen (DPE-)Messungen.

gehend homogene Winddaten für eine verbesserte globale Untersuchung der mesosphärischen Zirkulation und von Wellenprozessen bereit. Turbulenzmessungen mittels Radar in der Mesosphäre befinden sich noch im Forschungsstadium. Mit der Entwicklung eines Doppler-Radars auf 3 MHz wurde die Voraussetzung für kontinuierliche Turbulenzmessungen in der polaren Mesosphäre geschaffen. Der Standort nahe der Andøya Rocket Range in Andenes, Norwegen ermöglicht den direkten Vergleich mit in situ Raketenbeobachtungen. Ein vergleichbares Radarexperiment wurde gemeinsam von Australien und Japan 2003 am Äquator aufgebaut und ermöglicht koordinierte Experimente in arktischen und tropischen Breiten sowie die Validierung der Ergebnisse von globalen Zirkulationsmodellen der oberen Atmosphäre.

Literatur

- BECKER, E., A. MÜLLEMAN, F.-J. LÜBKEN, H. KÖRNICH, P. HOFFMANN, M. RAPP, 2004: High Rossby-wave activity in austral winter 2002: Modulation of the general circulation of the MLT during the MaCWAVE/MIDAS northern summer program. *Geophys. Res. Lett.* **31**, doi:10.1029/2004 GL019615.
- BRIGGS, B. H., 1980: Radar observations of atmospheric winds and turbulence: a comparison of techniques. *J. Atmos. Terr. Phys.* **42**, 823-833.
- HAGAN, M. E., 2002: <http://www.hao.ucar.edu/public/research/tiso/gswm/gswm.html>, Global Scale Wave Model.
- HOCKING, W. K., B. FULLER, B. VANDEPEER, 2004: Real-time determination of meteor-related parameters utilizing modern digital technology. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* **63**, 155-169.
- HOCKING, W. K., W. SINGER, J. BREMER, N. J. MITCHELL, P. BATISTA, B. CLEMESHA, M. DONNER, 2004: Meteor radar temperatures at multiple sites derived with SkyMET radars and compared to OH, rocket and lidar measurements. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* **66**, 585-593.
- HOFFMANN, P., W. SINGER, D. KEUER, 2002: Variability of the mesospheric wind field at middle and arctic latitudes in winter and its relation to stratospheric circulation disturbances. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* **64**, 1229-1240.
- LÜBKEN, F.-J., 1997: Seasonal variation of turbulent energy dissipation rates at high latitudes as determined by in situ measurements of neutral density fluctuations. *J. Geophys. Res.* **102**, 13,441-13,456.
- SINGER, W., J. BREMER, W. K. HOCKING, J. WEISS, R. LATTECK, M. ZECHA, 2003: Temperature and wind tides around the summer mesopause at middle and arctic latitudes. *Adv. Space Res.* **31**, No. 9, 2055-2060.
- SINGER, W., J. BREMER, J. WEISS, W. K. HOCKING, J. HÖFFNER, M. DONNER, P. ESPY, 2004: Meteor radar observations at middle and arctic latitudes, Part 1: Mean temperatures. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* **66**, 607-616.

J. WICKERT, T. SCHMIDT

10 Fernerkundung der mittleren Atmosphäre mit GPS-Radiookkultation

Remote sensing of the middle atmosphere using the GPS radio occultation technique

Zusammenfassung

Aus der atmosphärisch verursachten Beeinflussung des Messsignals von GPS-Empfängern auf niedrigfliegenden Satelliten können Vertikalprofile atmosphärischer Parameter wie Refraktivität und Temperatur von der Erdoberfläche bis hin zur Stratosphäre abgeleitet werden. Es wird ein Überblick über erreichbare Messgenauigkeiten und Ergebnisse gegeben.

1 Einleitung

Seit Mitte der neunziger Jahre hat sich das U.S.-amerikanische Satelliten-Navigations-System GPS (Global Positioning System) als Standardverfahren für präzise Navigation im globalen Maßstab etabliert. Parallel dazu entwickelten sich satelliten- und bodengestützte GPS-Verfahren zur Fernerkundung der Atmosphäre. Eine detaillierte Einführung in die Grundlagen dieser Methoden und einen Überblick über aktuelle Ergebnisse geben WICKERT und GENDT (2005).

Mit GPS-Satellitentechniken (Radiookkultationsmessungen an Bord niedrigfliegender Satelliten, Bahnhöhe <1000 km) ist eine präzise Vertikalsondierung der Erdatmosphäre im globalen Maßstab möglich. Aus der atmosphärisch verursachten Beeinflussung des GPS-Messsignals (L-Band) während etwa einminütiger Okkultationen („Satellitenuntergänge“) werden dabei

Vertikalprofile atmosphärischer Parameter (Refraktivität, Temperatur, Wasserdampf, siehe z. B. Abb. 10-1) abgeleitet. Details dazu geben z. B. KURSINSKI et al. (1997) oder WICKERT (2002).

GPS-Radiookkultation (Limb-Sondierung) wurde und wird an Bord verschiedener Satelliten eingesetzt. Erste Ergebnisse lieferte der U.S.-amerikanische MICRO-LAB-1 Satellit (GPS/METeorology Experiment, ROCKEN et al. 1997), der im April 1995 gestartet wurde. Auf GPS/MET folgten der deutsche Forschungssatellit CHAMP (**CH**allenging **Mini**satellite **P**ayload, z. B. REIGBER et al. 2005, Start Juli 2000) und der U.S.-argentinische Satellit SAC-C (Satellite de Aplicaciones Cientificas-C, Start November 2000). Hierbei ist der einzigartige und sich ständig vergrößernde Langzeitdatensatz von CHAMP hervorzuheben. Er umfasst nahezu kontinuierlich täglich 150–200 global verteilte GPS-Okkultationsmessungen seit Mai 2001. Hier werden Beispiele für die Fernerkundung der mittleren Atmosphäre mit CHAMP gegeben.

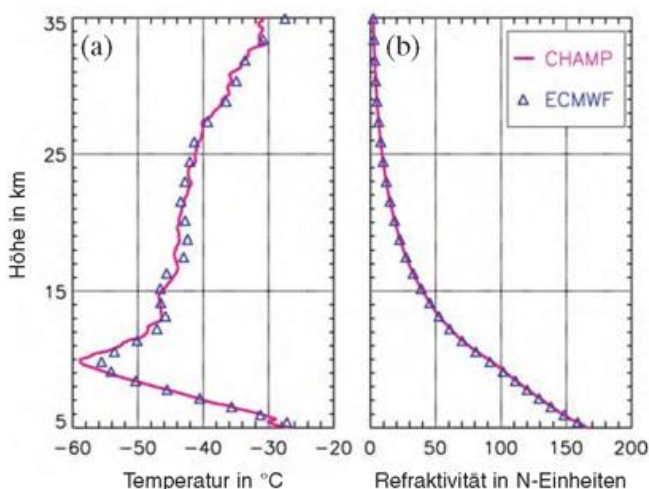


Abb. 10-1: Vertikalprofil der (a) Temperatur und (b) Refraktivität, abgeleitet aus einer GPS-Okkultationsmessung von CHAMP am 6. Dezember 2004, 01:40 UTC im Bereich der Ross-See (Antarktis; 67,40° S, 177,91° W), im Vergleich mit ECMWF-Analysen für Höhen > 5 km. Die Abweichungen können durch fehlerhafte Analysen oder auch Messfehler verursacht werden.

2 Ergebnisse

Mit CHAMP wird der vertikale Bereich der Erdatmosphäre zwischen der Erdoberfläche und der Bahnhöhe (abnehmend, derzeit etwa 380 km) sondiert. Bis in Höhen von durchschnittlich 120 km erfolgen die Messungen der Phasenlage und der Amplituden der GPS-Signale während der Okkultationen mit hoher Frequenz (50 Hz), bis zur Bahnhöhe mit 1 Hz. Aus den 50 Hz-Daten werden operationell Vertikalprofile der Refraktivität und Temperatur abgeleitet. Für die Troposphäre werden zusätzlich Wasserdampfprofile bereitgestellt (WICKERT et al. 2004a). Aus den 1 Hz-Daten werden Vertikalprofile der Elektronendichte (60 km bis Bahnhöhe) berechnet (JAKOWSKI et al. 2002; siehe Kapitel 7). Für die Neutralgasmessungen muss der Einfluss der Ionosphäre auf die Signalausbreitung korrigiert werden. Dazu wird eine Linearkombination der Signale auf zwei verschiedenen Frequenzen

(L1=1575,42 MHz; L2=1227,60 MHz) benutzt. Der Einfluss des Neutralgases nimmt mit zunehmender Höhe und damit abnehmender Atmosphärendichte ab. Bei etwa 40–50 km Höhe sind Neutralgas- und Ionosphäreinfluss vergleichbar. Darüber dominiert die Ionosphäre, was sich auf die Genauigkeit der abgeleiteten Neutralgasparameter negativ auswirkt.

Eine Vorstellung vom Genauigkeitspotenzial der Okkultationsmessungen vermitteln Abb. 10-2 und 10-3. Dargestellt sind mittlere zonale Abweichungen und Standardabweichungen von etwa 170000 CHAMP-Messungen (Refraktivitätsprofile zwischen Mai 2001 und November 2004) zu korrespondierenden meteorologischen Analysen des ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) im Höhenbereich zwischen 10 und 30 km. Die Refraktivitätsprofile können bis in Höhen von etwa 35–40 km ohne Hintergrundinformationen, wie z. B. Anfangsnäherung aus meteorologischen Analysen, abgeleitet werden. Es zeigt sich generell eine exzellente Übereinstimmung zwischen CHAMP-Messungen und den Analysen. Mittlere Abweichungen zwischen –0,8 und 0,6 % werden beobachtet. Die mittleren Standardabweichungen

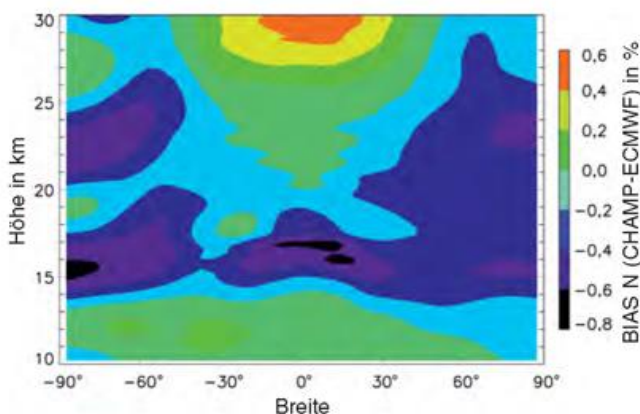


Abb. 10-2: Vergleich von vertikalen CHAMP-Refraktivitätsprofilen mit korrespondierenden ECMWF-Analysen in der oberen Troposphäre/Stratosphäre. Dargestellt ist die mittlere zonale Abweichung (CHAMP-ECMWF) zwischen dem 14. Mai 2001 und 3. November 2004 (etwa 170000 global verteilte Profile).

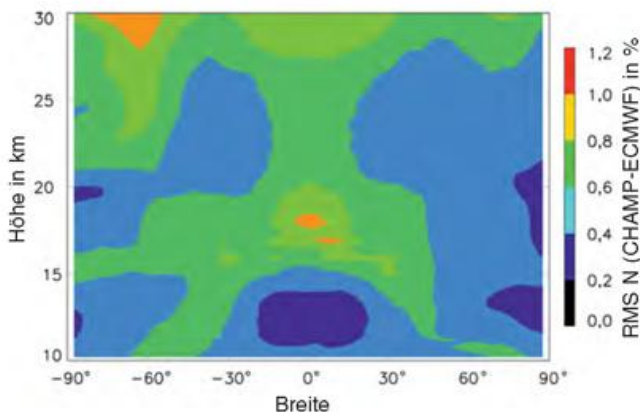


Abb. 10-3: Wie Abb. 10-2. Dargestellt ist die mittlere zonale Standardabweichung für die gleiche Zeitspanne.

sind nahezu vollständig <1 %. Diese Werte werden durch Vergleiche mit Radiosondenmessungen bestätigt (z. B. SCHMIDT et al. 2004). Ursachen für die Abweichungen können bei den CHAMP-Messungen, jedoch auch bei den Analysen liegen. Generell ist die Übereinstimmung zwischen Messungen und Analysen auf der Nordhalbkugel leicht, aber sichtbar besser als auf der Südhalbkugel, was auf eine schlechtere Qualität der Analysen auf der Südhalbkugel hindeuten könnte (weniger Messungen, z. B. Radiosonden, als auf der Nordhalbkugel verfügbar).

Die Genauigkeit der CHAMP-Messungen, kombiniert mit der hohen vertikalen Auflösung (<0,5 km), erlaubt verschiedene Anwendungen für die Atmosphärenforschung. Einen Überblick geben z. B. KURSINSKI et al. (1997). Ein Beispiel sind detaillierte Untersuchungen zur Tropopausenklimatologie (z. B. SCHMIDT et al. 2004). Kombiniert mit Daten zukünftiger GPS-Radiokkultationsmissionen liefern die CHAMP-Daten Informationen zu klimatologisch bedingten Änderungen in der Tropopausenregion mit Rückschlüssen auf Veränderungen des Erdklimas. Im Zusammenhang mit diesen Studien konnten z. B. charakteristische Temperaturanomalien, verursacht durch die Quasi Biennial Oscillation (QBO, siehe Kapitel 5), nachgewiesen werden (Abb. 10-4; SCHMIDT et al. 2004). Eine weitere Anwendung sind globale Untersuchungen zum Auftreten und zu Eigenschaften von Schwerewellen (z. B. RATNAM et al. 2004), einem Forschungsgebiet, in dem es noch viele offene Fragen gibt (siehe Kapitel 11). Für diese Studien wurden Temperaturen verwendet, die aus GPS-Okkultationsdaten unter der Annahme trockener Luft für Höhen über 10 km abgeleitet werden können (Trockentemperatur, siehe WICKERT 2002).

Bei den bisherigen Anwendungen der GPS-Radiokkultation stand der Höhenbereich bis etwa 35 km im Vordergrund. Die GPS-Daten besitzen jedoch auch ein hohes Potenzial für Untersuchungen über 35 km bis

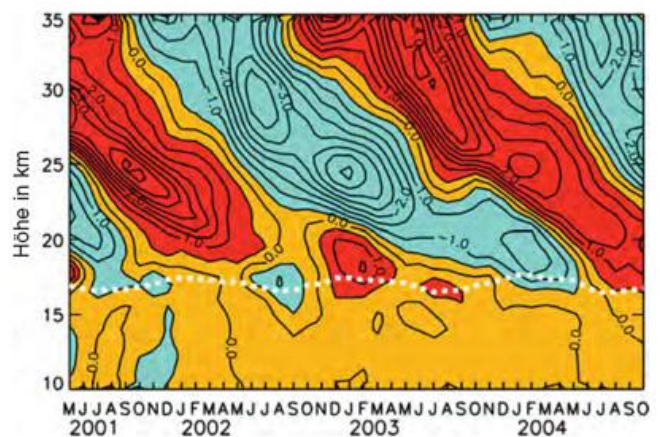


Abb. 10-4: Temperaturanomalien in K über der Äquatorregion (4° S – 4° N), abgeleitet aus CHAMP-Radiokkultationsmessungen (Mai 2001–Oktober 2004). Konturintervall: $\pm 0,5$ K. Die gestrichelte weiße Linie zeigt das Monatsmittel der „Cold Point“-Tropopausenhöhe.

hin zur Obergrenze der 50 Hz-Neutragasmessungen (etwa 120 km), das noch nicht ausgeschöpft ist. Beispiel für solche Untersuchungen sind die Detektion und Charakterisierung von ionosphärischen Störungen im globalen Maßstab. Diese Informationen können aus den Amplituden der GPS-Okkultationsdaten gewonnen werden (z.B. WICKERT et al. 2004b).

3 Zusammenfassung und Ausblick

Umfangreiche Vergleiche mit meteorologischen Analysen und Radiosondenmessungen weisen auf eine hohe Genauigkeit der GPS-Daten hin. Wichtige Anwendungen für Prozesse in der mittleren Atmosphäre sind derzeit: Verbesserung und Validierung globaler meteorologischer Analysen, Untersuchungen zur Tropopausenklimatologie und zu Temperaturänderungen in der Stratosphäre sowie zu Schwerewellen im Bereich bis zu etwa 35 km. Zu größeren Höhen hin ist das Potenzial noch nicht ausgeschöpft, es gibt erste Untersuchungen, z. B. zum Auftreten von ionosphärischen Störungen zwischen 60 und 120 km Höhe im globalen Maßstab.

In naher Zukunft werden deutlich mehr GPS-Okkultationsmessungen verfügbar sein (z. B. COSMIC, Constellation Observing System for Meteorology Ionosphere and Climate, ROCKEN et al. 2000, oder GRACE, Gravity Recovery And Climate Experiment, z. B. WICKERT et al. 2005). Zusammen mit der bevorstehenden Einführung des Europäischen Satelliten-Navigationssystems GALILEO (Verdopplung der Signalquellen) ergibt sich ein hohes Zukunftspotenzial für die GPS-Radiookkultation zur Fernerkundung der mittleren Atmosphäre.

Danksagung

Wir danken dem gesamten CHAMP-Team (Leitung Prof. Reigber) mit unseren engsten Arbeitskollegen Georg Beyerle und Stefan Heise. Ihre Arbeit ist eine wesentliche Grundlage für diesen Artikel. CHAMP-Analysedaten sind über das GFZ Potsdam erhältlich (<http://isdc.gfz-potsdam.de>). Informationen zum Experiment können über die Internetseiten der GFZ-Atmosphärensondierung erhalten werden (<http://www.gfz-potsdam.de/gasp>).

Literatur

- JAKOWSKI, N., A. WEHRENPENNIG, S. HEISE, CH. REIGBER, H. LÜHR, L. GRUNWALDT, T.K. MEEHAN, 2002: GPS Radio Occultation Measurements of the Ionosphere from CHAMP: Early Results. *Geophys. Res. Lett.* **29**, 1457, doi:10.1029/2001GL014364.
- KURSINSKI, E. R., G. A. HAJI, J. T. SCHOFIELD, R. P. LINFIELD, K. R. HARDY, 1997: Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurements using the Global Positioning System: *J. Geophys. Res.* **102**, 23429-23465.
- REIGBER, CH., H. LÜHR, P. SCHWINTZER, J. WICKERT (Hrsg.), 2005: Earth Observation with CHAMP: Results from three years in orbit, Springer, Berlin Heidelberg New York, ISBN 3-540-22804-7.
- RATNAM, M. V., T. TSUDA, C. JACOBI, Y. AOYAMA, 2004: Enhancement of gravity wave activity observed during a major southern hemisphere stratospheric warming by CHAMP/GPS measurements: *Geophys. Res. Lett.* **31**, L16101, doi:10.1029/2004GL019789.
- ROCKEN, C., R. ANTHES, M. EXNER, D. HUNT, S. SOKOLOVSKIY, R. WARE, M. GORBUNOV, W. SCHREINER, D. FENG, B. HERMAN, Y.-H. KUO, X. ZOU, 1997: Analysis and validation of GPS/MET data in the neutral atmosphere, *J. Geophys. Res.* **102**, 29849-29866.
- ROCKEN, C., Y.-H. KUO, W. SCHREINER, D. HUNT, S. SOKOLOVSKIY, CH. MCCORMICK, 2000: COSMIC System description. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Science* **11**, 21-52.
- SCHMIDT, T., J. WICKERT, G. BEYERLE, CH. REIGBER, 2004: Tropical Tropopause Parameters derived from GPS radio occultation measurements with CHAMP. *J. Geophys. Res.* **109**, D13105, doi:10.1029/2004JD004566.
- WICKERT, J., 2002: Das CHAMP-Radiookkultationsexperiment: Algorithmen, Prozessierungssystem und erste Ergebnisse. *GFZ Scientific-Technical Report 07/02* (<http://www.gfz-potsdam.de/bib/pub/str0207/0207.htm>).
- WICKERT, J., T. SCHMIDT, G. BEYERLE, R. KÖNIG, CH. REIGBER N. JAKOWSKI, 2004a: The radio occultation experiment aboard CHAMP: Operational data analysis and validation of atmospheric profiles. *J. Met. Soc. Japan* **82**, No. 1B, 381-395.
- WICKERT, J., A. PAVELYEV, Y. A. LIOU, T. SCHMIDT, C. REIGBER, K. IGARASHI, A. PAVELYEV, S. MATYUGOV, 2004b: Amplitude variations in GPS signals as a possible indicator of ionospheric structures. *Geophys. Res. Lett.* **31**, L24801, DOI 10.1029/2004GL020607.
- WICKERT, J., G. GENDT, 2005: Fernerkundung der Erdatmosphäre mit GPS, *Promet*, im Druck.
- WICKERT, J., G. BEYERLE, R. KÖNIG, S. HEISE, L. GRUNWALDT, G. MICHALAK, CH. REIGBER, T. SCHMIDT, 2005: GPS radio occultation with CHAMP and GRACE: A first look at a new and promising satellite configuration for global atmospheric sounding. *Ann. Geophysicae* **23**, 653-658.

P. PREUSSE, A. DÖRNBRACK

11 Interne Schwerewellen in der mittleren Atmosphäre

Internal gravity waves in the middle atmosphere

Zusammenfassung

Atmosphärische Wellen treiben die mittlere Zirkulation der Stratosphäre und Mesosphäre an. Insbesondere für Schwerewellen existieren große Wissenslücken z. B. über deren Quellen und Ausbreitung. Beispiele zeigen, wie diese Parameter in der mittleren Atmosphäre bestimmt werden können: Die Messung einer welleninduzierten polaren Stratosphärenwolke vom Flugzeug lässt eindeutige Rückschlüsse auf Wellenlänge, Amplitude und Quelle der Schwerewelle zu. Satellitenmessungen der globalen Schwerewellenverteilung zeigen die Schwierigkeit, Quellen und Eigenschaften von Schwerewellen in allen Regionen des Globus zu bestimmen. Nur durch die Kombination verschiedener Messgeräte (u.a. neu zu entwickelnder Satelliteninstrumente) und numerischer Modellierung besteht die Möglichkeit, existierende Wissenslücken zu schließen.

1 Einleitung

Bei internen Schwerewellen handelt es sich um vertikale Schwingungen von Luftpaketen in einer statisch stabil geschichteten Atmosphäre. Die entscheidende Rückstellkraft ist die Schwerkraft, die nach oben ausgelenkte, sich abkühlende Luftpakete wieder nach unten zieht, da sie schwerer werden als ihre Umgebung. Die Erwärmung beim Absinken bewirkt, dass sich der Auftrieb der Luftpakete erhöht und diese wieder aufsteigen können. Im Unterschied zu externen Schwerewellen (Wasserwellen) können sich interne Schwerewellen in alle Raumrichtungen ausbreiten. Sichtbar werden interne Schwerewellen zum Beispiel durch die Kondensation von Wasserdampf in den Kämmen der Linsenwolken im Lee von Gebirgen, aber auch verformte Kondensstreifen und wellenförmige Wolkenbänder deuten auf Schwerewellen hin. Weniger zahlreich sind sichtbare Wellensignaturen in der mittleren Atmosphäre, jedoch ähneln Perlmutterwolken und nachleuchtende Wolken (NLC, siehe Kapitel 3) häufig den bekannten Leewellenwolken. Die bekanntesten Anregungsmechanismen sind die Überströmung von Gebirgen und Vertikalbewegungen in Konvektion und Frontalzonen. Auch die Anregung von Schwerewellen durch Strahlströme ist möglich.

2 Dispersionsbeziehung und Wellenbrechen

Für Wellen, deren Frequenz deutlich kleiner als die Brunt-Väisälä-Frequenz N und deutlich größer als der Coriolis-Parameter f ist, nimmt die Dispersionsrelation eine einfache Form an:

$$\omega^2 = \frac{\lambda_z^2}{\lambda_x^2} N^2 \Leftrightarrow \lambda_z^2 = 4\pi^2 \frac{(c-u)^2}{N^2} \quad (1)$$

wobei λ_x und λ_z die horizontale und vertikale Wellenlänge, c die Phasengeschwindigkeit zum Boden und u die Hintergrund-Windgeschwindigkeit bezeichnen. Wellen können sich nur ausbreiten, wenn $\omega^2 > 0$, d. h.

wenn die Atmosphäre statisch stabil geschichtet ist ($N^2 > 0$) und wenn die Phasengeschwindigkeit von der Windgeschwindigkeit verschieden bleibt. Eine Welle, die sich von der Troposphäre in die mittlere Atmosphäre ausbreitet, trifft auf eine kritische Windschicht, falls der Hintergrundwind gleich der Phasengeschwindigkeit der Welle ($u = c$) ist. An der kritischen Windschicht bricht die Welle oder wird nach unten reflektiert. Es gibt noch einen zweiten Grund für Wellenbrechen: durch die exponentiell abnehmende Dichte und die Erhaltung der Wellenenergie nimmt die Amplitude der Wellen mit der Höhe zu. Wird die Amplitude zu groß, erzeugt die Welle selbst konvektive Instabilität ($N^2 < 0$) und bricht. Wellenbrechen ist ein aktueller Forschungsgegenstand und wie eine Welle bricht, ist nicht abschließend geklärt. Auch die Wechselwirkung von Wellen untereinander spielt dabei eine große Rolle. Eine vertikal propagierende Schwerewelle transportiert horizontalen Impuls über mehrere Skalenhöhen. Wenn eine Welle bricht, überträgt sie diesen Impuls an die Hintergrundströmung.

3 Beobachtung von Schwerewellen

Ein Beispiel für eine beobachtete gebirgsinduzierte stratosphärische Schwerewelle zeigt Abb. 11-1. Es handelt sich hierbei um eine sogenannte Perlmutterwolke, eine im Wesentlichen aus Eisteilchen bestehende polare Stratosphärenwolke (PSC). Die Färbung charakterisiert die Rückstreuung des gemessenen LIDAR-Signales von Partikeln innerhalb der PSC, die Konturlinien geben simulierte Isentropen, Linien konstanter potentieller Temperatur, wieder. Luftpakete bewegen sich annähernd auf diesen Isentropen, hier entsprechend dem vorherrschenden Westwind von links nach rechts durch die Abbildung. Das untere Teilbild zeigt den Querschnitt durch den skandinavischen Berggrücken, über dem die Messung stattfand. Durch die Überströmung des Gebirges erfährt die Luft eine vertikale Auslenkung, die sich nach oben als Welle ausbreitet. Das Besondere an der gemessenen Welle ist zum einen die

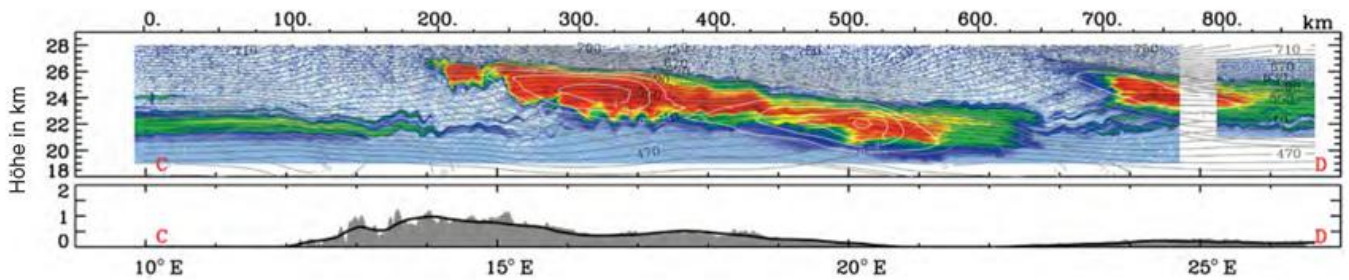


Abb. 11-1: LIDAR-Rückstreuungssignal von Partikeln innerhalb der PSC. Die Konturlinien geben simulierte Isentropen wieder. Das untere Teilbild zeigt den Querschnitt durch den skandinavischen Berg Rücken, über dem die Messung stattfand.

große horizontale Wellenlänge ($\lambda_x \approx 300$ km) und zum anderen das Auftreten eines zweiten welleninduzierten Temperaturminimums über Finnland. Durch eine langandauernde Überströmung des breiten skandinavischen Bergrückens können sich auch lange Wellen (großes λ_x) bis in die Stratosphäre ausbreiten. Das zweite Temperaturminimum über Finnland wird durch den Einfluss der Erdrotation verursacht, ein Phänomen, welches Queney schon 1948 mittels linearer Wellentheorie vorhergesagt hat, was aber hier erstmals experimentell verifiziert wurde (DÖRNBRAK et al. 2002). Bei 23 km Höhe werden die Luftpakete durch die Welle um 1,5 km nach oben ausgelenkt. Dies entspricht einer adiabatischen Kühlung von 15 K. Durch diese starke Abkühlung kondensiert der stratosphärische Wasserdampf bei Temperaturen kleiner 185 K, verdampft aber wieder im wärmeren Wellental. PSC-Bildung durch Schwerewellen hat demnach große Bedeutung für den Ozonabbau in der Nordhemisphäre.

4 Messung von Schwerewellen mittels Satellit

Um globale Verteilungen von Schwerewellen zu messen, die auch entlegene Regionen gleichmäßig überdecken, setzt man Fernerkundung vom Satelliten ein. Die vertikale Auflösung für Horizontsondierung (siehe auch Kapitel 8 und 10) beträgt zwischen etwa 250 m und 2 km, je nach Messgeschwindigkeit, Signal-zu-Rauschverhältnis und verwendetem Teleskop (bei Emissionsmessungen) bzw. beobachteter Quelle (bei Okkultationsmessungen). Durch die Integration entlang des Sehstrahls lassen sich nur Wellen mit horizontalen Wellenlängen $\lambda_x > 200$ km entlang des Sehstrahls erfassen; bei günstigen Blickwinkeln sind auch Wellen mit Wellenlängen von 100 km oder kürzer sichtbar (PREUSSE et al. 2002).

Eine globale Verteilung von Amplituden dieser mesoskaligen Schwerewellen, gemessen mit dem CRISTA-Instrument am 6. Nov. 1994, ist in Abb.11-2 gezeigt. Erhöhte Amplituden finden sich über Gebirgsregionen wie z. B. über dem nordamerikanischen Kontinent, Zentralsibirien und dem Südpol Südamerikas. Die vorherrschenden Windbedingungen an diesem Tag unterdrücken aber Schwerewellen über den höchsten Gebirgen der Erde, z. B. dem Himalaya und den An-

den nördlich von 40° S. Auch die Wellenaktivität über den Rocky Mountains ist am 6. Nov. 1994 eher schwach ausgeprägt. Zusätzlich zur Anregung durch Gebirge werden auch Wellen z. B. über konvektiven Quellen in den Tropen beobachtet.

Die Schwerewellenverteilung in der Stratosphäre hängt also nicht nur von der Verteilung der unterschiedlichen Wellenquellen ab, sondern auch davon, ob die vorherrschenden Winde eine Ausbreitung der Wellen zulassen. Will man die Effektivität einer Wellenquelle ermitteln, reichen einzelne Messungen nicht aus, sondern man braucht eine größere Stichprobe unter verschiedenen Windbedingungen. Schwerewellen beeinflussen die Atmosphäre vor allem durch den Transport und die Ablagerung von horizontalem Impuls (Kapitel 1). In Klimamodellen wird dies mit Hilfe einfacher Parameterisierungen beschrieben. Diese basieren auf unterschiedlich vereinfachenden Annahmen, je nachdem, welches Modell verwendet wird. Deshalb sollte eine Reihe grundlegender Fragen durch Messungen geklärt werden, z. B.:

- Was bestimmt die räumliche und saisonale Verteilung der Anregung von Schwerewellen?
- Welche Phasengeschwindigkeiten haben diese Wellen, wie verändert sich das Spektrum dieser Wellen in der mittleren Atmosphäre?

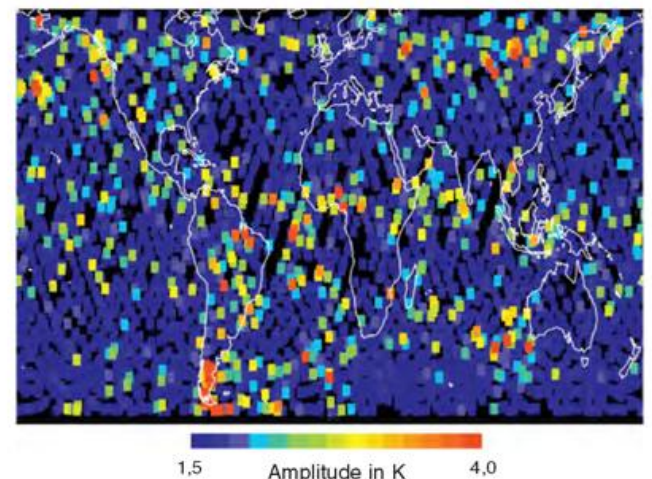


Abb. 11-2: Globale Verteilung von Amplituden mesoskaliger Schwerewellen, gemessen mit dem CRISTA-Instrument am 6. Nov. 1994.

- Wie wechselwirken und brechen Schwerewellen?
- Wie viel und an welcher Stelle geben die Wellen Impuls an die Grundströmung in der mittleren Atmosphäre ab? Wie verteilt sich dieser Impulsfluss auf die unterschiedlichen Wellenquellen?

Diese Fragen und unser aktueller Wissensstand dazu werden ausführlich von FRITTS und ALEXANDER (2003) dargestellt. An die Messtechnik stellen diese Fragen Anforderungen, die ein einzelnes Messinstrument nicht erfüllen kann. Um eine globale Statistik zu erstellen, braucht man Satelliteninstrumente. Nur sie liefern über Land und über den Ozeanen eine hohe Datendichte bis in die großen Höhen der mittleren Atmosphäre. Außerdem können Satelliten prinzipiell ein dreidimensionales Bild der Welle in kurzer Zeit aufnehmen. Erste 3D-Bilder von Schwerewellen werden von Nadir-schauenden Instrumenten aufgenommen. Bedingt durch die schlechte vertikale Auflösung geht dabei ein wesentlicher Teil des Wellenspektrums verloren. Eine gleichzeitig hohe vertikale und horizontale Auflösung ließe sich nach heutigem Stand der Technik mit Horizont-abbildenden Verfahren erreichen. Will man Schwerewellen-Brechen verstehen, braucht man eine räumliche Auflösung besser als 100 m sowohl in der vertikalen wie auch in der horizontalen Richtung. Diese Auflösung kann ein passiv messendes Satelliteninstrument prinzipiell nicht liefern. Außerdem ist es von Vorteil Winde zu messen, da man anhand der Windmessungen unterscheiden kann, ob eine Welle sich nach oben oder unten ausbreitet.

Diese Parameter kann man aus den Höhenprofilen von Radiosondenaufstiegen oder Raketenmessungen ableiten. Gemessen wird jedoch nur an wenigen ausgewählten Orten der Erde und meist nur über Land.

Zeitlich aufgelöste Windprofile lassen sich mit Radar und Lidar messen. Leider finden sich qualitativ hochwertige Geräte nur an wenigen Orten der Erde und auch sie können kein dreidimensionales Bild der Welle aufnehmen. Wie in Abb.11-1 gezeigt, nehmen Lidarmessungen das zweidimensionale Abbild einer Welle da auf, wo sich rückstreuende Teilchen befinden. Zudem werden boden- oder flugzeuggestützte Lidars bisher vor allem in zeitlich begrenzten Feldkampagnen eingesetzt. Um die Annahmen, die die Repräsentation von Schwerewellen in Klimamodellen bestimmen, durch experimentell gesicherte Fakten ersetzen zu können, ist es daher notwendig, die bisherigen Instrumente weiter zu verbessern und kontinuierliche Messungen durchzuführen. Insbesondere weiterentwickelte Satelliteninstrumente und die Kombination verschiedener Geräte werden hier einen wichtigen Beitrag liefern.

Literatur

- DÖRNBRACK, A., T. BIRNER, A. FIX, H. FIENSTJE, A. MEISTER, H. SCHMID, E. V. BROWELL, M. J. MAHONEY, 2002: Evidence for inertia gravity waves forming polar stratospheric clouds over Scandinavia. *J. Geophys. Res.* **107**, 8287, doi:10.1029/2001JD000452.
- FRITTS, D. C.; M. J. ALEXANDER, 2003: Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. *Rev. Geophys.* **41**, doi:10.1029/2001RG000106.
- PREUSSE, P., A. DÖRNBRACK, S. D. ECKERMANN, M. RIESE, B. SCHAELE, J. T. BACKMEISTER, D. BROUTMAN, K.-U. GROSSMANN, 2002: Space-based measurements of stratospheric mountain waves by CRISTA, 1, Sensitivity, analysis method, and a case study. *J. Geophys. Res.* **107**, 8178, doi:10.1029/2001JD000699.

Blick nach draußen

Der Italienische Wetterdienst

The Italian Met Service



Geschichtlicher Hintergrund

Noch im Jahre 2005 wird der Italienische Wetterdienst sein 80-jähriges Bestehen feiern. Am 2. Juli 1925 wurde per königlichem Dekret das sogenannte „*Ufficio Presagi*“ [Amt für Vorhersage] im Geschäftsbe- reich des ‚Commissariato per l'Ae- ronautica‘ [Kommission für Luft- fahrt] gegründet, einer Organisa- tion mit sowohl militärischen als auch zivilen Komponenten, die ein- gerichtet worden war, um dem zu- nehmenden Bedarf an Diensten für die Luftfahrt gerecht zu werden (Abb. 1). In diesem *Ufficio* wurden die Aufgaben des früheren ‚Amts für Luftfahrt‘ im Kriegsministerium sowie einige der Bereiche des frü- heren ‚Regio ufficio centrale di me- tereologia‘ [Zentrales Königliches Amt für Meteorologie] zusammen- gefasst. Das damalige *Ufficio* ist heute noch unter dem Namen ‚Zentralamt für Landwirtschaft‘ tä- tig und wegen seiner agrarmeteoro- logischen Ausrichtung dem Land- wirtschaftsministerium unterstellt.

Dem *Ufficio Presagi* wurden fol- gende Aufgaben übertragen:

- Erhebung und Bewertung meteo- rologischer Beobachtungsdaten,
- Herausgabe von Wettervorher- sagen für die Luftfahrt und die allgemeine Öffentlichkeit,
- Ausarbeitung von Regeln und Verfahrensweisen für die Wetter- beobachtung und -vorhersage,
- Förderung der weiterführenden Forschung und Entwicklung auf dem Gebiet der Meteorologie, insbesondere hinsichtlich der Anwendung im Bereich ziviler und militärischer Luftfahrt,

- Bereitstellung von meteorologi- scher Aus- und Fortbildung für das Personal,
- Prüfung und Optimierung mete- orologischer Gerätschaften.



Abb. 1: Das *Ufficio Presagi* im Jahre 1931.

Erwähnenswert ist, dass diese Auf- gaben in der 1925 durch königliches Dekret festgelegten Form auch heu- te noch gelten und sich in dem Auf- bau des heutigen Wetterdienstes wieder finden. Allerdings hat die Weisungshierarchie des Dienstes 1930 eine grundlegende Änderung erfahren, als das *Ufficio Presagi* der alleinigen Aufsicht des Kriegsamts (im Jahre 1934 dann ausschließlich der Luftwaffe) unterstellt wurde. In den Jahren 1934 bis 1938 wurde die Organisationsstruktur weiter ge- fasst und war damit der heutigen schon sehr ähnlich. Das Amt ver- fügte über Beobachtungsstationen, wissenschaftliche Observatorien, zentrale und regionale Wetterämter und meteorologische Dienste an je- dem Flughafen.

Die Organisationsstruktur heute

Im Jahre 1999 erfolgte im An- schluss an eine allgemeinere Struk- turänderung bei der italienischen Luftwaffe auch eine Umstrukturie-

rung des italienischen Wetterdien- stes, der sich seither aus vier Haupt- institutionen zusammensetzt:

(1) Federführende Institution ist das ‚*Ufficio Generale per la Meteorolo- gia*‘ [Generalamt für Meteorologie] in Rom. Es ist nicht nur verantwor- tlich für die Koordinierung der mete- orologischen Dienstleistungen für die Nutzer in Italien, sondern auch für die Zusammenarbeit mit den Wetterdiensten anderer Länder und internationalen Organisationen, z. B. der Weltorganisation für Mete- orologie (WMO), dem Europäi- schen Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW), der Europäischen Organisation zur Nutzung von meteorologischen Sa- telliten (EUMETSAT) oder dem Verbund der Europäischen Wetter- dienste (EUMETNET).

Ihm direkt unterstellt ist die wichtig- ste operative Einrichtung, das ‚*Centro Nazionale di Meteorologia e Cli- matologia Aeronautica*‘ (CNMCA) [Nationales Zentrum für Meteorolo- gie und Flugklimatologie] auf dem Flughafen in Pratica di Mare, einem kleinen Dorf in der Nähe von Rom (Abb. 2).



Abb. 2: Das Nationale Zentrum für Me- teorologie und Flugklimatologie (CNMCA).

Dieses Zentrum ist zuständig für die Erhebung und Weiterverteilung nationaler und internationaler Wetterbeobachtungen sowie für die Verarbeitung meteorologischer Daten und Produkte, für die Bereitstellung aller numerischen Basisvorhersagen für Italien sowie für die Speicherung und Nutzung der für klimatologische Zwecke erforderlichen Informationen.

Im Rahmen der WMO erfüllt das Zentrum die Aufgabe der regionalen Zentrale (**R**egional **T**elecommunication **H**ub, RTH) für den Empfang und die Weiterleitung von Daten im weltweiten Telekommunikationssystem GTS und ist im Hinblick auf die Bereitstellung von Basisvorhersagen für die Bewertung und Nutzung aller nationalen meteorologischen Daten zuständig. Die Einführung einiger dieser Vorhersageprodukte erfolgte im Rahmen von internationalen Kooperationen, wie z. B. dem Consortium for Small-scale Modelling (COSMO), an dem der italienische Wetterdienst zusammen mit dem DWD und den Wetterdiensten von Griechenland, Polen und der Schweiz mitarbeitet. Abb. 3 zeigt ein Produkt dieser Gruppe.

(2) Die zweite operative Einrichtung ist das 'Centro Meteorologico Regionale' (CMR) [Regionalzentrale für Meteorologie] mit Sitz in Mailand in Norditalien. Die CMR ist für die Flugüberwachung zuständig und stellt im Rahmen der Internationalen Zivilluftfahrt-Organisation (ICAO) durch Herausgabe

spezieller Warnmeldungen für die Flugsicherheit (SIGMET, AIRMET) die volle behördliche Unterstützung sowohl für die zivile als auch die militärische Luftfahrt bereit (Abb. 4).

Darüber hinaus wirkt die CMR auch direkt an dem Lawinenwarndienst mit. Vor nicht allzu langer Zeit wurde die Zentrale modernisiert und mit einem effizienten, größtmäßig jedoch begrenzten Rechenzentrum ausgestattet, mit dem der Backup-Service für die wichtigsten Funktionen des CNMCA erbracht werden kann.

(3) Eine weitere Institution des Wetterdienstes ist die **R**eparto **S**perimentazioni di **M**eteorologia **A**eronautica (ReSMA) [Versuchsanstalt für Flugmeteorologie] in Vigna di Valle, einem Dorf in der Nähe des Lago Bracciano 20 km nördlich von Rom, deren Aufgabe darin besteht, für die Einhaltung der Standards und Qualitätsanforderungen für meteorologische Beobachtungen an den 84 bemannten und den 110 automatischen Wetterstationen im gesamten Staatsgebiet zu sorgen (Abb. 5). Die ReSMA ist mit speziellen Einrichtungen ausgestattet, um die Gewinnung meteorologischer Parameter auf ihre Güte zu überwachen. Dazu gehören u. a. eine Klima- und eine Druck-Prüfkammer (Abb. 6).

(4) Die letzte Hauptinstitution, die hier erwähnt werden soll, ist das **C**entro **A**eronautica **M**ilitare di **M**ontagna (Camm) [Bergwetter-



Abb. 5: Blick auf die ReSMA.



Abb. 6: Der Vakuum-Klimaprüfschrank.



Abb. 7: Das Bergobservatorium.

zentrum für militärische Luftfahrt]. Es handelt sich hierbei um ein Bergobservatorium auf dem Monte Cimone (2.160 m über Meeresspiegel) bei Sestola, einem kleinen Dorf auf dem Gebirgsrücken des Zentral-Apennins, in dem schon vor über einhundert Jahren ein meteorologisches Observatorium eingerichtet wurde (Abb. 7).

Dieser Standort ist extremen Wetterbedingungen ausgesetzt und seine Aufgabe ist die Überwachung bedeutender umweltrelevanter Parameter wie z. B. die CO₂-Konzentration in Italien. Die Abb. 8, aus der der stetige Anstieg der CO₂-Werte in einer solchen Berglage in den letzten 25 Jahren hervorgeht, zeichnet ein dramatisches Bild der sich signifikant verändernden Umweltparameter, die in den kommen-

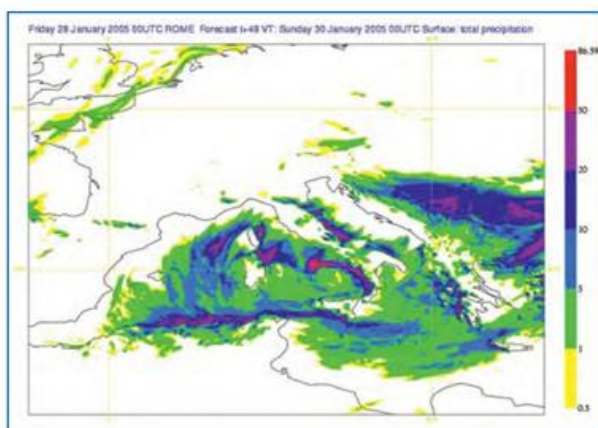


Abb. 3: COSMO Niederschlagsvorhersage.



Abb. 4: Tornado-Flugzeug über den Alpen.

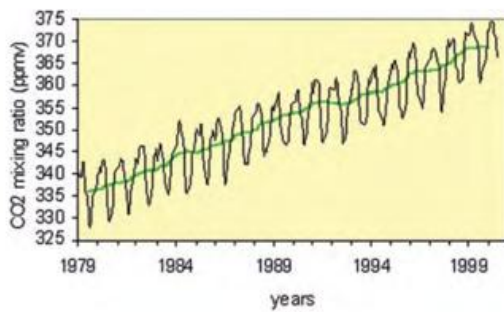


Abb. 8: CO₂-Messungen auf dem Monte Cimone seit 1979.

den Jahre Einfluss auf das Klima nehmen könnten.

Zusätzlich zu den vier oben genannten Institutionen betreibt der italienische Wetterdienst im gesamten italienischen Staatsgebiet 26 meteorologische Einrichtungen auf den entsprechenden Militärflughäfen.

Das Beobachtungsnetz

Den bei weitem größten Kostenfaktor des italienischen Wetterdienstes stellt das Beobachtungsnetz dar, für das in den letzten Jahren die größten Investitionen getätigt wurden (Abb. 9). Es besteht derzeit aus 84 bemannten Bodenstationen, von denen 44 rund um die Uhr betrieben werden. Ergänzt wird dieses Netz durch mehr als 100 automatische Stationen (DCP) und 6

aerologische Stationen, an denen viermal täglich Radiosondenaufstiege durchgeführt werden.

Einige dieser Stationen befinden sich an Standorten, die hinsichtlich ihrer Repräsentativität für das italienische bzw. europäische Klima besonders signifikant sind. An dieser Stelle soll erwähnt werden, dass auf dem Plateau Rosa, 3.488 m über Meeresspiegel, sich das höchstgelegene Observatorium Europas befindet.

Das konventionelle Beobachtungsnetz wird ergänzt durch ein Radar-Netz sowie eine Bodenempfangsstation für Wettersatellitendaten. Derart gewonnenes Datenmaterial ist für jede meteorologische Dienstleistung unerlässlich. Die im Rahmen von EUMETSAT entwickelte europäische Partnerschaft wird vom italienischen Wetterdienst intensiv für den Datenaustausch genutzt. Spezielle Produkte wurden implementiert, in denen Satelliten- und Radardaten sowie die Daten aus einem besonderen Netzwerk zur Erfassung von Blitzaktivitäten miteinander kombiniert werden und so die Arbeit der Meteorolo-

gen bei der Bereitstellung von Hilfsdiensten für unterschiedlichste Nutzer im Bereich der Kurzzeitvorhersage unterstützen.

Die Abb. 10 zeigt die gleichzeitige Überlagerung des Satellitenbildes sowohl mit Radardaten als auch mit Lage und Intensität von Blitzaktivitäten. Damit steht ein fortschrittliches Werkzeug zur Einschätzung der weiteren Entwicklung von Wetterstörungen zur Verfügung.

Die Aufgabe des Wetterdienstes

Die besten Kunden des italienischen Wetterdienstes erwachsen traditionell im Zusammenhang mit den Bedürfnissen des Flugverkehrs. Diesbezüglich erfüllt der italienische Wetterdienst die Aufgabe der Flugwetterüberwachungsbehörde für Italien, die die beiden zivilen in Italien für den kommerziellen Flugverkehr zuständigen Flugsicherungsorganisationen ENAV und ENAC mit Basisinformationen versorgt.

Besondere Unterstützung wird in diesem Zusammenhang auch in außergewöhnlichen Situationen gewährt, wie sie beispielsweise durch

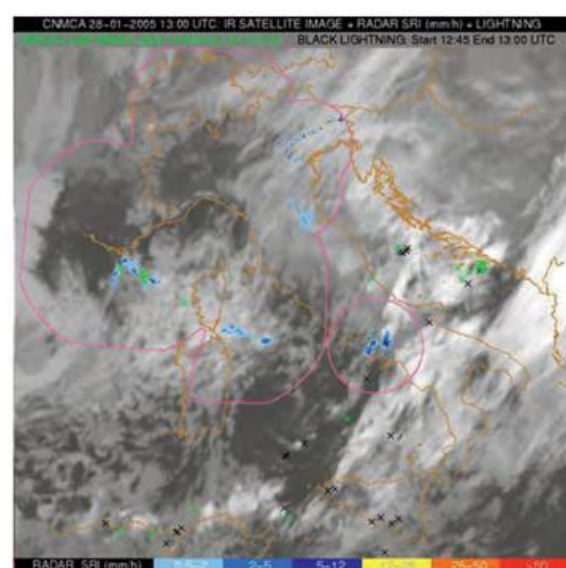
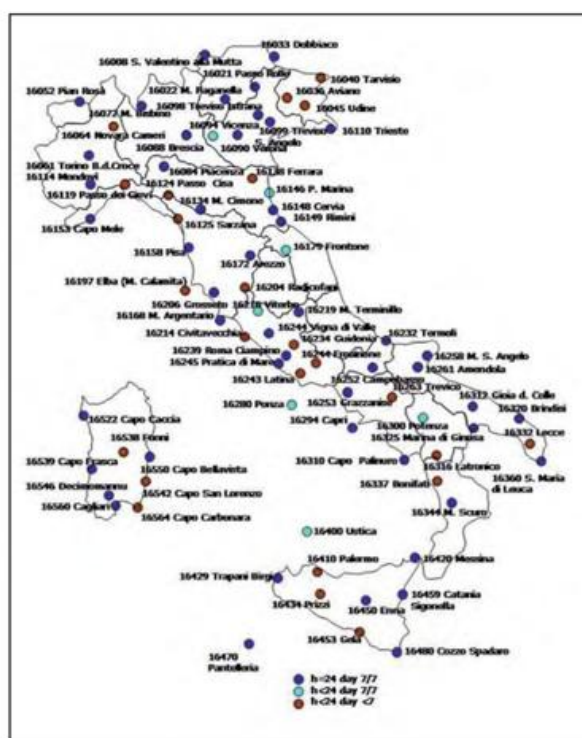




Abb. 11: Vulkanische Aktivität des Ätna.

die Aktivität des Vulkans Ätna im Süden Italiens entstehen können. Tritt ein solches Ereignis ein (Abb. 11), ist der örtliche Flugverkehr wegen der Gefährdung der Flugzeugmotoren durch die Vulkanasche extrem beeinträchtigt.

Die italienische Armee sowie die Streitkräfte der NATO sind die zweitgrößte Kundengruppe des italienischen Wetterdienstes. Neben der Entsendung von Meteorologen zur Unterstützung der Einsätze des italienischen Kontingents der Friedenstruppen werden für die Militärkommandos Spezialprodukte als Hilfe für taktische Entscheidungen erarbeitet. Abb. 12 zeigt eine so genannte taktische Karte.

Ein anderer vorrangiger Kunde des italienischen Wetterdienstes ist die Behörde für Zivilschutz, das 'Dipartimento della Protezione Civile'. Der italienische Wetterdienst ist dafür zuständig, diese mit Wetterwarnungen zu versorgen. Da direkt in der Einsatzzentrale der o. g. Zivilschutzbehörde eine Vorhersageabteilung ansässig ist, gewährleistet

dies eine umgehende Einsatzfähigkeit zur Bewältigung der Auswirkungen schwerer Wetterereignisse. Als letztes ist noch die gut entwickelte Beziehung zu den wichtigsten nationalen Fernseh- und Radiosendern zu erwähnen, wo die Wetterberichte jeden Tag von Mitarbeitern des Wetterdienstes präsentiert werden.

Abschließend soll noch, ohne alle denkbaren Nutzer von Echtzeit-Wettermeldungen im Einzelnen aufzuführen, darauf hingewiesen werden, dass der italienische Wetterdienst lange Zeitreihen von meteorologischen Daten aus über 60 Jahren an den fast 100 italienischen Beobachtungsstellen gespeichert hat. Diese Zeitreihen sind für die Analyse der Klimaentwicklung in Italien sehr wertvoll.

Die Informationsverbreitung

Neben dem herkömmlichen Webaufttritt des italienischen Wetterdienstes unter www.meteoam.it erfolgt die Verteilung des Großteils der gesammelten und aufbereiteten Informationen an autorisierte Nutzer über das Internet oder per Satellitenübertragung. Abb. 13 zeigt die Reichweiten der Informationsübertragung per Satellit.

Abschließend soll noch erwähnt werden, dass der italienische Wetterdienst seit 1937 ein offizielles Mitteilungsblatt unterhält zum Zweck der Förderung des Luft-

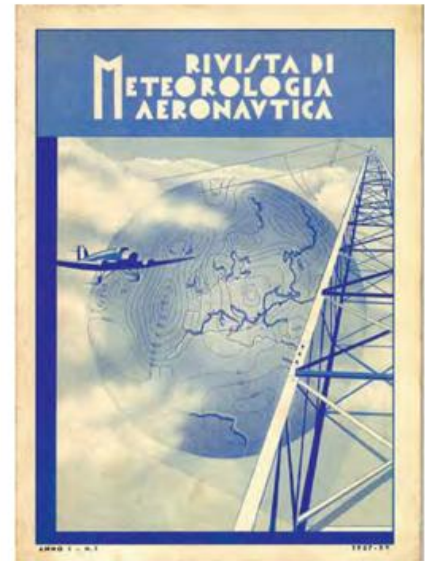


Abb. 14: Erste Ausgabe des Wettermagazins.

fahrtwesens auf nationaler wie internationaler Ebene und der Dokumentation von Fortschritten in Forschung und Entwicklung. Abb. 14 zeigt die Titelseite des ersten Heftes.

Anschrift des Autors:

Dr. Massimo Capaldo
Direktor
Centro Nazionale Meteorologia e Climatologia Aeronautica
Aeroporto „M. De Bernardi“
Pratica di Mare,
I - 00040 Pomezia
Tel.: 0039 0691292012
Fax 0039 0691140009
E-Mail: capaldo@meteoam.it
www.meteoam.it



Abb. 12: Taktische Karte.

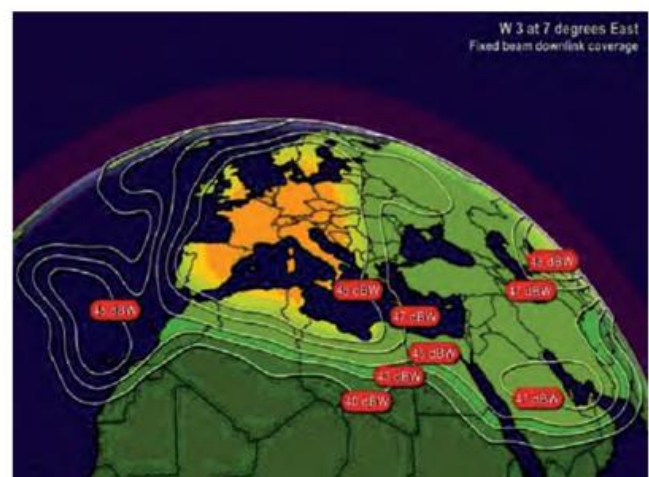


Abb. 13: Reichweite der Informationsübertragung per Satellit.

Institute stellen sich vor

Das Meteorologische Institut der Universität Freiburg

The Meteorological Institute, University of Freiburg



Zusammenfassung

Meteorologische Lehrveranstaltungen gibt es an der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg seit Anfang des 20. Jahrhunderts. Das Meteorologische Institut, das an dieser Universität das Fach „Meteorologie und Klimatologie“ in Lehre und Forschung vertritt, wurde am 1. April 1958 gegründet. Es ist Mitglied der Fakultät für Forst- und Umweltwissenschaften der Universität Freiburg. Die derzeitige Umstrukturierung aller bisherigen Studiengänge in zukünftige B.Sc.- und M.Sc.-Studiengänge an dieser Fakultät führt zu einer Neugestaltung der Lehrveranstaltungen des Meteorologischen Instituts. In der Forschung werden am Meteorologischen Institut Fragestellungen aus den Bereichen Forstliche Meteorologie/Hydrometeorologie, Umweltmeteorologie und physikalische Klimatologie bearbeitet.

Geschichte¹

Das Meteorologische Institut an der Fakultät für Forst- und Umweltwissenschaften der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg und der damit zusammenhängende Lehrstuhl für Meteorologie und Klimatologie sind in einer langwierigen Entwicklung aus den bescheidenen Anfängen eines Lehrauftrages für einen Physiker an der ehemaligen Naturwissenschaftlich-Mathematischen Fakultät hervorgegangen. Anfang des 20. Jahrhunderts las Priv.-Doz. Reinganum an der Universität Freiburg gelegentlich über meteorologische Themen. Als Extraordinarius für Physik erhielt er noch vor dem ersten Weltkrieg einen 2-stündigen Lehrauftrag für Meteorologie und Aerologie an der Nat.-Math. Fakultät.

Im Jahre 1913 richtete der „Breisgau-Verein für Luftfahrt zu Freiburg im Breisgau“ ein Gesuch an das Großherzogliche Ministerium des Inneren, es wolle auf dem Feldberg/Schwarzwald eine meteorologische Beobachtungsstation 1. Ordnung einrichten und diese Station

in Verbindung bringen mit einem bei der Universität Freiburg zu errichtenden Extraordinariat für Physik der Atmosphäre. In einer befürwortenden Stellungnahme berichtete der Dekan der Nat.-Math. Fakultät, dass bisher der Vertreter der Geographie alle 2 bis 3 Jahre über Klimalehre und Dozenten der Physik kleinere Lehrveranstaltungen über Meteorologie gehalten haben. Man dürfe aber nicht übersehen, dass diese Herren schon um ihres Weiterkommens willen ihre Haupttätigkeit auf dem Gebiet der Physik entfalten müssten. Während die Beobachtungsstation auf dem Feldberg eingerichtet wurde, zerschlugen sich die Pläne mit dem Extraordinariat in den Wirren des ersten Weltkrieges.

Im Jahre 1919 erteilte das Ministerium des Kultus und Unterrichts dem Prof. extraord. für Angewandte Mathematik Dr. Ansel den Lehrauftrag für Meteorologie und Aerologie. Inzwischen hatte sich der Bedarf an Vorlesungen und Übungen über Meteorologie und Klimatologie durch die Verlegung der Forstlichen Lehre von den Universitäten Karlsruhe und Tübingen an die Universität Freiburg im Jahre 1920 erhöht. In das Vordiplom für Forstwissenschaften nahm man Meteorologie und Klimatologie als Prü-

fungsfach auf. Auch in der geographischen Ausbildung strebte man eine Erweiterung des Lehrangebots in dieser Richtung an. Der Studiendirektor a. D. Prof. Dr. Walter Wundt erhielt einen Lehrauftrag für „Geographische Meteorologie“, der allerdings bald wieder zurückgezogen wurde. Von 1947 an war Wundt 20 Jahre lang Honorarprofessor für Hydrographie und Paläoklimatologie an der Nat.-Math. Fakultät der Universität Freiburg.

Trotz dieser Bemühungen empfand man auf Dauer die Praxis, das Fach Meteorologie und Klimatologie durch einzelne Lehraufträge an dem Fach nahestehende Dozenten vertreten zu lassen, als unbefriedigend, obwohl auch von den Fachvertretern der Geographie Vorlesungen über klimatologische Themen in mehr oder weniger regelmäßigen Abständen angeboten wurden. Daher griff man eine Anfrage vom Januar 1936 des Reichsministeriums für Wissenschaft, Erziehung und Volksbildung in Berlin, das nun in erster Linie für die Forschung und Lehre an den Universitäten zuständig war, sehr positiv auf. Darin hieß es, ob sich „die Einrichtung eines Lehrstuhls oder eines Lehrauftrags für Meteorologie an der Universität Freiburg empfehle“. In sei-

¹ Die Ausführungen sind eine gekürzte und aktualisierte Version der Institutsgeschichte von A. Kessler aus dem Jahre 1996 im Archiv des Meteorologischen Instituts.

ner Stellungnahme befürwortete der damalige Rektor, Prof. Dr. Friedrich Metz, nachdrücklich die Errichtung eines Instituts und Lehrstuhls. Die Aktivitäten führten insofern zu einem gewissen Erfolg, als der Meteorologe im Reichswetterdienst Dr. Heinz Loßnitzer in diesem Zusammenhang im Jahre 1936 nach Freiburg versetzt und mit der Leitung der Wetterdienststelle am Flughafen Freiburg beauftragt wurde. Im Jahre 1937 erhielt er an der Nat.-Math. Fakultät der Universität Freiburg einen Lehrauftrag für das Fach Meteorologie und Klimatologie.

Die Bemühungen der Universität Freiburg um die Errichtung eines Ordinariats waren zunächst allerdings folgenlos geblieben. Im Zusammenhang mit der 1941 verfüigten Neuordnung des Studiums der Geophysik, Meteorologie und Ozeanographie in Deutschland wurde die Universität Freiburg nicht berücksichtigt. Der Universität wurde anheim gestellt, nach Beendigung des Krieges einen Neuantrag zu stellen. Im Jahre 1946 trat H. Loßnitzer in den Deutschen Meteorologischen Dienst der französisch besetzten Zone ein und wurde Leiter dessen Bioklimatischer Abteilung. Gleichzeitig konnte er erreichen, dass diese Abteilung als Bioklima-Institut an der Universität Freiburg fungierte. Diese Konstruktion ermöglichte es ihm, die personellen und sachlichen Ressourcen der vom Wetterdienst finanzierten Abteilung für seinen Lehrauftrag zu nutzen. Damit war ein erster Schritt zur Gründung eines Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg getan. Mit der Überführung der einzelnen Länderwetterdienste in die Bundesbehörde „Deutscher Wetterdienst“ im Jahre 1952 wurde die Verbindung des Bioklima-Instituts zur Universität Freiburg gelöst. Es erhielt den Status eines Observatoriums des Deutschen Wetterdienstes.

Schließlich konnte H. Loßnitzer in der Folgezeit erreichen, dass in Fortführung der Tradition mit dem Bioklima-Institut – sozusagen in ei-

ner Rückführungsaktion – aus der Substanz an Personal- und Sachmitteln des Observatoriums mit Wirkung vom 1. April 1958 das Meteorologische Institut der Universität Freiburg gegründet wurde. Er selbst kehrte wieder in Landesdienste zurück und ihm wurde in der Stellung eines Oberregierungsrates die Leitung des Instituts übertragen, das der Nat.-Math. Fakultät zugeordnet war. Nach dem plötzlichen Tod von Prof. Dr. Loßnitzer im April 1964 wurde der Direktor des Instituts für Forstliche Ertragskunde, Prof. Dr. Gerhard Mitscherlich, mit der kommissarischen Leitung des Meteorologischen Instituts betraut. Der Lehrbetrieb, vor allem die für die Ausbildung der Forststudenten notwendige Abhaltung von Vorlesungen, wurde provisorisch durch die Vergabe eines Lehrauftrags an Dr. Rudolf Neuwirth, einen ehemaligen Mitarbeiter am Bioklima-Institut, aufrecht erhalten.

Die Bemühungen um einen Nachfolger für H. Loßnitzer als Institutsleiter zogen sich vier Jahre lang hin, bis man Dr. Hans Hinzpeter, zu jener Zeit Dozent und Oberassistent in der Abteilung Maritime Meteorologie des Instituts für Meereskunde an der Universität Kiel, gewinnen konnte. Inzwischen war die Oberregierungsrats-Stelle in die Stelle eines Wissenschaftlichen Rats umgewandelt worden. H. Hinzpeter wurde im April 1968 zum Wiss. Rat an der Nat.-Math. Fakultät ernannt. Im Jahre 1970 kam es zur Aufteilung der Nat.-Math. Fakultät und zur Gründung der Geowissenschaftlichen Fakultät, der das Meteorologische Institut auf Antrag eingegliedert wurde. Im März 1970 verließ Prof. Dr. Hinzpeter die Universität Freiburg, nachdem er einen Ruf auf ein Ordinariat an der Universität Mainz angenommen hatte. Prof. Dr. Wolfgang Weisheit, der Direktor des Instituts für Physische Geographie, übernahm vorläufig die kommissarische Leitung des Meteorologischen Instituts. Die Vertretung des Faches wurde während der Vakanz durch Lehraufträge an Prof. Dr.

Hans Hinzpeter, Mainz, und Prof. Dr. Albrecht Kessler, Bonn, wahrgenommen, die in der Zwischenzeit auch Prüfungen für die Studenten der Forstwissenschaftlichen Fakultät durchführten.

Im Juni 1972 nahm A. Kessler den Ruf auf die Stelle eines Abteilungsvorstehers und Wiss. Rates an der Geowissenschaftlichen Fakultät der Universität Freiburg an. In den Berufungsverhandlungen konnte erreicht werden, dass dem Meteorologischen Institut 1973 neue Räumlichkeiten im Stadtzentrum von Freiburg (Werderring 10) zugewiesen wurden. Im Jahre 1977 erhielt A. Kessler einen Ruf auf ein Ordinariat an der Universität Köln. Um ihn zum Bleiben zu bewegen, wurde seine Stelle 1979 in ein Ordinariat umgewandelt und er auf den Lehrstuhl für Meteorologie und Klimatologie an der Universität Freiburg berufen. Nach der Emeritierung von Prof. Dr. Kessler im September 1992 folgte Prof. Dr. Helmut Mayer vom Lehrstuhl für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie der Universität München im Oktober 1992 der Berufung auf das Ordinariat für Meteorologie und Klimatologie am Meteorologischen Institut der Universität Freiburg.

Bei einer erneuten Strukturreform der Fakultäten der Universität Freiburg im Jahre 2002 wurde die Geowissenschaftliche Fakultät aufgelöst und das Meteorologische Institut zusammen mit anderen geo- und forstwissenschaftlichen Instituten zu einer Fakultät für Forst- und Umweltwissenschaften vereinigt.

Zur Zeit sind am Meteorologischen Institut der Universität Freiburg 10 WissenschaftlerInnen (davon 3 auf Planstellen und 7 auf Drittmitteln) sowie 3 MitarbeiterInnen im technischen Dienst und Verwaltungsdienst beschäftigt. In Lehre und Forschung besteht eine gute Zusammenarbeit mit der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg in Karlsruhe und der Abteilung Medizin-Meteorologie des Deutschen Wetterdienstes in

Freiburg. Im August 1999 wurde ihr Leiter Dr. Gerd Jendritzky zum Honorarprofessor an der Universität Freiburg bestellt.

Die Raumnot am Werderring 10, die von Anfang an bestand, konnte nur durch eine Notlösung gemildert werden, als dem Meteorologischen Institut zusätzliche Büro-, Labor- und Lagerräume an einem weiteren Standort im Institutsviertel (Hebelstraße 27) zugewiesen wurden. Die gemeinsam mit dem Institut für Waldwachstum betriebene Feinmechanik-Werkstatt befindet sich an einem dritten Standort in einem ehemaligen Gebäude des Herder-Verlags (Tennenbacher Straße 4). Die Zusammenführung der drei Institutsteile an einem einzigen Standort stellt eine wichtige Zukunftsaufgabe dar.

Lehre

An der Universität Freiburg gibt es keinen Diplomstudiengang Meteorologie. Das Fach Meteorologie und Klimatologie ist derzeit Pflichtfach im Grundstudium der Diplomstudiengänge für Forstwissenschaft und für Hydrologie sowie im Magister Scientiarum-Studiengang. Wahlpflichtfach ist es im Hauptstudium der Diplomstudiengänge Forstwissenschaft und Hydrologie sowie in den Diplomstudiengängen Informatik und Physik. Pro Jahr nehmen insgesamt etwa 160 Studierende an den Lehrveranstaltungen im Fach Meteorologie und Klimatologie teil. Die Lehrveranstaltungen

Abb. 1: Großer meteorologischer Messturm auf der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim innerhalb eines Waldkiefernbestandes (*Pinus sylvestris* L.).



gen beziehen sich auf Grundlagen im Fach Meteorologie und Klimatologie sowie auf Vertiefungen insbesondere in Forschungsbereichen des Meteorologischen Instituts.

Zur Zeit wird an der Umstrukturierung aller Studiengänge an der Universität Freiburg gearbeitet. Die an der Fakultät für Forst- und Umweltwissenschaften bestehenden Studiengänge wurden aufgelöst und durch zwei B.Sc.-Studiengänge sowie fünf M.Sc.-Studiengänge ersetzt. In diesem Zusammenhang gibt es das Nebenfach Meteorologie und Klimatologie für die B.Sc.-Studiengänge. In den Pflicht- und Wahlpflichtmodulen der M.Sc.-Studiengänge ist das Meteorologische Institut mit verschiedenen Lehrbausteinen aus seinen fachlichen Kompetenzen vertreten.

Aktuelle Forschungsrichtungen

Die Arbeitsgruppen des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg untersuchen aktuelle Probleme, meistens mit Unterstützung der DFG, des BMBF oder anderer Drittmittelgeber, in Forstlicher Meteorologie/Hydrometeorologie, Umweltmeteorologie und physikalischer Klimatologie. Viele Untersuchungen werden dabei vor dem Hintergrund des regionalen Klimawandels durchgeführt.

Forstliche Meteorologie/Hydrometeorologie

Die Forstmeteorologische Messstelle Hartheim (Abb. 1), die sich innerhalb eines Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) etwa 25 km südwestlich von Freiburg in der südlichen Oberrheinebene befindet, stellt das zentrale Freiluftlabor des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg dar. Dort werden seit dem Jahre 1974 kontinuierlich alle meteorologischen, hydrologischen und forstlichen Variablen gemessen, die für die langfristige Untersuchung der Wechselwirkungen zwischen der Wuchsdynamik des Waldes (Höhen- und Dickenwachstum, Durchforstungseingriffe) und den Prozessen sowie daraus resultierenden Zuständen seines Strahlungs-, Wärme-, Wasser- und Impulshaushaltes erforderlich sind (Abb. 2). Aufgrund der vorhandenen Infrastruktur sowie der horizontalen Gelände- und Bestandes-

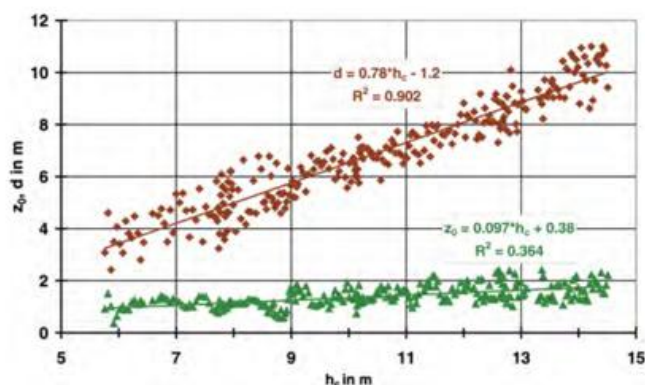


Abb. 2: Rauigkeitsparameter z_0 und Nullpunktverschiebung d des Hartheimer Kiefernwaldes in Abhängigkeit von der Bestandeshöhe h_c (Untersuchungszeitraum: 1978 bis 2001).

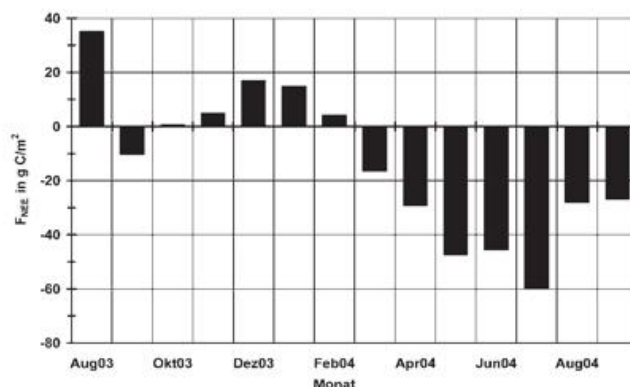


Abb. 3: Monatssummen des net ecosystem C exchange F_{NEE} des Hartheimer Kiefernwaldes von August 2003 bis September 2004; im extremen Dürremonat August 2003 bildete der Wald eine deutliche Kohlenstoffquelle.

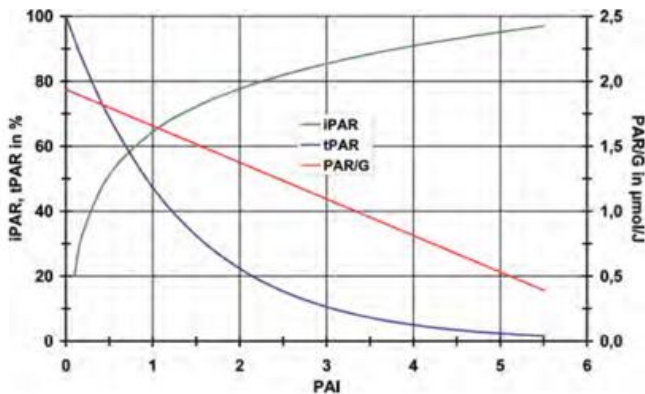


Abb. 4: Optische Eigenschaften des Kronenschirms von Buchenbeständen (*Fagus sylvatica* L.) bei Möhringen auf der südwestlichen Schwäbischen Alb: Experimentell bestimmte Abhängigkeit der Interzeption iPAR der photosynthetisch aktiven Strahlung PAR im Kronenschirm, der Transmission tPAR von PAR durch den Kronenschirm und des Quotienten PAR/G (G: Globalstrahlung) unter dem Kronenschirm vom Pflanzenflächenindex PAI.

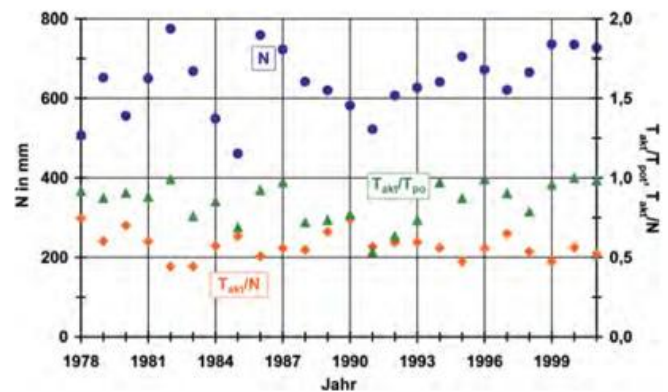


Abb. 5: Langzeitentwicklung hydrometeorologischer Kenngrößen des Hartheimer Kiefernwaldes: Jahresmittelwerte von Niederschlag N sowie der Quotienten T_{akt}/N (T_{akt} : aktuelle Transpiration) und T_{akt}/T_{pot} (T_{pot} : potenzielle Transpiration), T_{akt} und T_{pot} über BROOK90 simuliert; der abnehmende Blattflächenindex infolge von Durchforstungsmaßnahmen führt tendenziell zu einer Reduzierung von T_{akt}/N .

homogenität finden an diesem Standort häufig temporäre Untersuchungen zu aktuellen waldbezogenen Fragestellungen statt, in die auswärtige Forschergruppen mit einbezogen sind:

- Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und einem Kiefernwald,
- Quellstärken von flüchtigen organischen Verbindungen für Waldökosysteme,
- Wasser- und CO_2 -Haushalt eines Waldes auf einem Trockenstandort (s. dazu Abb. 3),
- Auswirkungen von Klimaänderungen auf Pflanzenbestände am Oberrhein.

Der zunehmenden Bedeutung von Buchen (*Fagus sylvatica* L.) in der Forstwirtschaft wird in interdisziplinären Forschungsarbeiten zum Wasser- und Nährstoffhaushalt von Buchenwäldern Rechnung getragen. Seit dem Jahre 1999 werden die Einflüsse von Exposition und Überschirmung auf die klimatischen Verhältnisse von Buchenbeständen experimentell und über Modellansätze untersucht (Abb. 4). Sie befinden sich auf dem NO- und SW-Hang eines engen Tals bei Möhringen auf der südwestlichen Schwäbischen Alb.

Wälder stellen flächenmäßig die weitaus dominierende Landnutzung der Kontinente dar. Deshalb

ist für viele Fragestellungen eine genaue Kenntnis von Prozessen sowie daraus resultierenden Strukturen und Zuständen in der atmosphärischen Grenzschicht über Wäldern von großer Bedeutung. Da für diesen Zweck forstmeteorologische Messtürme wegen ihrer limitierten Höhe nur bedingt geeignet sind, werden in vergleichenden Fallstudien bodengebundene Fernerkundungssysteme (Fesselballon und Sodar) eingesetzt, mit denen die atmosphärische Grenzschicht über Wäldern und anderen Landnutzungstypen vergleichend untersucht wird.

In Ergänzung zu den experimentellen Arbeiten wird der vor dem Hintergrund des Klimawandels immer bedeutender werdende Wasserhaushalt der Wälder über die Anwendung verschiedener forstlicher Wasserhaushaltsmodelle simuliert (Abb. 5). Sensitivitätsstudien dienen u.a. der Analyse, inwieweit Wälder atmosphärische Stressbedingungen, wie die extreme Dürre im Sommer 2003, durch Beeinflussung ihrer Bestandesstruktur graduell abpuffern könnten.

Zunehmende intensive Sturmereignisse sind ein weiterer forstlich relevanter Risikofaktor, der auf den Klimawandel zurückgeführt wird. In diesem Kontext sind Modellie-

rungen zu den Wechselwirkungen von dynamischen Windlasten und dynamischen Reaktionen von Bäumen unter Berücksichtigung der Kronenkollisionsproblematik einzuordnen, die über experimentelle Fallstudien ergänzt werden sollen.

Umweltmeteorologie

Die derzeitigen umweltmeteorologischen Forschungsarbeiten beziehen sich auf aktuelle Fragestellungen in der Stadtklimatologie, Luftreinhaltung und Angewandten Human-Biometeorologie. Gemeinsam mit Forschungspartnern werden integrative Methoden zur auf Menschen bezogenen Bewertung der thermischen und lufthygienischen Komponente des Klimas entwickelt und in verschiedenen Skalenebenen von Stadt- und Regionalplanung angewandt (Abb. 6 und 7). Durch die Kombination des mikroskaligen Modells ENVI-met für die Simulation des dreidimensionalen Feldes von meteorologischen Parametern in urbanen Strukturen mit der modellierten physiologisch äquivalenten Temperatur PET als thermophysiologisch relevanter Bewertungsindex steht eine Methode zur auf Menschen bezogenen Beurteilung von urbanen Freiraumbedingungen zur Verfügung, die für Städte unter mitteleuropäischen und subtropischen Klimabedingungen angewandt und validiert

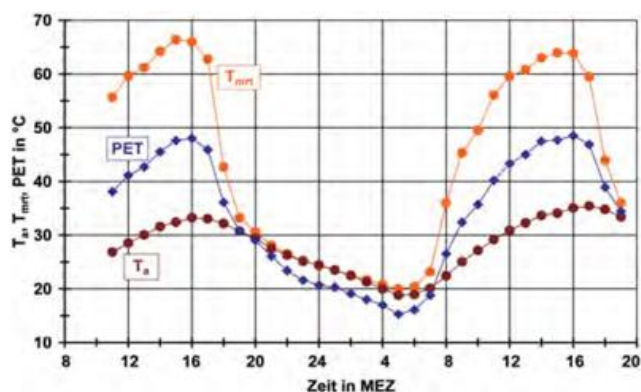


Abb. 6: Lufttemperatur T_a , mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt} und physiologisch äquivalente Temperatur PET als thermischer Bewertungsindex auf der Nordseite einer Straßenschlucht ($H/W \approx 1$, E-W-Orientierung) im Zentrum von Freiburg an zwei typischen Sommertagen im Juli 2003.

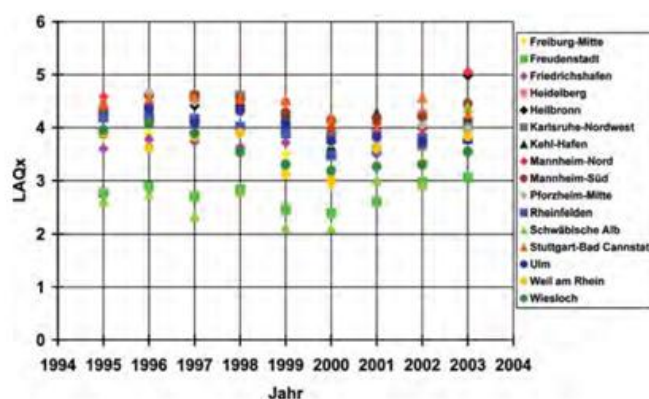


Abb. 7: Zeitlicher Verlauf des planungsrelevanten Luftqualitätsindex LAQx an Luftmessstationen in Baden-Württemberg (Bewertungsstufen: 1 – sehr gut, 2 – gut, 3 – befriedigend, 4 – ausreichend, 5 – schlecht, 6 – sehr schlecht).

wurde. Über immissionsstatistische Verfahren erfolgt die Analyse regionaler Charakteristika von Luftkomponenten, wobei unterschiedliche Emissionsbedingungen und atmosphärisch geprägte Transmissionszustände Randbedingungen bilden. Dazu zählt auch die Frage, inwieweit sich Schwebstaubkonzentrationen durch lokale Maßnahmen reduzieren lassen. Zur Bündelung von Informationen über das Stadtklima hat das Meteorologische Institut die internationale Stadtklima-Homepage (<http://www.stadtklima.de>) eingerichtet.

Physikalische Klimatologie

Retrospektive Analysen von gemessenen Klimavariablen dienen der Beantwortung der Fragestellung, welches Muster und Ausmaß der Klimawandel in Südwestdeutschland angenommen hat. Sie bilden die Grundlage für die Abschätzung der Auswirkungen des regionalen Klimawandels, wobei

sich das Meteorologische Institut weitgehend auf die Zielobjekte Menschen und Wälder beschränkt. Außerdem stehen Auswertungen der langfristigen Veränderungen der Strahlungs- und Wärmeströme über dem Hartheimer Kiefernwald im Vordergrund. Das Klima in der südlichen Oberrheinebene in der Zeit vor der Instrumentenbeobachtung wurde über Proxydaten untersucht. Die dabei erprobten Methoden werden bei der Bearbeitung von Witterungsextremen weiter entwickelt, um u.a. historische Hochwasserereignisse in Südwestdeutschland für ein zukünftiges Hochwasser-Risikomanagement zu analysieren.

Methoden der Human-Biometeorologie zur graduellen Bewertung der thermischen Freiraumbedingungen durch Menschen wurden für die Konstruktion von hoch aufgelösten Bioklimakarten von Österreich angewendet. Sie dienen

der Fortschreibung der atmosphärischen Grundlagen für Fremdenverkehrszwecke. Dafür wurden das am Meteorologischen Institut entwickelte Human-Bioklimamodell RayMan sowie PET als thermischer Bewertungsindex eingesetzt. Diese Verfahren eignen sich als Tools für Untersuchungen zu den Auswirkungen des Klimawandels auf den Tourismus im regionalen Maßstab.

Anschrift der Autoren

Prof. Dr. Helmut Mayer
 Prof. (em.) Dr. Albrecht Kessler
 Meteorologisches Institut der Universität Freiburg
 Werderring 10
 79085 Freiburg
 E-Mail: helmut.mayer@meteo.uni-freiburg.de
 E-Mail: albrecht.kessler@meteo.uni-freiburg.de
<http://www.mif.uni-freiburg.de>

M. KURZ

Zur Rolle des Synoptikers in der modernen Wettervorhersage

On the role of the forecaster in modern weather forecasting

Zusammenfassung

Da die numerischen Modelle im Mittel recht brauchbare Ergebnisse für die Wettervorhersage liefern, stellt sich die Frage nach der Rolle des Synoptikers im Vorhersageprozess. Für die Beantwortung dieser Frage ist entscheidend, dass die Modelle nach wie vor Defizite bei der Simulation spezieller gefahrenträchtiger Wetterlagen aufweisen, so dass der Synoptiker insbesondere für die Durchführung eines optimalen Warndienstes benötigt wird. Um diese Aufgabe erfüllen zu können, bedarf es genauer Kenntnisse der Struktur der betreffenden Wettersysteme, um unabhängig vom Modell eine Diagnose der Wetterlage durchführen und alternativ Vorhersagen formulieren zu können. In der Arbeit werden Diagnoseverfahren für zyklonenetische Prozesse sowie für die Auslösung starker Konvektion angesprochen. Sehr wichtig ist dabei die Einbeziehung von Fernerkundungsdaten, die spezielle Signale für den Entwicklungsstand der synoptischen Systeme liefern. Für den zeitgerechten Einsatz dieser Verfahren in der Praxis sollte der operationelle Arbeitsablauf eine spezielle Schicht für Nowcasting und Kurzfristvorhersage einschließlich Warndienst enthalten.

1 Einführung

Die moderne Wettervorhersage wird gekennzeichnet durch den intensiven Einsatz von Großrechnern, auf denen nicht nur die verschiedenen numerischen Modelle laufen, sondern im Anschluss daran weitgehend automatisiert die Produktion der zahlreichen Zwischen- und Endergebnisse erfolgt. Mehrmals am Tag werden in großer Zahl Modell-Ergebnisse abgeliefert, die nahezu alle Skalen und Vorhersagezeiträume abdecken: von der Lokalvorhersage für einige Stunden bis zu Vorhersagen weltweit für mehrere Wochen oder gar Jahreszeiten. Ferner werden entsprechend den Wünschen der verschiedenen Nutzer die Modell-Ergebnisse durch Anschlussrechnungen weiter aufbereitet.

Die Verifikationsergebnisse zeigen, dass die Güte der numerischen Vorhersagen im Mittel recht hoch ist. Deshalb mag es gerechtfertigt erscheinen, viele Vorhersageprodukte nicht nur automatisch erzeugen zu lassen, sondern auch ohne Kontrolle durch den Synoptiker – sei er Vorhersagemeteorologe, sei er Wetterberater – an den Endnutzer zu übermitteln. Das gilt beispielsweise für die Medienversorgung: Die Feldanimationen, die viele Fernsehpräsentationen dominieren, werden normalerweise automatisch produziert, so dass der verantwortliche Medienmeteorologe keinen Einfluss auf ihren Inhalt nehmen kann.

Damit stellt sich die Frage, ob wir in der operationellen Wettervorhersage den traditionellen Synoptiker mit seinem speziellen Wissen und seiner Erfahrung überhaupt noch brauchen, sondern nur noch Präsentatoren und Verkäufer des Modell-Outputs. Folgt man den Verifikationsergebnissen (siehe z. B. BALZER 2002), könnte man das beinahe glauben. Sie zeigen nämlich, dass die im Vorhersagedienst eingesetzten Meteorolo-

gen und Wetterberater die numerisch erstellten Vorhersagen im Mittel kaum noch verbessern können. Aufgrund dieser Ergebnisse haben viele nationale Wetterdienste bereits vor Jahren begonnen, das Personal für den operationellen Vorhersagebetrieb zu reduzieren. Auf der anderen Seite ist die wachsende Tendenz zu verzeichnen, dass manche der in der Vorhersage tätigen Meteorologen und Berater blindlings dem Modell-Output vertrauen und ihr vorher sicher erlerntes Wissen über die Wettervorgänge auch in kritischen Situationen nicht mehr einsetzen.

Diese Tendenzen beschreiben allerdings einen gefährlichen Weg. Die oben erwähnten Verifikationsergebnisse sind normalerweise Mittelwerte über einen Monat oder längere Zeiträume. Sie können deshalb die zwei oder drei größeren Modellfehler, die nach wie vor jeden Monat vorkommen, gar nicht widerspiegeln. Diese Modellfehler sind aber oftmals signifikant, denn sie betreffen nicht selten gefährliche Wettererscheinungen wie Orkanwinde, heftige Gewitter mit Hagel oder Starkniederschläge, die zu Überflutungen führen können. Gemäß gesetzlichem Auftrag ist in solchen Situationen die Ausgabe von Warnungen an die zuständigen Behörden, aber auch an die Öffentlichkeit, zwingend erforderlich. Dies muss dann getan werden von Synoptikern, die noch fähig sind, auch ohne direkte Modell-Guidance effektiv zu arbeiten.

2 Defizite der Wettervorhersagemodelle - Vorteile des Synoptikers

Die Warnungen vor den eben erwähnten gefährlichen Wettererscheinungen gehören in den Vorhersagebereich des Nowcasting und der Kurzfristvorhersage, d. h. in das Zeitintervall bis zu 12 Stunden. Während der COST-Aktion 78 (2001), die sich mit der Verbesse-

rung der Vorhersagemethoden für diesen Zeitbereich befasste, wurden drei Gebiete identifiziert, in denen Defizite in der Modellsimulation zu verzeichnen sind, nämlich:

- Fronten und Zyklogenese, insbesondere die Wetterwirksamkeit von Fronten und kleinräumige, rasch ablaufende Zyklogenese,
- Starke Konvektion, insbesondere die Bildung mesoskaliger konvektiver Systeme,
- Nebel und Hochnebel.

Das gilt heute noch genau so wie vor 10 Jahren, als die Aktion gestartet wurde. Einige Fragen konnten inzwischen gelöst werden, bei Nebel und Hochnebel sind aber die Probleme nach wie vor so groß, dass inzwischen eine neue COST-Aktion dafür ins Leben gerufen wurde.

Was muss nun der Synoptiker tun, damit er im Fall einer vom Modell nicht richtig simulierten Zyklonenentwicklung bzw. bei der Vorhersage starker Konvektion erfolgreich in den Vorhersageprozess eingreifen kann? Entscheidend dafür ist eine eigene synoptische Diagnose, d. h. eine Beurteilung des dreidimensionalen Zustands der Atmosphäre in Hinblick auf die laufenden synoptischen Prozesse und vor allem auf das Potenzial für neue Entwicklungen. Die Diagnose muss natürlich auf einer Analyse des atmosphärischen Zustands basieren. Da heutzutage nahezu alle Analysen numerisch produziert werden, müssen diese Analysen manuell kontrolliert werden, um mögliche Fehler zu entdecken, die zu Fehlern der Modellsimulation Anlass geben können. Als Ergebnis der Diagnose kann die Vorhersage formuliert werden – entweder der numerischen Guidance folgend oder abweichend davon in den Fällen, in denen der Modell-Output zweifelhaft erscheint.

Nowcasting ist per se die Domäne des Menschen, denn in dieser Zeitskala kann er Fähigkeiten einsetzen, die ihn besser machen als die numerischen Verfahren:

- Er kann kleinräumig genauer analysieren, z. B. wenn es um die Nutzung einzelner wichtiger Beobachtungen geht,
- Er hat immer einen zeitlichen Vorsprung gegenüber den Modellläufen, d. h. er weiß, wenn der Output eines Laufs eintrifft, bereits, wie sich das Wetter in der Zwischenzeit wirklich entwickelt hat,
- Er kann typische Signaturen und Strukturen in den Daten erkennen, etwas womit sich numerische Verfahren nach wie vor schwer tun, und
- Er kann sich – zumindest bei rein deterministischen Vorhersagen – Alternativszenarien der Entwicklung überlegen.

Für die Realisierung der ersten beiden Vorteile muss der Synoptiker einen raschen Zugriff auf alle Daten, aber auch genügend Zeit und die notwendige Ausrüs-

tung haben, um die numerischen Produkte zu überprüfen und mit der wahren Wetterentwicklung vergleichen zu können.

Um typische Signaturen und Strukturen in den Daten wiedererkennen und Alternativszenarien der Entwicklung sich überlegen zu können, muss man sie natürlich erst einmal kennen. Da genügt hinsichtlich der Zyklonenentwicklung sicher nicht nur die Kenntnis des Lebenslaufs der idealen Polarfrontzyklone, wie ihn die „Bergener Schule“ vor etwa 80 Jahren beschrieben hat und wie er auch heute noch in Lehrbüchern und Vorlesungen präsentiert wird. Denn nicht jedes Tief, das an der Polarfront entsteht, durchläuft diesen Zyklus, manche bleiben schwach und füllen sich wieder auf, während andere urplötzlich eine rasche Intensivierung erfahren. Auch erfolgt die Zyklogenese nicht immer direkt an der Front, sondern z. T. abseits von ihr in der Kalt- oder Warmluft, woraus dann – wenn man dieses abweichende Verhalten nicht ins Kalkül zieht – u. U. eine Fehlanalyse der Bodenfronten resultiert. Was diese Bodenfronten angeht, so ist ihre Verbindung zu den Wolken- und Niederschlagsgebieten durchaus nicht immer so einfach, wie es das Schema der Idealzyklone suggeriert. Leider ist festzustellen, dass viele Synoptiker im In- und Ausland nach wie vor kritiklos an diesen Schemata hängen und alles Wetter mit dem Einzeichnen obskurer Frontlinien in die Bodenkarte, die sie ja als einzige Karte noch analysieren, zu erklären versuchen.

3 Methoden der synoptischen Diagnose

3.1 Diagnose zyklonenetischer Effekte

Für die wirkliche und physikalisch korrekte Diagnose zyklonenetischer Effekte ist es vielmehr entscheidend, sowohl Boden- als auch Höhenkarten zu betrachten und die Interaktionen zwischen den verschiedenen Schichten der Atmosphäre, insbesondere zwischen unterer und oberer Troposphäre, zu erfassen. Da eine Zyklonenentstehung in Bodennähe Produktion zyklonaler Vorticity durch Konvergenz voraussetzt, ist es besonders wichtig, den Antrieb für großräumige Hebung diagnostizieren zu können. Das quasigeostrophische Gleichungssystem liefert dafür die Aussage, dass Hebung zu erwarten ist in Gebieten mit positiver Vorticityadvektion (PVA) in der Höhe, maximierter Warmluftadvektion (WLA) und/oder maximierter diabatischer Erwärmung (z. B. beim Freiwerden von Kondensationswärme). Mit Hilfe des von HOSKINS et al. (1978) in die Diagnose eingeführten Q-Vektors lassen sich die beiden diabatischen Effekte zusammenfassen in der Konvergenz dieser Vektoren. Der Q-Vektor erlaubt darüber hinaus mit seiner isothermen senkrechten Komponente eine Diagnose frontogenetischer oder frontolytischer Effekte im horizontalen Windfeld und der damit gekoppelten Querkirkulationen, die häufig entscheidend für die Wetterwirksamkeit von Fronten sind.

Es ist bekannt, dass kräftige, unter Umständen explosionsartig ablaufende Zyklongenese meist nicht das Ergebnis des Labilwerdens einer einzigen baroklinen Welle sind, sondern aus der Interaktion zunächst unabhängiger zyklonaler Systeme in der Höhe und in Bodennähe resultieren. Geeignete Strukturen in der Höhe, in denen die Divergenz im Windfeld für den notwendigen Druckfall und somit die Auslösung einer aufwärts gerichteten Vertikalbewegung sorgen kann, sind seit langem bekannt. Es sind die Konfluenz- bzw. Diffleunzonen stromauf bzw. stromab eines Jetmaximums sowie kurze, progressiv wandernde Wellen der Höhenströmung, wo durch ageostrophische Komponenten quer bzw. längs zur Strömung Vergenzen erzeugt werden. Das konzeptionelle Modell für die Interaktion hat vor beinahe 50 Jahren PETTERSEN (1956) entwickelt. Zyklongenese ist demnach dort zu erwarten, wo ein Gebiet signifikanter PVA in der Höhe (meist vorderseitig eines kurzwelligen Höhentrog) sich einer langsamer wandernden Front oder bereits existierenden Frontalwelle in der unteren Troposphäre annähert und schließlich überlagert (Abb. 1). Die PVA zeigt die Divergenz in der Höhe an. Ihr Effekt für den Boden wird zunächst durch darunter wirksame Kaltluftadvektion kompensiert, kann sich aber dann voll durchsetzen, wenn die PVA auf die Frontalzone und ihre Vorderseite übergreift.

Den gleichen Prozess kann man auch mit Hilfe von Analysen der isentropen potenziellen Vorticity (IPV) verfolgen. Dieses äußerst wirksame diagnostische Hilfsmittel wurde bereits von KLEINSCHMIDT (1950) zur Erklärung von Tiefdruckentwicklungen herangezogen, ist aber erst durch die berühmte Arbeit von HOSKINS, McINTYRE und ROBERTSON (1985) in den Mittelpunkt der modernen synoptischen Diagnose gerückt worden. Wenn sich – wie in Abb. 2 dargestellt – eine obere positive IPV-Anomalie mit ihrer zunächst auf die Höhe beschränkten zyklonalen Zirkulation einer Frontalzone in der unteren Troposphäre annähert und überlagert, kann sich wegen der reduzierten statischen Stabilität die Zirkulation bis in Bodennähe durchsetzen. Sie führt zu einer wellenförmigen Deformation der Isothermen und damit zur Bildung einer positiven Temperatur- und IPV-Anomalie in Bodennähe, die mit ihrer zyklonalen Zirkulation nun auch die Strömung in der Höhe beeinflusst. Insgesamt ergibt sich eine Kopplung, bei der beide Anomalien anwachsen, bis sich ein neuer Gleichgewichtszustand einstellt. Besonders wichtig ist in diesem Zusammenhang das Freiwerden größerer Mengen Kondensationswärme, durch das in den unteren Schichten eine direkte Zunahme der IPV und damit natürlich auch der Vorticity des Windfelds erfolgt.

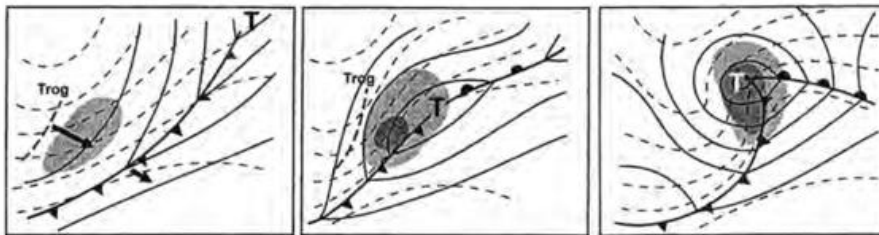


Abb. 1: Zyklongenese durch Annäherung eines oberen Vorticitymaximums an eine Front in der unteren Troposphäre. Ausgezogen: Isobaren des Bodenluftdrucks, strichliert: Isothermen der Mitteltemperatur, schattiert: Gebiet mit signifikanter positiver Vorticityadvektion in der Höhe, nach PETTERSEN (1956).

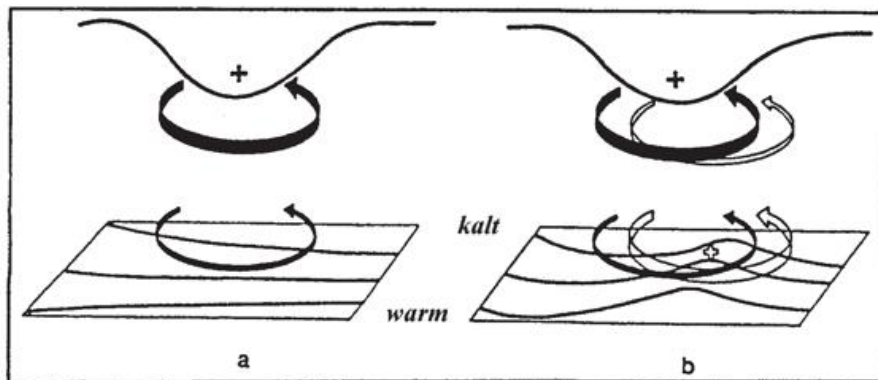


Abb. 2: Zyklongenese durch Annäherung einer IPV-Anomalie in Tropopausennähe an eine untere Frontalzone. Die obere Anomalie ist durch das „+“-Zeichen oberhalb der tiefliegenden Tropopause, die mit ihr verbundene zyklonale Zirkulation durch ausgefüllte Pfeile wiedergegeben. Die untere Frontalzone ist durch drei Isothermen repräsentiert. Das offene „+“ zeigt die neu entstandene untere Anomalie, die offenen Pfeile die mit ihr verbundene Zirkulation an, nach HOSKINS et al. (1985).

Die für die Durchführung der beschriebenen Methoden erforderlichen diagnostischen Parameter lassen sich leicht aus den Analysen und Vorhersagen der Basisfelder ableiten und mittels geeigneter Präsentationssysteme darstellen. Wichtig ist dabei vor allem der vertikale Vergleich der diagnostischen Felder mit der Bodenanalyse und die Überwachung der Veränderungen von Analyse zu Analyse.

Die synoptische Diagnose mit den genannten Hilfsmitteln sollte jeden Tag durchgeführt werden, nicht nur dann, wenn der Model Output zweifelhaft erscheint. Das hat den großen Vorteil, dass es dadurch möglich wird, die von den Modellen simulierte Wetterentwicklung zumindest qualitativ auf einer physikalisch korrekten Basis zu verstehen und nachvollziehen zu können, erlaubt aber auch, sich auf der Grundlage der eigenen Diagnose gewisse Varianten oder Alternativen zur numerisch simulierten Entwicklung vorstellen zu können.

3.2 Diagnose mit Hilfe von Fernerkundungsdaten

Da die genannten diagnostischen Parameter normalerweise aus operationellen numerischen Analysen oder Prognosen abgeleitet werden, erscheint ihre Nutzung zweifelhaft, wenn diese Analysen oder Prognosen als fehlerhaft betrachtet werden müssen. Dann müssen Diagnoseverfahren eingesetzt werden, die überwiegend auf Beobachtungen basieren. Besonders wichtig sind dabei Fernerkundungsdaten wie Satellitenbilder sowie Radar- und Blitzortungsdaten.

Es gibt eine große Anzahl konzeptioneller Modelle (CM), die typische Stadien der Entwicklung synoptischer Strukturen anhand von Satelliten- und/oder Radardaten beschreiben. Ein bekanntes CM dieser Art ist das für eine intensive oder gar explosionsartig verlaufende Zyklonogenese, dargestellt in Abb. 3. Charakteristisch dafür ist, dass sich in der Höhe eine Zunge trockener Luft bildet, die sich einer Front oder Wellenstörung in der unteren Troposphäre nähert oder überlagert. Das Vordringen der trockenen Luft, das in den Bildern des IR- oder WV-Kanals geostationärer Satelliten gut zu verfolgen ist, zeigt die mit Divergenz gekoppelte Advektion zyklonaler Vorticity (oder IPV) in der Höhe an. Als Reaktion entwickelt sich eine Wolkenstruktur über dem unteren Tief, die zyklonal nach rückwärts gebogen ist und als „Cloud head“ bezeichnet wird. Sie zeigt an, dass Hebung nun nicht mehr nur vorderseitig, sondern auch über und hinter dem Bodentief eingesetzt hat, so dass die darunter wirksame Konvergenz zur Intensivierung der zyklonalen Vorticity des Tiefs führen kann.

Ein prominentes Beispiel für die erfolgreiche Nutzung dieses CMs war das Orkantief „Martin“, das am 27./28.12.1999 Frankreich überquerte und riesige Schäden verursachte. Bei diesem Beispiel kann man insgesamt sehr gut die Vorteile des manuell betriebenen Nowcasting demonstrieren: Am Anfang steht die Identifikation eines klaren Fehlers in der numerischen

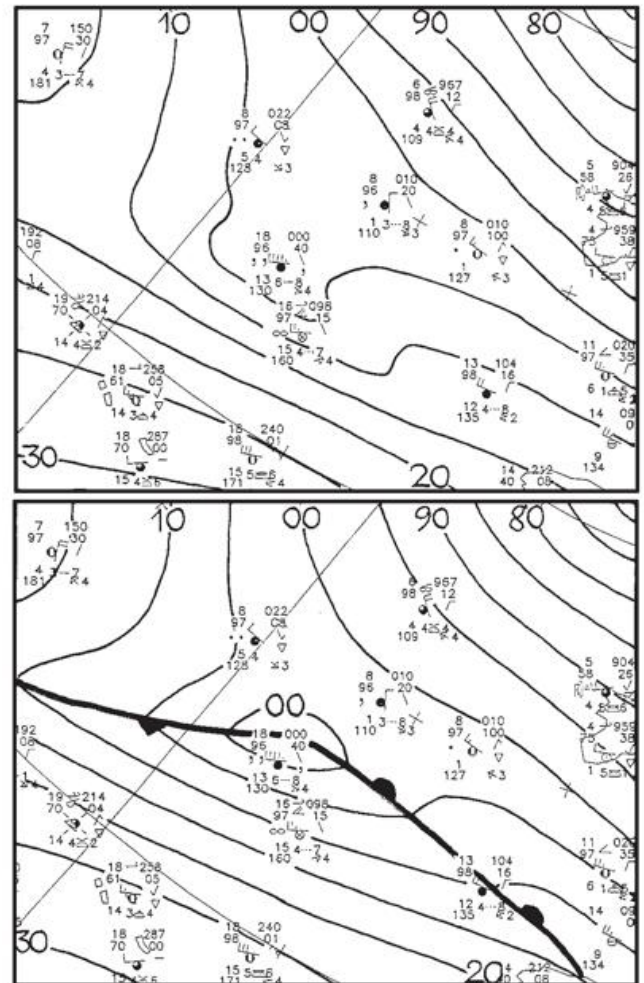


Abb. 4: Bodenbeobachtungen und Isobaren des Bodendruckes am 27.12.1999, 00 UTC. Oben: numerische Analyse des globalen Modells des DWD, unten: manuelle Analyse mit Bodenfront.

Analysis des Bodendruckfeldes (Abb. 4). Aufgrund eines falschen „Initial guess“ wird eine Schiffsmeldung nicht akzeptiert und damit der Scheitel einer Frontalwelle gegenüber der Handanalyse um einige 100 km zu weit im Süden analysiert. Das mag geringfügig erscheinen, dürfte aber doch einer der Gründe dafür gewesen sein, dass im Modell die Entwicklungsfähigkeit der Welle völlig unzureichend simuliert wurde.

Als die von dieser Analyse ausgehenden Modellvorhersagen vorlagen, waren bereits die Beobachtungen von 03 UTC und wenig später die von 06 UTC verfügbar und ließen keinen Zweifel daran, dass die Vorhersagen nicht verwendbar waren. Der Vergleich mit den Satellitenbildern aus dem

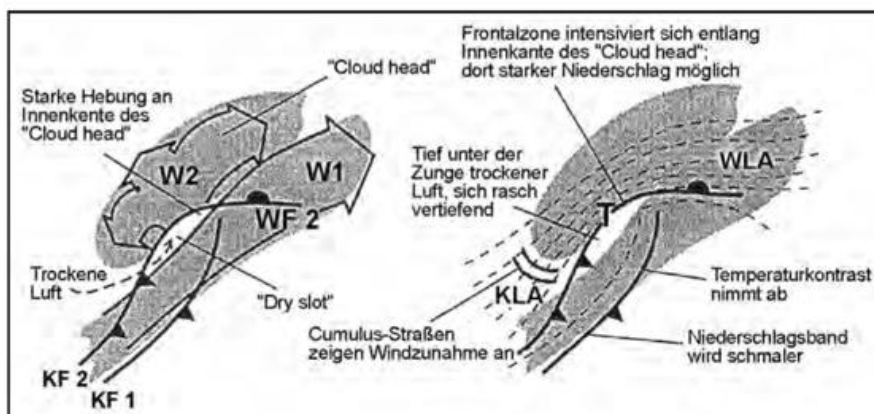
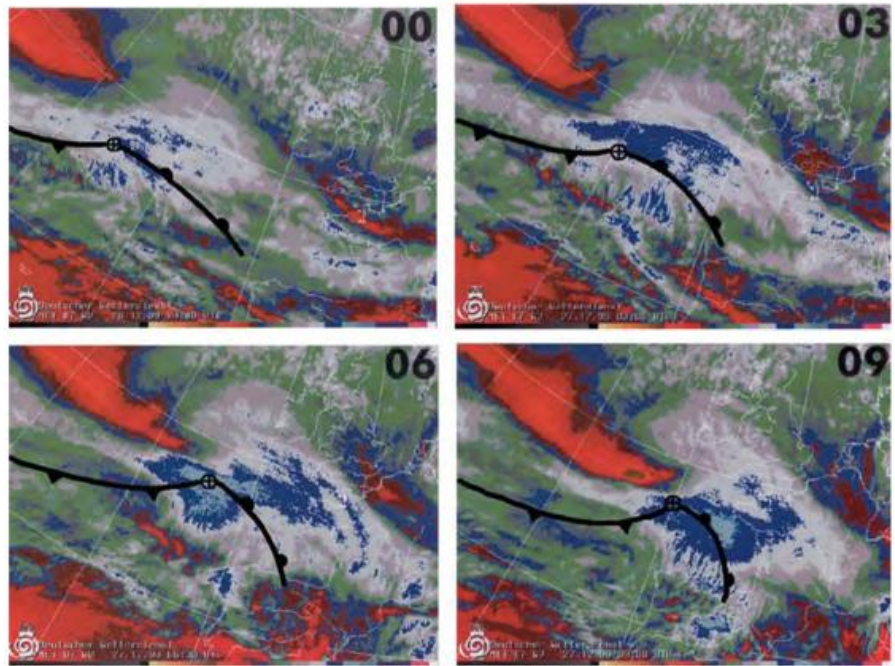


Abb. 3: Konzeptionelles Modell für eine explosive Zyklonogenese, nach COST 78 (2001). W1 bezeichnet den oberen Warmluftstrom, der das ursprünglich vorhandene frontale Wolkenband bildet, W2 die quer dazu rasch aufsteigende Warmluft, in der das „Cloud head“ entsteht. Beide werden durch die auffällige Zunge trockener Luft in der Höhe („Dry slot“) getrennt. Die Bodenkaltfront weist z. T. eine Doppelstruktur (KF 1, 2) auf.

Abb. 5: METEOSAT-Bilder des Wasserdampfkanals vom 27.12.1999, 00-09 UTC, mit Bodenfronten und Position des Bodentiefs. Rot eingefärbt ist die Zunge trockener Luft in der oberen Troposphäre wiedergegeben.



WV-Kanal von METEOSAT, die in Abb. 5 wiedergegeben sind, zeigte, dass sich eine Zunge trockener Luft in der Höhe dem Wellentief näherte, dass also gemäß dem eben besprochenen CM ein Kopplungsprozess nach PETERSEN ablief, der bei der hohen Feuchte der beteiligten Warmluft zu einer starken Zyklonogenese führen musste. Das wurde auch von den Wetterberatern des französischen Wetterdienstes erkannt, so dass trotz der schlechten numerischen Prognosen rechtzeitig detaillierte Warnungen vor dem über Frankreich hereinbrechenden Unwetter ausgegeben werden konnten.

3.3 Diagnose und Vorhersage starker Konvektion

Was die Vorhersage starker, z. T. mesoskalig organisierter Konvektion angeht, so ist zunächst festzustellen, dass hier die Modellprobleme hauptsächlich aus Unzulänglichkeiten der Parameterisierung resultieren. Das heißt, die numerische Analyse und Prognose der relevanten Basisfelder wie Stabilität und Vertikalbewegung kann durchaus korrekt sein, der direkte Model Output sich aber dennoch als falsch erweisen. An Tagen mit Konvektion ist deshalb auf jeden Fall eine eigene Diagnose angeraten. Da starke Konvektion zu meist nicht allein thermisch, sondern durch zusätzlich wirksame Hebung ausgelöst wird, sollte ein Vergleich der Stabilitätsverteilung mit den vorhergesagten Feldern der Vertikalbewegung oder des quasigeostrophischen Omega-Forcings durchgeführt werden. Besonders wichtig sind dabei potenziell instabile Luftmassen, die bei genügend lange wirksamer Hebung – z. B. vorderseitig eines kurzweiligen Höhentrog – durchgehend labilisiert werden können. Der Vergleich des KO-Indexes, der in grober Näherung mögliche potenzielle Instabilität zwischen 500 hPa und dem Boden anzeigt, mit dem Modell-Omega hat sich in vielen Fällen der Entwicklung schwerer Gewitter als überlegen gegenüber dem reinen Model Output erwiesen.

Zusätzlich ist festzustellen, dass auch bei rein thermischer Auslösung der typische Tagesgang der Konvektion von den Modellen nicht richtig wiedergegeben wird: Cumulonimben mit Schauern und Gewittern erscheinen im Output viel zu früh und enden ebenfalls zu früh. Eine direkte Übernahme des zeitlichen Ablaufs für die Vorhersage kann deshalb nicht erfolgen.

Ansonsten ist für das Nowcasting von starker Konvektion der Einsatz von Satelliten-, Radar- und Blitzortungsdaten unerlässlich. Dafür existieren bereits eine Reihe von automatisierten Verfahren, die die Interpretation der Daten erleichtern. Aber auch die Bodenbeobachtungen sollten nicht vergessen werden, da Konvergenzlinien im Bodenwindfeld der bevorzugte Platz für die Entstehung der ersten Konvektionszellen sind. Konvergenzlinien entstehen beispielsweise dort, wo auf engem Raum in kurzer Zeit große Temperaturunterschiede entstehen – etwa am Rand von Wolken- und Niederschlagszonen über dem sommerlichen Festland während des Tages. Wie das in Abb. 6 wiedergege-

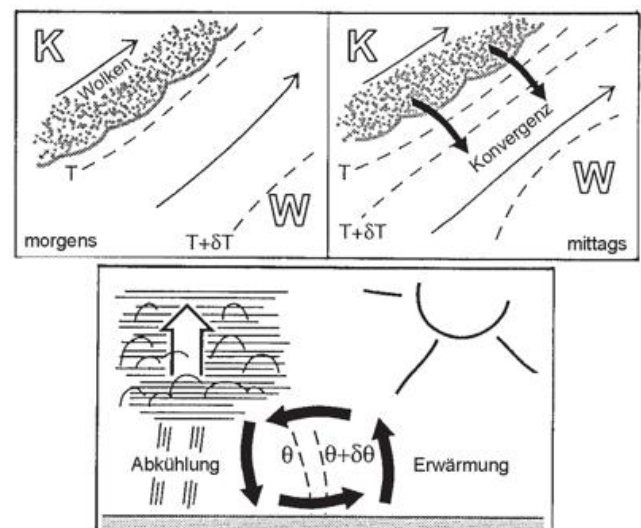


Abb. 6: Konzeptionelles Modell der Entstehung einer Temperaturdiskontinuität und Auslösung einer thermisch direkten Zirkulation am Rand von Wolken- und Niederschlagsgebieten über Land. Oben Horizontalprojektion mit Wolkenrand, Isothermen und Stromlinien am Morgen (links) und mittags (rechts), unten Vertikalschnitt mit bodennaher Frontalzone und Querkirkulation, nach COST 78 (2001).

bene einfache konzeptionelle Modell für diesen Prozess zeigt, wird durch den Temperaturkontrast eine Zirkulation in Gang gesetzt, innerhalb derer eine Konvergenzlinie am warmen Rand der thermischen Kontrastzone entsteht. Je größer der Temperaturunterschied, desto stärker ist natürlich die Zirkulation. Wenn die warme Luft genügend feucht und potenziell instabil ist, kann die Hebung zur Bildung von Cumulonimben führen und die Konvergenzlinie sich zur Squall Line umbilden. Durch ein Monitoring der bodennahen Temperatur- und Windfelder am Rande größerer Wolken- und Niederschlagsgebiete können solche Prozesse frühzeitig erkannt werden.

4 Zusammenfassung

Trotz aller Fortschritte weisen auch heute noch die in der Wettervorhersage eingesetzten numerischen Modelle Defizite hinsichtlich der Simulation einiger spezieller, häufig aber signifikanter Wettersituationen auf, so dass nach wie vor gut ausgebildete und erfahrene Synoptiker für den operationellen Betrieb gebraucht werden. Sie können in der Zeitskala des Nowcasting und der Kurzzeitvorhersage Modellfehler frühzeitig erkennen und korrigieren und sind entscheidend wichtig in Situationen mit gefährlichen Wettererscheinungen, bei denen Behörden und Öffentlichkeit so rasch und zuverlässig wie möglich informiert werden müssen.

Voraussetzung für eine erfolgreiche Arbeit des Synoptikers in diesem Sinne ist eine eigene physikalisch korrekte Diagnose des atmosphärischen Zustands. Methoden dafür wurden hier kurz beschrieben. Um sie zeitgerecht einsetzen zu können, sollte der operationelle Arbeitsablauf der Wettervorhersage eine spezielle Schicht für Nowcasting und Kurzzeitvorhersage beinhalten. Diese Schicht läuft parallel zu den numerischen Verfahren, startend mit einer kontinuierlichen Wetterüberwachung sowie manueller Analyse und Diagnose, gefolgt dann von einem Vergleich mit dem Modell-Output, um rechtzeitig Abweichungen von der wirklichen Wetterentwicklung zu erkennen und die laufenden Vorhersagen zu korrigieren bzw. im Falle inkorrektur Analysen oder zweifelhafter numerischer Simulationen alternative Vorhersagen für die nächsten 12 Stunden zu fertigen, einschließlich Warnungen vor gefährlichen Wettererscheinungen. In vielen Fällen genügt dafür eine Extrapolation der Bewegung der beobachteten Phänomene unter Berücksichtigung ihres typischen Lebenszyklus.

Für diese Arbeit muss natürlich genügend sowie gut geschultes Personal verfügbar sein, das fähig ist, eine physikalisch korrekte Diagnose durchzuführen, sich – wenn es darauf ankommt – von der numerischen Guidance zu lösen und unabhängig davon Vorhersagen zu formulieren. Aus- und Fortbildung dafür sind natürlich Aufgaben der nationalen Wetterdienste, aber das grundsätzliche Wissen um die relevanten Prozesse sollte schon während des Studiums erworben werden.

Literatur

- BALZER, K., 2002: Zum Mensch-Maschine-Konflikt in der Wettervorhersage. *Promet* **28**, Heft 1/2, 46-54.
- COST 78, 2001: Meteorology - Improvement of nowcasting techniques, Final report. EUROPEAN COMMISSION EUR 19544, Luxembourg, 368 S.
- HOSKINS, B.J., DRAGHICI, I., DAVIES, H. C., 1978: A new look at the ω equation. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **104**, 31-38.
- HOSKINS, B.J., M. E. McINTYRE, A. W. ROBERTSON, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **111**, 877-946.
- KLEINSCHMIDT, E., 1950: Über Aufbau und Entstehung von Zyklonen. *Meteorol. Rdsch.* **3**, 1-6 und 54-61.
- PETTERSEN, S., 1956: Weather Analysis and Forecasting, Vol. I. *Mc Graw-Hill Book Company*, New York-Toronto-London, XIX, 428 S.

Anschrift des Autors

Dipl.-Met. Manfred Kurz
Wittelsbacher Straße 53 A
67434 Neustadt/Weinstraße
E-Mail: M.H.Kurz@t-online.de

M. ZEILER, C. DAHLKE, N. NOLTE

Offshore-Windparks in der ausschließlichen Wirtschaftszone von Nord- und Ostsee

Offshore windfarms in the Exclusive Economic Zone of the North Sea and the Baltic

Zusammenfassung

Dieser Beitrag beschreibt den Ablauf der Genehmigungsverfahren für Offshore-Windparks in der ausschließlichen Wirtschaftszone von Nord- und Ostsee und geht dabei insbesondere auf die Umweltverträglichkeitsprüfung und den in diesem Zusammenhang entwickelten Standard für die Untersuchung und Überwachung der Auswirkungen von Offshore-Windenergieanlagen auf die Meeresumwelt ein.

1 Einführung

Die Bundesregierung hat sich zum Ziel gesetzt, den Anteil der erneuerbaren Energien an der Stromversorgung auf 12,5 % bis 2010 bzw. auf 20 % bis 2020 zu erhöhen. Dieses Ziel hat zentrale Bedeutung im Hinblick auf den Klimaschutz und den Aufbau einer nachhaltigen Energieversorgung. Es kann nach Auffassung des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) durch Einbindung aller Formen erneuerbarer Energiegewinnung und der damit verbundenen Kraftwerksstruktur, welche zur Sicherung der Grund- und Spitzenlast notwendig ist, erreicht werden.

Da die Energiegewinnung aus Wasserkraft und Windenergieanlagen (WEA) an Land bereits größtenteils erschlossen ist, konzentriert sich die künftige Entwicklung auf die Nutzung von Windenergie auf dem Meer (Offshore-Windenergie) sowie die Produktion von Strom aus Solarenergie, Biomasse und Geothermie. Während insbesondere Biomasse und Geothermie ihr Potenzial erst in etwa 10 bis 20 Jahren voll entwickelt haben werden, setzt man z. Zt. die größten Hoffnungen auf die Offshore-Windenergie.

Die gesetzlichen Grundlagen wurden mit der Verabschiedung des Erneuerbaren Energien-Gesetzes (EEG) vom 1. April 2000 gelegt, das die Stromnetzbetreiber verpflichtet, Strom aus erneuerbaren Energien vorrangig abzunehmen. Für Strom aus Offshore-Windparks wird den Betreibern ein festgelegter Preis in Höhe von 9,10 Cent zugesichert. Da zwischenzeitlich, am 29. Mai 2004, 5 Gebiete nach der Flora- und Fauna-Habitat-Richtlinie (FFH-RL) und 2 Gebiete nach der EU-Vogelschutz-Richtlinie (V-RL) in der deutschen ausschließlichen Wirtschaftszone an die EU gemeldet wurden (Abb. 1), werden entsprechend der Novellierung des EEG vom 21. Juli 2004 Projekte, die innerhalb dieser Gebietsmeldungen liegen, und die nach dem 31. Dezember 2004 genehmigt werden, von dieser Förderung ausgeschlossen.

2 Genehmigungsverfahren in der ausschließlichen Wirtschaftszone (AWZ)

Die Besonderheit der geplanten Offshore-Windparks liegt im internationalen Vergleich in der Tatsache begründet, dass aus Gründen des Naturschutzes und Tourismus die deutschen Projekte weit draußen vor der Küste seewärts der 12-Seemeilengrenze, in der sog. AWZ, mit relativ großen Wassertiefen von 20 bis 40 m liegen (Abb. 1). Für den

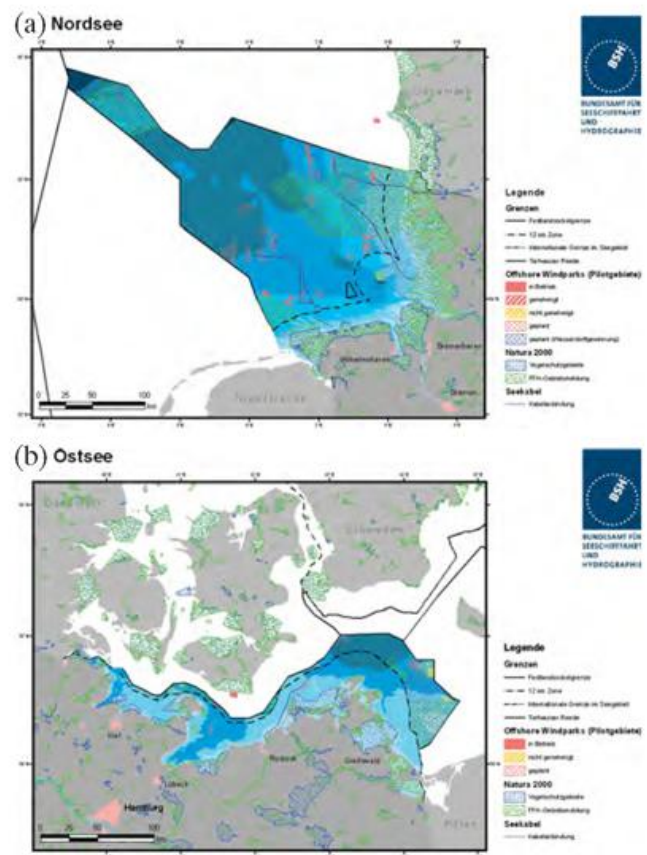


Abb. 1: Geplante Offshore-Windparks (Pilotprojekte) und Kabelanbindungen sowie Meeresschutzgebiete in der ausschließlichen Wirtschaftszone der Nordsee (a) und Ostsee (b).

Bereich der AWZ ist das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) zuständige Genehmigungsbehörde nach Seeanlagen-Verordnung (SeeAnlV). Danach haben die Antragsteller einen Rechtsanspruch auf Genehmigung zur Errichtung und zum Betrieb von Offshore-WEA, soweit nicht der Tatbestand einer der beiden Versagungsgründe, Beeinträchtigung der Sicherheit und Leichtigkeit des Verkehrs und Gefährdung der Meeresumwelt einschließlich des Vogelzugs, erfüllt ist.

Die SeeAnlV sieht keine Prüfung der Wirtschaftlichkeit der Projekte vor. Ebenso wenig konnte bisher wegen fehlender raumordnerischer Instrumente in der AWZ eine Abwägung mit anderen konkurrierenden Nutzungen der Rohstoffindustrie (Öl und Gas, Sand und Kies), der Fischerei, der Bundeswehr, der Betreiber von Seekabel und Pipelines u. a. vorgenommen werden. Die wirtschaftliche Risiken abzuwägen obliegt allein dem Antragsteller. Mit hin hat er durch Bestellung von Gutachten beispielsweise das Windpotenzial selbst abzuschätzen, ob der beantragte Windpark rentabel arbeiten wird. Abb. 2 zeigt alle bekannten Nutzungen und Schutzgebiete in den deutschen Gebieten der Nord- und Ostsee.

Aufgrund des Pilotcharakters von Offshore-Windparks, insbesondere der technologischen Herausforderung an standsichere, verkehrs- und umweltverträgliche WEA, hat das BSH die Anzahl von genehmigungsfähigen Windparks auf maximal 80 Anlagen je Antrag beschränkt (sog. „Pilot-

phase“). Mit der Einführung von Pilotphasen wird aus Sicht des BSH sowohl der Wirtschaftlichkeit der Projekte als auch ihrer Genehmigungsfähigkeit vor dem Hintergrund der zu prüfenden Umweltverträglichkeit nach §2a SeeAnlV in angemessenem Umfang Rechnung getragen.

Neben den Verfahren für die Offshore-Windparks einschließlich der parkinternen Verkabelung sind weitere Verfahren für die Kabelanbindung zum Einspeisepunkt auf dem Festland durchzuführen, da die Genehmigungen für Offshore-Windparks keine Konzentrationswirkung haben. Das heißt, dass die einzelnen Projektgenehmigungen nicht in einer Genehmigung gebündelt werden können, wie dies z. B. bei Planfeststellungsverfahren der Fall ist.

Der gestaffelte Verfahrensablauf für die Projekte in der AWZ beginnt mit der Antragstellung (1). Der Antrag enthält Beschreibungen über das Projekt (Gründe für die Standortwahl wie z.B. Wassertiefe, Angaben zur Pilotphase, konkurrierende Nutzungen), die technische Konzeption (WEA, Gründung[svarianten]), Fernüberwachung und elektrische Anbindung), den Zeitablauf (Vorbereitung, Bauphase, Betrieb, Rückbau) sowie eine erste Beschreibung und Bewertung der ökologischen Schutzgüter. In einer ersten Beteiligungsrunde (2) wird ein enger Kreis an Behörden (Wasser- und Schifffahrtsdirektion Nord bzw. Nordwest, Landesbergamt, Bundesamt für Naturschutz, Umweltbundesamt, Wehrbereichsverwaltung, Bundesforschungsanstalt für Fischerei, Bundesamt für Landwirtschaft und Ernährung, Alfred-Wegener-Institut, Telekom und eine benannte Behörde des nächstgelegenen Bundeslandes) um Stellungnahme zu den Unterlagen gebeten. Im Anschluss wird den Antragstellern Gelegenheit gegeben, ihre Unterlagen zu ergänzen bzw. überarbeiten (3), bevor sie in einer zweiten Runde einem breiteren Kreis von Behörden und weiteren interessierten Institutionen zur Stellungnahme übersandt werden (4). Daneben erfolgt eine Bekanntmachung des Vorhabens in überregionalen Tageszeitungen, die auf die öffentliche Auslegung der Unterlagen im BSH in Hamburg und Rostock hinweisen. Im Fall von grenzüberschreitenden Aspekten werden außerdem Behörden in den entsprechenden Nachbarstaaten am Verfahren beteiligt. In der Antragskonferenz (5) wird im Wesentlichen der notwendige Untersuchungsumfang der ökologischen Basisuntersuchungen nach Schutzgütern differenziert diskutiert.

In der Regel legen die Antragsteller nach dem ersten Untersuchungsjahr eine Umweltverträglichkeitsstudie (UVS) einschließlich einer Risikoanalyse zur Ermittlung der Eintrittswahrscheinlichkeit von Schiffskollisionen mit Offshore-WEA zur Prüfung vor (5). Diese wird wiederum an die beteiligten Behörden und Institutionen zur Stellungnahme versandt (6). Das BSH setzt dann in Abstimmung mit den Antragstellern einen Erörterungstermin (7) fest, der Gelegenheit bietet, insbesondere fehlende oder unzureichende Unterlagen zu monieren sowie unterschiedliche Bewertungen einzelner Schutzgüter in einem breiten Fachkreis zu erörtern. Am Ende des Verfahrens (8) entscheidet das BSH abschließend über die

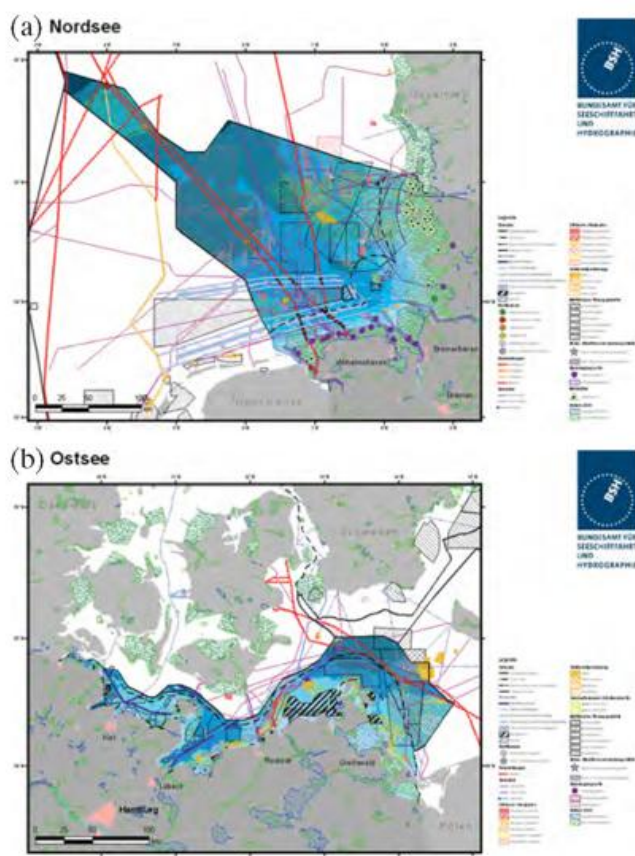


Abb. 2: Sämtliche Nutzungen und Schutzgebiete in der AWZ/ Festlandsockel der Nordsee (a) und Ostsee (b).

Umweltverträglichkeit des jeweiligen Projekts. Hinsichtlich der Auswirkung auf den Schiffsverkehr ist die Zustimmung der zuständigen Wasser- und Schifffahrtsdirektion (WSD) für eine Genehmigung erforderlich. Insgesamt erstreckt sich der Verfahrensablauf über einen Zeitraum von 2 bis 3 Jahren.

3 Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP) der Projekte

Mit der Novellierung der SeeAnlV vom 5. April 2002 ist für Offshore-Windpark-Projekte über 20 WEA die Durchführung einer UVP obligatorisch vorgeschrieben. Ihr Zweck ist die Prognose der Auswirkungen eines Projekts auf die im Gesetz über die Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP-G) genannten Schutzgüter. Diese sind bei der Entscheidung durch die Genehmigungsbehörde angemessen zu berücksichtigen. Entgegen der teilweise geäußerten Kritik der Unvollständigkeit der UVS im Hinblick auf Gründungsart, Versorgungshafen, Wartungsbetrieb, usw. ist ein derartiger Detaillierungsgrad aus Sicht der Genehmigungsbehörde nicht erforderlich, da entweder bestimmte Varianten wie im Fall der Gründungen in der UVS behandelt und bewertet oder Standards im Genehmigungsbescheid durch entsprechende Auflagen vorgeschrieben werden, die den Einsatz ökologisch optimierter Maßnahmen wie z. B. Schadstofffreiheit vorsehen.

Bei der Umweltverträglichkeitsprüfung von Offshore-Windparks werden folgende Schutzgüter behandelt:

- Boden (unterschiedliche Sandböden sowie Kies- und Steinfelder als Lebensraum für Bodenlebewesen)
- Wasser (mögliche Änderungen der Strömung, des Seegangs, der Trübung, der Sauerstoffverhältnisse durch WEA)
- Luft/Klima
- Benthische Fauna und Flora (d. h. den Meeresboden bewohnende Tiere und Pflanzen)
- Fische (wobei nur auf dem Meeresboden lebende, standorttreue Fischarten betrachtet werden)
- Meeressäuger (im wesentlichen Schweinswale)
- Vögel (Brut- und Rastvögel, Vogelzug)
- Kultur- und Sachgüter (meeresarchäologische Objekte)
- Landschaft und
- Mensch.

Für alle belebten und unbelebten Schutzgüter haben die Antragsteller eine Bestandsbeschreibung sowie eine Auswirkungsprognose des geplanten Offshore-Windparks auf die jeweiligen Schutzgüter einschließlich einer Gesamtbetrachtung (kumulative Effekte) zu erstellen (sog. Umweltverträglichkeitsstudie, UVS). Dabei stellte sich im Rahmen der ersten Stellungnahmen und Antragskonferenzen sehr rasch heraus, dass insbesondere für die belebten Schutzgüter wie Meeressäuger oder Vögel keine bzw. nur sehr unzureichende Informationen über Vorkommen, Fress- und Brutverhalten, Zuggewohnheiten, usw. vorliegen. Aus diesem Grund sind die Antragsteller veranlasst, eigene Bestandserhebungen für die verfahren-

rensrelevante Arten durchzuführen, wobei in der Anfangsphase teilweise unterschiedliche Messverfahren und -methoden zur Anwendung kamen. Zusätzlich hat der Bund eine Reihe von Forschungsvorhaben auf den Weg gebracht, die weitere Kenntnislücken schließen sollten.

Um für die ökologischen Bestands- und Begleituntersuchungen eine Standardisierung herbeizuführen und damit die Vergleichbarkeit der Ergebnisse aus den verschiedenen UVS sicherzustellen, hat das BSH unter Mitwirkung zahlreicher Fachleute von Behörden, Forschungseinrichtungen und Umweltbüros ein „Standarduntersuchungskonzept (StUK) für die Untersuchung und Überwachung der Auswirkungen von Offshore-Windenergieanlagen (WEA) auf die Meeresumwelt“ herausgegeben, das seit 25. Februar 2003 in einer zweiten, überarbeiteten Fassung vorliegt¹. Das StUK ist mehrstufig aufgebaut und unterscheidet im Hinblick auf die Durchführung und Auswertung der Untersuchungen 5 Phasen:

- Antrag: enthält eine Literaturstudie zur Charakterisierung des Planungsgebietes sowie einen Vorschlag für ein Untersuchungsprogramm entsprechend des StUK.
- Untersuchungsprogramm – Basisaufnahme: a) Voruntersuchungen: haben den Zweck einer Charakterisierung des Plangebietes zur Festlegung des Vorhabensgebietes, dem Untersuchungsprogramm und der Referenzgebiete für die einzelnen Schutzgüter. Dazu erfolgt beispielsweise eine detaillierte Kartierung des Meeresbodens mit Sonaren (hydroakustische Verfahren), um Probenstationen für die Benthos-Untersuchungen festzulegen. Gleichzeitig wird durch diese Kartierung sichergestellt, dass die Bodenverhältnisse im Referenzgebiet mit denen des Plangebiets vergleichbar sind.
- Untersuchungsprogramm – Basisaufnahme: b) Zustandsaufnahme: beinhaltet Untersuchungen vor Baubeginn zur Charakterisierung der Naturausstattung im Vorhabens- und Referenzgebiet insbesondere der Lebensgemeinschaften und ihrer jahreszeitlichen Dynamik. Vor Baubeginn sind in der Basisaufnahme Untersuchungen über zwei aufeinanderfolgende vollständige Jahresgänge ohne Unterbrechungen durchzuführen. Hierzu werden beispielsweise regelmäßig Befischungen sowie flugzeuggestützte Vogel- und Meeressäugerzählungen durchgeführt, um Aufschlüsse über die Nutzung des Plangebiets als Rast- oder Nahrungsraum von einzelnen Tierarten zu erhalten.
- Untersuchungsprogramm – Überwachung der Bauphase: dient der Erfassung der Auswirkungen der Bauphase auf die Meeresumwelt durch Untersuchungen im Vorhabensgebiet und im Referenzgebiet. Beispielsweise sind während der Rammarbeiten für die Gründung der WEA neben den Messungen des Unterwas-

¹ Der Standard ist als kostenfreies Dokument im PDF-Format unter <http://www.bsh.de/de/Meeresnutzung/Wirtschaft/Windparks/index.jsp> zur Verfügung.

serschalls an der Emissionsquelle sowie in 0,75 bis 1,5 km Entfernung Zählungen von Meeressäugern vorgesehen, um schadensverhütende Maßnahmen auf ihre Effizienz hin überprüfen zu können.

- Untersuchungsprogramm – Überwachung der Betriebsphase: dient der Erfassung der Auswirkungen des Betriebes auf die Meeresumwelt durch Untersuchungen im Vorhabensgebiet und im Referenzgebiet. Hier ist u. a. von Interesse, ob es durch den Windpark zu einem Verlust an Lebensraum für bestimmte Vogelarten wie z. B. Seetaucher kommen wird.

Standort- oder anderweitig bedingte Abweichungen sind auf Basis eines begründeten Antrags möglich. Außerdem wird das Regelwerk in unregelmäßigen Abständen einer Überarbeitung bzw. Anpassung an den Stand der Technik unterzogen, wenn Erfahrungen aus der Datenerhebung oder -auswertung dies notwendig erscheinen lassen. In einem eigenem Abschnitt (Teil B) sind für alle Schutzgüter methodische Vorgaben ausführlich beschrieben, die dem aktuellen Stand der ökologischen Messverfahren entsprechen.

Die Wirkfaktoren und ihre derzeit erfassbaren Wirkungen auf die einzelnen Schutzgüter werden in der UVS bau-, anlagen- und betriebsbedingt bewertet. Für die einzelnen Phasen sind folgende Auswirkungen in jedem Fall zu berücksichtigen:

Bauphase:

- Belastungen durch Geräuschemissionen bei der Errichtung von WEA,
- Verdichtung (Kompaktion) des Meeresbodens infolge Ramm- und Bohrarbeiten, usw.,
- Trübung des Wasserkörpers durch Sedimentfahnen aufgrund von Fundamentierungsarbeiten, bei der Kabelverlegung und bei dem Abstützen und Verankern von Fahrzeugen und Maschinen auf dem Meeresgrund,
- Schadstoffemissionen,
- Störungen sensibler Arten durch Baustellenverkehr,
- Verlust von Lebensräumen (z. B. Rast-, und Nahrungsgebiete),
- visuelle und hörbare Belastungen,
- u. a.

Betriebsphase:

- Flächenverbrauch durch Fundamente und Maßnahmen gegen Ausspülungen (Kolkbildung),
- Veränderung von vorhandenen Strömungsverhältnissen,
- Veränderung von Sedimentverteilung und -dynamik, Kolkbildung,
- visuelle Belastungen und Belastungen durch Geräuschemissionen während des Betriebs der WEA,
- Schattenwurf durch die Rotorblätter,
- Schallemissionen durch Vibrationen von Turm und Fundament,
- Vogelschlag durch rotierende WEA,
- Scheuchwirkung mit langfristigem Verlust von Rast- und Nahrungsgebieten bei Vögeln
- u. a.

Rückbauphase:

- Belastungen durch Geräuschemissionen während des Rückbaus der WEA,
- Belästigungen durch Baustellenverkehr,
- Verlust von Lebensräumen (Rast- und Nahrungsgebiete) durch Rückbauaktivitäten,
- Schadstoffemissionen,
- Trübung des Gewässers durch Sedimentfahnen beim Rückbau der Fundamente, bei der Kabellegung und bei dem Abstützen und Verankern von Fahrzeugen und Maschinen auf dem Meeresgrund,
- u. a.

Zusätzlich ist bei Projekten, die innerhalb oder in unmittelbarer Nachbarschaft zu einem nach der FFH-RL oder V-RL gemeldeten Gebiet liegen, eine Verträglichkeitsprüfung durchzuführen. Die Besonderheit dieser Prüfung liegt in der Tatsache begründet, dass bei einer erheblichen Beeinträchtigung der Schutz- und Erhaltungsziele das Projekt grundsätzlich nicht realisiert werden darf.

Hinsichtlich der Kabelanbindung zum Festland sind die eventuellen Auswirkungen auf den Meeresboden, die Bodenlebewesen (Benthos) und Fische von wesentlichem Interesse. Die Stromkabel werden in manchen Gebieten bis zu 3 m tief in den Meeresboden eingegraben. Bei fehlender oder nicht ausreichend mächtiger Sandauflage muss das Kabel auf dem Meeresboden verlegt und durch geeignete Maßnahmen wie z. B. Steinschüttungen gesichert werden. Die Hauptsorge aus natur- und umweltschutzfachlicher Sicht gilt der Erwärmung des umliegenden Sediments während des Kabelbetriebs mit möglichen negativen Folgen für Benthos-Organismen. Einheitlich wird in der AWZ und der 12-Seemeilenzone eine Erwärmung des Sediments in 20 cm Tiefe (vertikales Hauptvorkommen der bodenbewohnenden Lebewesen) bis zu 2 K als akzeptabel angesehen. Dabei ist zu berücksichtigen, dass derartige Temperaturerhöhungen erst etwa nach 3 Tagen Vollast erreicht werden, was analog zu Erfahrungen mit Onshore-WEA nur an wenigen Tagen im Jahr der Fall sein wird. Zusätzlich führt der starke Wärmefluss aus dem Sediment thermische Energie in die Wassersäule ab.

4 Standardinhalte der Genehmigungen durch das BSH

Die Genehmigungen sind zeitlich befristet. Mit der Errichtung der Anlagen muss innerhalb von 2,5 Jahren nach Erhalt des Bescheids begonnen werden. Eine Verlängerung ist auf Antrag möglich, wenn der Betreiber nachweisen kann, dass Verzögerungen eingetreten sind, die er nicht zu vertreten hat. Der Betrieb eines Offshore-Windparks ist auf die Dauer von 25 Jahren begrenzt, um (spätestens) nach Ablauf der technischen Lebensdauer der WEA erneut über mögliche Versagensgründe befinden zu können. Der Genehmigungsbescheid enthält darüber hinaus eine Reihe von Auflagen, die vor Errichtung und Betrieb der Anlagen erfüllt sein müssen, da ansonsten keine Freigabe der Inbetriebnahme erfolgt.

Darunter fallen Auflagen

- für einen sicheren Baubetrieb,
- für eine dem Stand der Technik entsprechende Baugrunderkundung²,
- für die Einhaltung des Stands der Technik der WEA vor ihrer Inbetriebnahme,
- für die Vorlage eines Schutz- und Sicherheitskonzepts,
- für die Ausrüstung mit Lichtern, Radar und dem neuartigen Automatischen Identifizierungssystem (AIS),
- für die Verwendung möglichst verträglicher Stoffe und blendfreier Anstriche,
- zur Verwendung kollisionsfreundlicher Fundamente,
- zur Schallreduzierung bzw. -minimierung während der Errichtung der WEA,
- für einen schallemissionsarmen Betrieb,
- für die Vorlage baustatischer Unterlagen,
- für den Nachweis einer Bankbürgschaft zur Absicherung der Rückbaukosten,
- u. a.

Zu diesem Zweck wird von den Betreibern eine Projektzertifizierung gefordert. Dazu erarbeitet das BSH z. Zt. unter Mitwirkung einer Expertengruppe einen Standard für die konstruktive Ausführung von Offshore-WEA, der als weiteres technisches Regelwerk im Rahmen der SeeAnlV eingeführt und vorgeschrieben wird.

5 Stand der Verfahren

Der erste Antrag („Borkum West“) wurde am 8. September 1999 beim BSH gestellt und sieht die Errichtung von 12 Offshore-Windenergieanlagen in der Nordsee vor. Dieses Projekt wurde am 19. November 2001 genehmigt. Alle erforderlichen Genehmigungen zur Kabelanbindung des Offshore-Windparks „Borkum West“ wurden vom BSH und den zuständigen Landesbehörden für die AWZ und das Küstenmeer bis zum 15. Dezember 2004 erteilt. Bis heute wurden insgesamt 34 Anträge für die Errichtung und den Betrieb von Offshore-Windparks in der AWZ gestellt, die sich auf 28 Projekte in der Nordsee und 6 in der Ostsee verteilen (Abb. 1). Insgesamt umfasst bereits die Nennleistung der über beantragten 2000 WEA für die Pilotphasen mehr als 8 Gigawatt, wobei von mindestens 2,5 MW je Einzelanlage ausgegangen wird.

Bisher erteilte das BSH für 7 Pilotprojekte in der Nordsee eine Genehmigung; zwei Pilotprojekte in der Ostsee konnten nicht genehmigt werden, da

² Dazu hat das BSH unter Mitwirkung von Fachleuten den Standard Baugrunderkundung (1. August 2003) herausgegeben (<http://www.bsh.de/de/Meeresnutzung/Wirtschaft/Windparks/index.jsp>).

ein Lebensraumverlust für auf See überwinternde Rastvögel im Bereich der Untiefen Adlergrund und Oderbank, wie z. B. Eis-, Trauer- und Samtente, die nach der V-RL unter einen besonderen Schutz fallen, nicht auszuschließen war (Tab. 1). Insgesamt sind damit bisher 489 Offshore-WEA in der AWZ der Nordsee vom BSH genehmigt worden (Stand: 31. Januar 2005).

Im Zuge der Genehmigungsverfahren von Offshore-Windparks hat das BSH bereits 1999 begonnen, Geodaten über sämtliche existierenden und geplanten Nutzungen und Schutzgebiete in einem Geographischen Informationssystem (GIS) zusammenzuführen und in Kartenform zu visualisieren. Das „Continental Shelf Information System“, kurz CONTIS, hat sich seitdem zur zentralen Meeresdatenbank über Nutzungs- und Schutzgebiete in Nord- und Ostsee etabliert. Seit August 2001 werden Karten zu den Themen Schifffahrt, Rohstoff- und Energiegewinnung, Landesverteidigung, Seekabel und Pipelines sowie Naturschutz kostenfrei auf der Internetseite des BSH zur Verfügung gestellt. Damit können sich interessierte Dritte ständig einen aktuellen Überblick über die Entwicklung vor unseren Küsten verschaffen.

6 Ausblick

6.1 Besondere Eignungsgebiete für Offshore-Windenergie

Durch die große Zahl an Anträgen sah sich die Bundesregierung 2001 veranlasst, die geplanten Anträge im Rahmen der bestehenden rechtlichen Möglichkeiten zu steuern und beschleunigen sowie die Planungs- und Investitionssicherheit verbessern. Im Strategiepapier der Bundesregierung wurden potenzielle Eignungsgebiete in der AWZ von Nord- und Ostsee identifiziert, die eine strukturiertere Entwicklung von Offshore-Windpark-

Windpark (Pilotphase)	Anzahl WEAs	Betreiber	Genehmigt am
Borkum West	12	Prokon Nord Energiesysteme GmbH	09.11.2001
Butendiek	80	Offshore-Bürger-Windpark Butendiek GmbH & Co. KG	18.12.2002
Borkum Riffgrund	77	PNE Offshore GmbH	25.02.2004
Borkum Riffgrund West	80	Energiekontor GmbH	25.02.2004
Amrumbank West	80	Amrumbank West GmbH	09.06.2004
Nordsee Ost	80	Winkra Offshore Nordsee Planungs- und Betriebsgesellschaft mbH	09.06.2004
Sandbank 24	80	Sandbank 24 GmbH & Co. KG	23.08.2004

Windpark (Pilotphase)	Anzahl WEAs	Antragsteller	Nicht genehmigt am
Adlergrund	80	OWP Adlergrund GmbH	20.12.2004
Pommersche Bucht	77	Winkra Offshore Nordsee Planungs- und Betriebsgesellschaft mbH	20.12.2004

Kabelanbindung	Windpark	Betreiber	Genehmigt am
Windnet I	Borkum West	Prokon Nord Energiesysteme GmbH	15.12.2004

Tab. 1: Stand der beim BSH abgeschlossenen Genehmigungsverfahren (31. Januar 2005).

Projekten in der AWZ ermöglichen und Nutzungskonflikte durch vorherige Ressortabstimmung minimieren sollen (Abb. 3).

Die Prüfung dieser potenziellen Eignungsgebiete ist vom Bundesministerium für Verkehr, Bau- und Wohnungswesen (BMVBW) bzw. vom BSH, das im Zuge der Delegation beauftragt wurde, eingeleitet worden. Dazu wurden 2004 im Rahmen der Umweltprüfung für 2 Teilgebiete die Unterlagen für die Schutzgüter Boden, Wasser und belebte Umwelt zusammengestellt und einem breiten Kreis von Behörden, Institutionen, Verbänden u. a. mit der Bitte um Stellungnahme übersandt.

Inzwischen ist für die Verfahren der besonderen Eignungsgebiete „Nördlich Borkum“ und „Kriegers Flak“ zusammen mit der zuständigen Wasser- und Schifffahrtsdirektion (WSD) und dem Bundesamt für Naturschutz (BfN) die Erörterung mit Behörden und Verbänden durchgeführt worden. Für die beiden Eignungsgebietsverfahren „Westlich Sylt“ und „Westlich Adlergrund“ wird die Erörterung voraussichtlich im Laufe der ersten Jahreshälfte 2005 stattfinden. Die Prüfung wird für alle „potenziellen Eignungsgebiete“ Ende 2005 abgeschlossen sein, so dass sie bei positivem Ergebnis in den Status von „besonderen Eignungsgebieten“ übergehen können. Bei der Erstellung künftiger Raumordnungspläne in der AWZ sind sie als sog. „Vorranggebiete“ zu übernehmen.

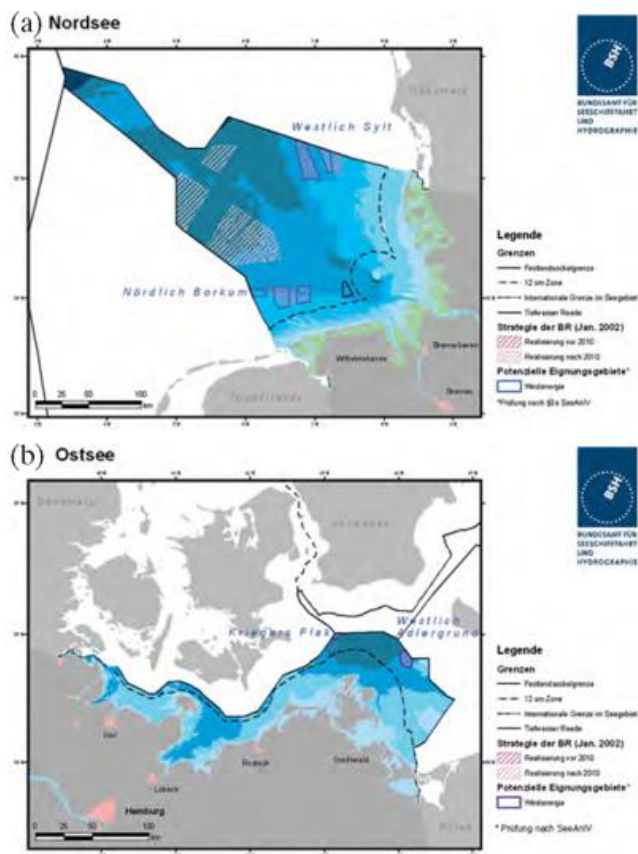


Abb. 3: Eignungsgebiete und Erwartungsflächen (nach 2010) für die Nutzung von Offshore-Windenergie in der Nordsee (a) und Ostsee (b).

6.2 Raumordnung auf dem Meer

Mit der Novellierung des Raumordnungsgesetzes (ROG) zum 20. Juli 2004 hat der Gesetzgeber die Grundlage für eine Raumordnung in der AWZ geschaffen, für die das BMVBW federführend verantwortlich ist. Das BSH führt mit Zustimmung des BMVBW die vorbereitenden Verfahrensschritte zur Aufstellung der Ziele und Grundsätze der Raumordnung sowie die Umweltprüfung und Öffentlichkeitsbeteiligung durch. Das BMVBW beteiligt die fachlich betroffenen Bundesministerien und stellt Benehmen mit den angrenzenden Ländern her (§18a ROG).

Damit ist zum ersten Mal ein Instrument in der AWZ geschaffen worden, um auf dem Meer vorausschauende Planung zu betreiben und bereits im Vorfeld mögliche Nutzungskonflikte zu entschärfen. Es können nunmehr sämtliche Nutzungsarten berücksichtigt und gegeneinander abgewogen werden. Für derartige Planungsverfahren ist seit 20. Juli 2004 eine strategische Umweltprüfung (SUP-Richtlinie der EU) vorgeschrieben. Sie soll sicherstellen, dass bereits in einem frühen Stadium die Öffentlichkeit beteiligt wird und Umweltauswirkungen systematisch berücksichtigt werden.

6.3 Fazit

Die Seegebiete vor unserer Küste sind entgegen der landläufigen Auffassung keine „freien Flächen“, sondern werden in zunehmendem Maße wirtschaftlich genutzt. Eine gänzlich neue Form der Nutzung sind Offshore-Windparks in der deutschen AWZ, deren Planung nicht nur Konfliktpotenzial hinsichtlich konkurrierender Nutzungen und Schutzansprüchen, sondern auch Kenntnislücken über den Naturraum „Meer“ offen legten. So haben die ökologischen Begleituntersuchungen, die von den Antragstellern bisher in Auftrag gegeben wurden, unsere Kenntnisse über die belebte Meeresumwelt, insbesondere Meeressäuger und Vögel, in substanziellem Umfang erweitert. Mit der Einführung einer Raumordnung in der AWZ wurde der Gesetzgeber der Notwendigkeit einer abgestimmten Planung auf dem Meer gerecht, die wirtschaftliche Interessen und Meeresumweltschutz zusammenführt und dabei künftigen Generationen Raum für eine weitere Entwicklung lässt.

Anschrift der Autoren:

Dr. rer. nat. Manfred Zeiler
 Christian Dahlke
 Dr. iur. Nico Nolte
 Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH)
 Bernhard-Nocht-Straße 78
 20359 Hamburg
 E-Mail: manfred.zeiler@bsh.de
 E-Mail: christian.dahlke@bsh.de
 E-Mail: nico.nolte@bsh.de

B. TINZ, P. HUPFER

Auftrieb von Tiefenwasser an der deutschen Ostseeküste: Ein Fallbeispiel

Upwelling of deep water on the German Baltic: a case example

Zusammenfassung

Im August 2004 kam es, angetrieben durch eine längere Zeit anhaltende Ostwindwetterlage, im Bereich der Westlichen Ostsee zum Auftrieb von deutlich kälterem Tiefenwasser. Die Temperaturanomalie betrug gebietsweise mehr als 10 K. Der Zusammenhang zwischen den meteorologischen und ozeanographischen Vorgängen wird mit Hilfe der für Flachwasser modifizierten Triftstrom-Theorie nach Ekman hergestellt.

Auftrieb von Tiefenwasser (upwelling) gibt es nicht nur an den Osträndern der tropischen und subtropischen Ozeane, sondern als unregelmäßige Erscheinung auch an den Ufern von Rand- und Nebenmeeren sowie von großen Seen. Sie können je nach Schichtung in erster Linie durch die Temperatur des aufquellenden Wassers (kälter oder wärmer als das normale ufernahe Wasser), aber auch durch den Salzgehalt und andere chemische Parameter sowie durch biologische Befunde identifiziert werden. Auftriebseffekte wurden in der Literatur u. a. für das Mittelmeer, das Schwarze Meer, die Ostsee und das Kaspische Meer beschrieben.

1 Tiefenwasserauftrieb an der Ostseeküste

Angaben zu Auftriebsepisoden an den Küsten der Ostsee findet man vornehmlich in der älteren Literatur (KRÜMMEL 1911, BRÜCKMANN 1919, SCHOTT 1924). So wird berichtet, dass schon A. v. Humboldt im Sommer 1834 an der Küste zwischen Leba (Łeba) und Rixhöft (Rozewie) Wassertemperaturen von 11 °C bis 12 °C beobachtete, während an den umliegenden Küstenabschnitten Werte von 20 °C bis 23 °C gemessen wurden. Diese lokale Temperaturanomalie kann mit hoher Wahrscheinlichkeit auf den Auftrieb von kaltem Tiefenwasser zurückgeführt werden. Schott dokumentiert ein besonders starkes Ereignis, bei dem es im Juni 1889 am Badeort Westerplatte zu einem Rückgang der Wassertemperatur von 23 °C auf 6 °C kam. Gleichzeitig wurde eine Lufttemperatur von 33 °C gemessen. Systematische Untersuchungen blieben jedoch aus.

Erst in jüngerer Zeit hat man erkannt, dass der Auftrieb von Tiefenwasser an den Küsten der zentralen Ostsee einen Beitrag zum Austausch zwischen Tiefen- und Oberflächenwasser in diesem Gebiet leistet, der im Normalfall nur durch den diskontinuierlich verlaufenden bodennahen lateralen Einstrom aus dem Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee bewirkt wird.

An der deutschen Küste wurden Auftriebseffekte in den 1960er und 1970er Jahren im ufernahen Bereich der sich ost-westlich erstreckenden Küste der Halbinsel Zingst ganzjährig neben der Auswertung von Stationsmessungen von Darß/Ort experimentell untersucht (HUPFER 1974). Auftriebsfälle treten ganzjährig auf, wobei in der kalten bzw. warmen Jahreszeit plötzliche Temperaturänderungen von weniger als 1 K bis über 10 K in Abhän-

gigkeit von der Schichtung im vorgelagerten Seegebiet zu beobachten sind. Am häufigsten kommen die Effekte im Mai/Juni und November, am seltensten im Februar/März und September/Oktobre vor. Die Gesamtzahl der jährlichen Auftriebsfälle an dieser Küste schwankt erheblich in Abhängigkeit von den Windverhältnissen und liegt im Durchschnitt bei 10-15 Fällen/Jahr. Ein wichtiges Kriterium ist die korrespondierende Erhöhung des Salzgehaltes. Die Andauer kann Stunden bis Tage betragen.

Eine Voraussetzung für das Auftreten von Auftrieb ist küstenparalleler (von rechts, wenn man zum Meer blickt) bis ablandiger Wind bezüglich des generalisierten Küstenverlaufs. Am Küstenabschnitt von Darß/Zingst kommen fast 93 % aller Fälle in Zusammenhang mit den Windrichtungen Ostnordost bis Ostsüdost vor, wobei Ostnordost für etwa 33 % der Fälle die wichtigste auftriebserzeugende Windrichtung ist. Die Abb. 1 zeigt die auftriebsempfindlichen Windrichtungen für die Station Darßer Ort für einen zehnjährigen Zeitraum. Die begleitenden Windgeschwindigkeiten liegen in 80 % der Fälle bei 2-4 Bft. In der Mehrzahl der Fälle herrscht im vorgelagerten Seegebiet Ausstrom zur Nordsee und in der ufernahen Zone eine Strömung von Ost nach West. Der Wasserstand weist bei Auftrieb eine abnehmende Tendenz auf.

Die in Abb. 2 dargestellten Jahresgänge der Wassertemperatur der ufernahen Zone bei Warnemünde (nach KAISER et al. 1995) zeigen sowohl im Sommer als auch im Winter schnelle und zum Teil starke interdiurne Änderungen der Wassertemperatur, bei denen es sich zum größten Teil um Auftriebseffekte handeln dürfte. Zu beachten ist, dass nicht jeder Auftriebsfall aus Wassertemperaturmessungen in unmittelbarer Ufernähe identifiziert werden kann, da Auftrieb häufig seewärts der ufer nächsten Zone erfolgt.

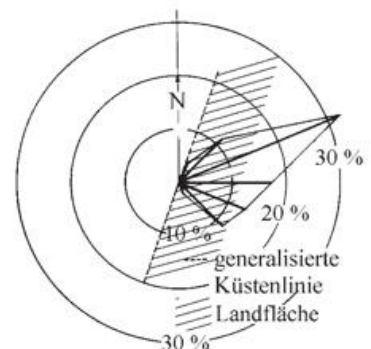


Abb. 1: Mittlere Windrichtungsverteilung bei Auftrieb an der Küste bei Darßer Ort. Die generalisierte Küstenlinie ist markiert. Häufigkeitswerte unter 1 % wurden weggelassen.

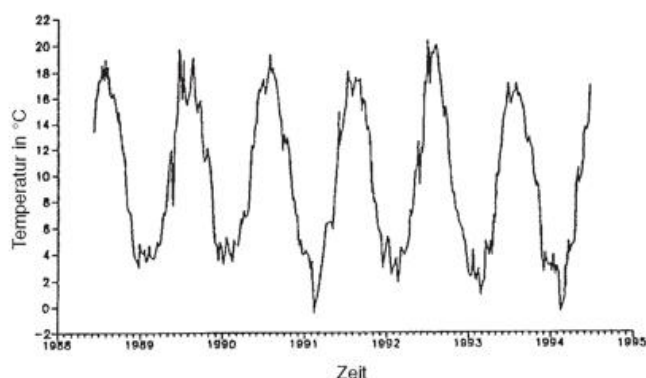


Abb. 2: Jahresgänge der Wassertemperatur in der ufernahen Zone bei Warnemünde im Zeitraum 1988–1994, nach KAISER et al. (1995).

2 Kaltwasserauftrieb im August 2004

Im August 2004 kam es an der Ostseeküste zwischen Lübecker Bucht und Hiddensee zu massiven Auftriebserscheinungen. Die aus Satellitendaten bestimmte Situation am 10.08.2004 markiert den Höhepunkt der Episode (Abb. 3). Die Temperatur liegt in einem breiten, der Küste vorgelagerten Streifen bis mehr als 10 K unter der der nicht affizierten Bereiche. Westlich von Hiddensee wurde die niedrigste Wassertemperatur registriert. Hier betrugen die Werte nur etwa 10 °C, während im ungestörten Gebiet 20–22 °C, in den inneren Gewässern sogar 24 °C herrschten. Interessant ist, dass das kälteste Wasser in einiger Entfernung vom Ufer beobachtet wird, was damit zusammenhängen kann, dass das flache Wasser in Ufernähe sich unter dem Einfluss der Solarstrahlung rasch erwärmt.

Die Wetterlage war durch ein Hoch über Skandinavien und dem Nordmeer gekennzeichnet, wobei sich ein Keil in südöstlicher Richtung nach Tschechien erstreckte (Abb. 4). Im Bereich der Westlichen Ostsee herrschte somit eine östliche Bodenströmung, mit der trockene Festlandsluft herangeführt wurde, die sich tagsüber bei geringer Bewölkung erheblich erwärmen konnte. Über der offenen See wurde bei einem Ostwind, der eine Stärke von 4–5 Bft aufwies, eine Höchsttemperatur von 20–22 °C registriert. An der Küste lag das Maximum bei 21–27 °C, während im Binnenland (E um 3 Bft) teilweise über 30 °C erreicht wurden. An der deutschen sowie an der dänischen Küste kam es tagsüber zur Ausbildung der Seewindzirkulation.

Die den Auftriebsfall hervorrufoende Großwetterlage Hoch Nordmeer-Fennoskandien dauerte vom 03. bis zum 12. August 2004 an. Kaltes Tiefenwasser konnte bereits am Anfang dieses Witterungsabschnittes im Bereich Hiddensee-Zingst-Darß registriert werden. Dieses Wasser wurde dann mit der oberflächennahen Westströmung (Ausstrom in Richtung Nordsee) unter langsamer Erwärmung zwischen Fehmarn und Lolland in den Großen Belt geführt. Dabei kam es zur Ausbildung von Wirbeln, die mit der Strömung mitgeführt wurden. Nach etwa 3 Tagen war die in der Abb. 3 beispielhaft dargestellte Temperaturverteilung voll entwickelt. Dieses Bild

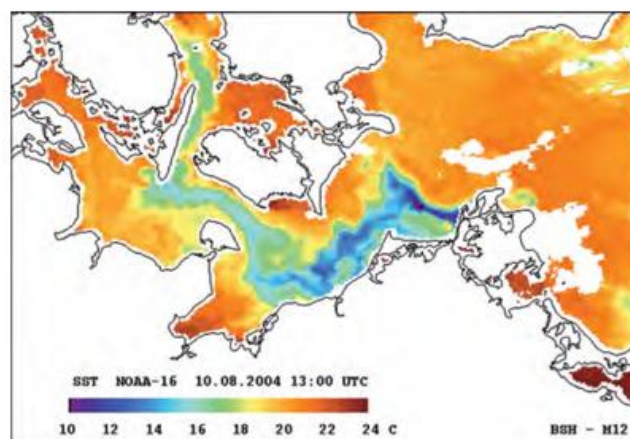


Abb. 3: Oberflächenwassertemperatur in °C vom 10. August 2004, 13.00 UTC, abgeleitet von NOAA-16-Daten (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg und Rostock).

blieb dann etwa 7 Tage bis zum Ende der Ostwindperiode erhalten. Danach erwärmte sich das Oberflächenwasser langsam wieder, bis sich nach etwa 10 Tagen eine normale horizontale Temperaturverteilung einstellte.

Es kann zusammenfassend festgestellt werden, dass die den hier zu diskutierenden Auftriebseffekt begleitenden meteorologischen Größen in ihren Werten den für Auftrieb statistisch gefundenen entsprechen. Die physikalische Verbindung zwischen den meteorologischen (atmosphärische Zirkulation) und den ozeanographischen Prozessen (Auftrieb) kann mit Hilfe der Triftstrom-Theorie nach Ekman hergestellt werden (Abschnitt 4).

An dieser Stelle sei auf den Service „Baden und Meer“ des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg und Rostock hingewiesen. Es werden im Internet täglich aktuelle Karten der Wassertemperatur für die deutschen Küsten bereit gestellt (<http://www.bsh.de/aktuat/bm/Baden&Meer.htm>, Stand November 2004). Statistische Untersuchungen der Wassertemperatur sowie Langzeitänderungen können TINZ (2000) entnommen werden.

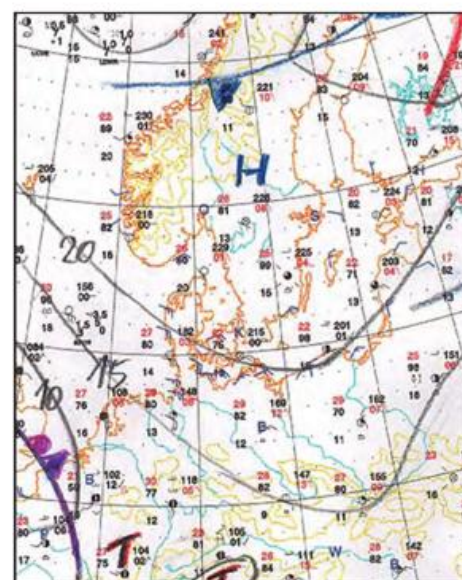


Abb. 4: Bodenanalyse des Deutschen Wetterdienstes (Abteilung Seeschifffahrt Hamburg, Ausschnitt) vom 10.08.2004 12 UTC.

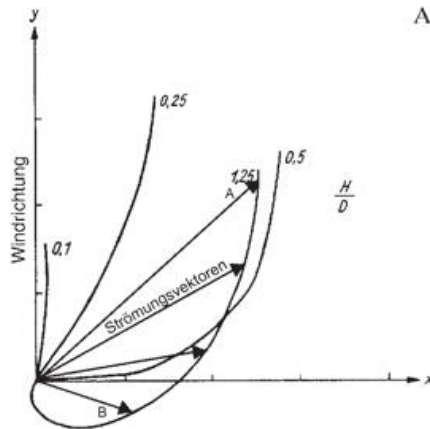


Abb. 5: Veränderung der Ekman-Spirale bei geringen Wassertiefen (niedrige Werte des Quotienten H/D , H = Wassertiefe, D = Reibungstiefe, das ist die Tiefe, in der der Triftstrom abgelenkt ist). Der Wind weht in y -Richtung. Die Linien beschreiben für ein jeweils festes Verhältnis H/D den Verlauf des Strömungsvektors mit zunehmender Wassertiefe. Für ungestörte Verhältnisse ($H/D = 1,25$) sind beispielhaft einige Strömungsvektoren eingetragen (A = geringe Wassertiefe, B = unterer Teil der Reibungsschicht).

3 Ozeanographische Interpretation

Bei ablandigem Wind wird der uferparallel setzende Küstenlängsstrom von einer ufernormalen Zirkulation überlagert, durch die Wasser aus der ufernahen Zone seewärts und kompensierend Wasser aus Schichten unterhalb der Oberfläche uferwärts transportiert wird. In der warmen Jahreszeit führt das zu einer relativ niedrigen Wassertemperatur in Ufernähe. Damit verhält sich diese Größe gerade entgegengesetzt zur Lufttemperatur, die im Sommer bei ablandigem Wind und Einstrahlung meist hoch ist (HUPFER und RAABE 1991). Die Ausbildung einer solchen Querkirkulation kann als Vorstufe zum Auftrieb von Tiefenwasser angesehen werden.

Zur Auslösung von Auftrieb wie im Beispiel vom August 2004 kommt es indes, wenn über die tangentielle Schubkraft des Windes ein Triftstrom mit dem zugehörigen Wassertransport in der Reibungsschicht D erzeugt wird. Die von V.W. Ekman im Jahr 1905 (DEFANT 1961) aufgestellte klassische Triftstrom-Theorie besagt, dass bei unendlicher Wassertiefe im grenzenlos ausgedehnten homogenen Meer die Strömungsrichtung an der Oberfläche um 45° nach rechts (Nordhalbkugel) von der Windrichtung abgelenkt ist und mit zunehmender Tiefe in der Projektion eine Spirale beschreibt (Ekman-Spirale), die einige Dekameter mächtig ist (auf 50° N etwa 40 m). Der resultierende Wassertransport in der Reibungsschicht bis zur Tiefe D erfolgt mit einer Ablenkung von 90° nach rechts von der Windrichtung. Bei geringeren Wassertiefen wird die Spirale deformiert bis die Strömung bei sehr flachem Wasser in Windrichtung setzt (Abb. 5). Auf unser Beispiel angewendet, kann angenommen werden, dass durch den vorherrschenden östlichen Wind ein Ekman-Prozess in Gang gesetzt worden ist, durch den bei Wassertiefen H von 10 m bis 20 m ($H = 0,25 \dots 0,5 D$) ein flächenhafter ablandiger Wassertransport in Gang gesetzt worden ist. Es muss darauf hingewiesen werden, dass die klassische Ekman-Theorie nur die einfachste Erklärung für den Prozess bietet.

4 Schluss

Die Auftriebsfälle im Bereich der westlichen Ostsee können im Sommer dazu beitragen, dass eine Stagnation des Bodenwassers (Verschwinden des gelösten Sauerstoffes, Auftreten von Schwefelwasserstoff) vermieden oder aufgehoben wird. In Wintern mit küstennahem Eisvorkommen

kann der Auftrieb von relativ warmen Tiefenwasser entlang des Ufers einen eisfreien Streifen entlang des Ufers bewirken. Nicht zuletzt wundern sich im Sommer die Badegäste am Strand, wenn bei herrlichem Sonnenschein und hohen Lufttemperaturen gelegentlich das Wasser so kalt ist, dass das Baden nur für wenige in Frage kommt.

Danksagung

Wir danken dem Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg und Rostock für die Aufbereitung und Überlassung von Karten der Oberflächenwassertemperatur für die Autriebsepisode im August 2004.

Literatur

- BRÜCKMANN, R., 1919: Strömungen an der Süd- und Ostküste des Baltischen Meeres. *Engelhorn-Verlag*, Stuttgart, 59 S.
- DEFANT, A., 1961: Physical Oceanography. Vol. 1. *Pergamon Press*, Oxford, 729 S.
- HUPFER, P., 1974: Über die Eigenschaften des Wassertemperaturfeldes in der ufernahen Zone der westlichen Ostsee. *Geophys. Veröff. d. Univ. Leipzig*, 3. Ser., Akademie-Verlag Berlin, 59-89.
- HUPFER, P., RAABE, A., 1994: Meteorological Transition between Land and Sea in the Microscale. *Meteor. Z., N.F.* 3, 100-103.
- KAISER, W., NEHRING, D., BREUEL, G., WASMUND, N., SIEGEL, H., WITT, G., KERSTAN, E., SADKOWIAK, B., 1995: Zeitreihen hydrographischer, chemischer und biologischer Variablen an der Küstenstation Warnemünde (Westliche Ostsee). *Meereswiss. Berichte d. Inst. f. Ostseeforschung Warnemünde*, Nr. 11, 1-65.
- KRÜMMEL, O., 1911: Handbuch der Ozeanographie. Bd. II, *J. Engelhorns Nachf. Stuttgart*, 764 S.
- SCHOTT, G., 1924: Physische Meereskunde. *De Gruyter*, Berlin, Sammlung Götschen Bd. 112, 155 S.
- TINZ, B., 2000: Der thermische Impact von Klimaschwankungen im Bereich der deutschen Ostseeküste. Dissertation, Freie Univ. Berlin, FB Geowissenschaften 1999. *Shaker-Verlag*, Aachen, 172 S.

Anschrift der Autoren:

Dr. Birger Tinz
Deutscher Wetterdienst
Abteilung Seeschifffahrt
Bernhard-Nocht-Straße 76
20359 Hamburg
E-Mail: birger.tinz@dwd.de

Prof. Dr. Peter Hupfer
Humboldt-Universität
Institut für Physik
Newtonstraße 15
12489 Berlin
E-Mail: peter.hupfer@rz.hu-berlin.de

Anschriften der Autoren dieses Heftes

PROF. DR. CHRISTOPH JACOBI
Universität Leipzig
Meteorologisches Institut
Stephanstraße 3
04103 Leipzig
E-Mail: jacobi@rz.uni-leipzig.de

DR. UWE BERGER
Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V.
an der Universität Rostock
Schloss-Str. 6
18225 Ostseebad Kühlungsborn
E-Mail: berger@iap-kborn.de

DR. SC. JÜRGEN BREMER
Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V.
an der Universität Rostock
Schloss-Straße 6
18225 Ostseebad Kühlungsborn
E-Mail: bremer@iap-kborn.de

DR. MARTIN DAMERIS
DLR-Oberpfaffenhofen
Institut für Physik der Atmosphäre
82230 Weßling
E-Mail: martin.dameris@dlr.de

DR. ANDREAS DÖRNBRACK
DLR-Oberpfaffenhofen
Institut für Physik der Atmosphäre
82230 Weßling
E-Mail: andreas.doernbrack@dlr.de

PROF. DR. HERBERT FISCHER
Forschungszentrum Karlsruhe/
Universität Karlsruhe, IMK
Postfach 3640
76021 Karlsruhe
E-Mail: herbert.fischer@imk.fzk.de

DR. FRANK HASE
Forschungszentrum Karlsruhe/
Universität Karlsruhe, IMK
Postfach 3640
76021 Karlsruhe
E-Mail: frank.hase@imk.fzk.de

DR. PETER HOFFMANN
Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V.
an der Universität Rostock
Schloss-Straße 6
18225 Ostseebad Kühlungsborn
E-Mail: hoffmann@iap-kborn.de

DR. NORBERT JAKOWSKI
Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V.
Institut für Kommunikation und Navigation
Außenstelle Neustrelitz
17235 Neustrelitz
Kalkhorstweg 53
E-Mail: Norbert.Jakowski@dlr.de

PROF. DR. KARIN LABITZKE
Institut für Meteorologie der FU Berlin
Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10
12165 Berlin
E-Mail: labitzke@strat01.met.fu-berlin.de

DR. RALPH LATTECK
Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V.
an der Universität Rostock
Schloss-Straße 6
18225 Ostseebad Kühlungsborn
E-Mail: latteck@iap-kborn.de

PROF. DR. FRANZ-JOSEF LÜBKEN
Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V.
an der Universität Rostock
Schloss-Straße 6
18225 Ostseebad Kühlungsborn
E-Mail: luebken@iap-kborn.de

DIPL.-MET. BARBARA NAUJOKAT
Institut für Meteorologie der FU Berlin
Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10
12165 Berlin
E-Mail: naujokat@strat01.met.fu-berlin.de

DR. PETER PREUSSE
Forschungszentrum Jülich, ICG-I (Stratosphäre)
52425 Jülich
E-Mail: p.preusse@fz-juelich.de

DR. TORSTEN SCHMIDT
GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ)
Department Geodäsie und Fernerkundung
Telegrafenberg
14473 Potsdam
E-Mail: tschmidt@gfz-potsdam.de

DR. WERNER SINGER
Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V.
an der Universität Rostock
Schloss-Straße 6
18225 Ostseebad Kühlungsborn
E-Mail: singer@iap-kborn.de

DR. JENS WICKERT
GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ)
Department Geodäsie und Fernerkundung
Telegrafenberg
14473 Potsdam
E-Mail: wickert@gfz-potsdam.de

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 Geoinformationsdienstes der Bundeswehr (GeoInfoDBw) *promet* auf dem Dienstweg. Ferner gibt der DWD *promet* kostenlos ab an die fest angestellten 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 vom *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, Kaiserleistraße 29/35, 63067 Offenbach am Main.

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

- durch den Kauf eines Einzelheftes
- durch den 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/gesellschaft/publikationen/promet.htm> 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

Nummerierung 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 Nummerierung 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 Belegexemplare, Fortdrucke

Autoren von Fachbeiträgen erhalten je 5 Belegexemplare des betreffenden Heftes. 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