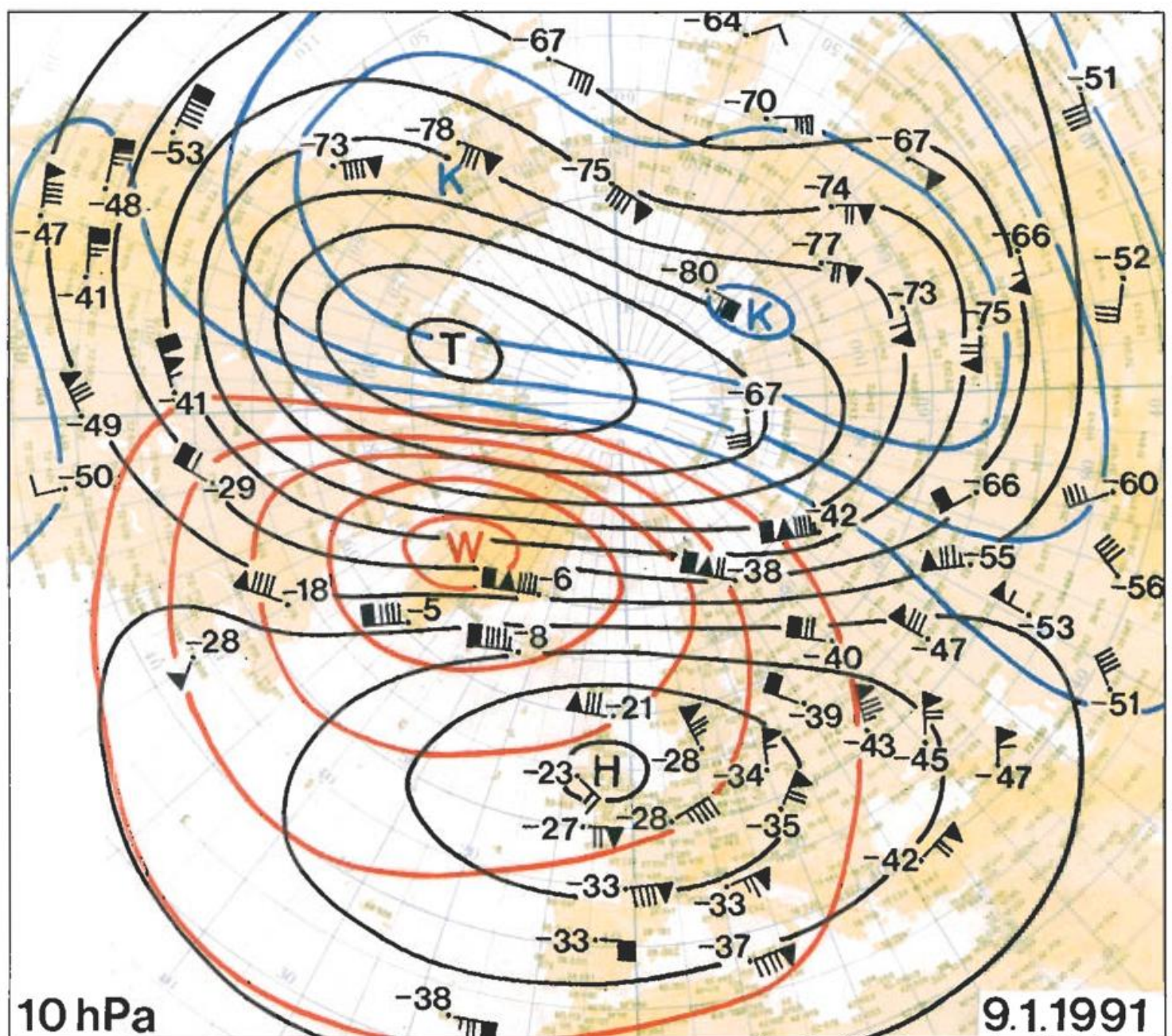


Meteorologie der Mittleren Atmosphäre



Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dipl.-Met. H.-D. Kirch

Redaktionsausschuß

Prof. Dr. J. Egger (München)
 Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)
 Prof. Dr. H.-W. Georgii (Frankfurt a. M.)
 Prof. Dr. H. Graßl (Hamburg)
 Prof. Dr. G. Groß (Hannover)
 Dr. F. Kasten (Hamburg)
 Dipl.-Met. H. Kruse (Traben-Trarbach)
 Dr. T. Mohr (Offenbach a. M.)
 Dr. R. Simonis (Langen/Hess.)

Zum Titelbild:

Die generalisierte 10-hPa-Karte vom 9. Januar 1991 zeigt den Höhepunkt einer nordhemisphärischen Stratosphärenerwärmung. Dargestellt sind die Wind- und Temperaturmessungen einer Auswahl von Radiosondenstationen sowie die Analysen des Geopotential- und Temperaturfeldes, wie sie von der Stratosphärengruppe des Instituts für Meteorologie der Freien Universität Berlin täglich für mehrere Schichten hergestellt werden. Die schwarzen Linien sind Isohypsen im Abstand von 320 gpm, vom Tief über Nordkanada mit 28400 gpm bis zum Hoch über Großbritannien mit 31920 gpm. Die blauen bzw. roten Linien sind Isothermen im Abstand von 10 Grad, vom Kältegebiet über Nordsibirien mit -80°C bis zum Wärmegebiet über Grönland mit 0°C . (s. a. Beitrag 8)

An unsere Abonnenten

Es ist leider unvermeidbar, daß ab Jahrgang 23 (1993) die Preise um ca. 20% angehoben werden. Sie werden im nächsten Heft bekanntgemacht. Eine besondere Mitteilung an die Abonnenten erfolgt nicht.

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Zentralamt – Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement DM 36,-, Einzelheft DM 10,-, Doppelheft DM 20,-, Dreifachheft DM 30,-. Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Druck: Weppert GmbH & Co. KG,
 8720 Schweinfurt,
 Zehntstraße 17

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

22. Jahrgang, Heft 2-4, 1992

Thema des Heftes:

Meteorologie der Mittleren Atmosphäre

(Fachliche Redaktion: K. Labitzke, B. Naujokat und K. Petzoldt, Berlin)

Beiträge

	Seite
Zur Einführung	45
K. LABITZKE, H. van LOON	
1 Klimatologie der Mittleren Atmosphäre: Beobachtungen bis 80 km Höhe	45
2 U. LANGEMATZ, S. PAWSON	
Klimatologie der Mittleren Atmosphäre - Modelle	50
3 K. LABITZKE, H. van LOON	
Die 10-12jährige Schwingung in der Stratosphäre	58
B. NAUJOKAT, Chr. MARQUARDT	
4 Die annähernd zweijährige Schwingung (QBO) in der Stratosphäre	62
H. van LOON, K. LABITZKE	
5 Die Jahres- und Halbjahreswelle in der Mittleren Atmosphäre	68
R. A. MADDEN	
6 Großskalige westwärts wandernde Wellen in der Mittleren Atmosphäre	70
K. M. GREISIGER	
7 Gezeiten in der Mittleren Atmosphäre	75
B. NAUJOKAT	
8 Stratosphärenenerwärmungen: Synoptik	81
K. PETZOLDT	
9 Dynamik von Stratosphärenenerwärmungen	90
M. DAMERIS	
10 Modellierung von Stratosphärenenerwärmungen: Ein Überblick	97
U. SCHMIDT	
11 Arktisches Ozon und PSC's	106
A. EBEL	
12 Schwerewellen in der Mittleren Atmosphäre	113
E. V. THRANE	
13 Turbulenz in der Mittleren Atmosphäre	119
D. OFFERMANN, H. H. GRAEF	
14 Messungen der OH*-Temperatur in der Mesopausenregion	125
K. LABITZKE	
15 Klimatrends in der Mittleren Atmosphäre	129

Aus der Weltorganisation für Meteorologie

WMO - Fakten und Trends (St. MILDNER) 133

Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Jahr 1991

135

Buchbesprechungen - Neuerscheinungen

132, 138

Vorausschau Tagungen

140

Zur Einführung

Zum ersten Mal widmet sich die Zeitschrift **Promet** der "Mittleren Atmosphäre". Es sind zwar des öfteren Themen behandelt worden, in denen stratosphärische Verhältnisse eine Rolle spielen, wie Fernerkundung, Ozon, klimarelevante Spurenstoffe und Aerosole, aber die zunehmende Kenntnis über die oberen Atmosphärenschichten drängten eine zusammenfassende Betrachtung geradezu auf.

Liegt es nun daran, daß dieses Thema so aktuell ist – immerhin ist die "Mittlere Atmosphäre" jetzt Bestandteil des Weltklimaforschungsprogramms (WCRP) mit **SPARC** = Stratospheric Processes And their Role in Climate – oder liegt es daran, daß die drei Herausgeberinnen in Berlin das Thema nicht straffen konnten, oder wollten? Jedenfalls haben wir schon am Anfang der Planung gemerkt, daß wir das uns gegebene Thema beim besten Willen nicht in einem Heft und auch nicht in zwei Heften zufriedenstellend darstellen können. Darum jetzt ein Dreifachheft, das ja bei **Promet** die Ausnahme sein soll.

Wir haben uns bemüht, eine gewisse Gliederung in den interessanten Wissensstoff zu bringen, so daß jetzt die Gebiete **Klimatologie** (2 Beiträge), **Periodische Schwankungen** (5 Beiträge), **Stratosphärische Erwärmungen** (3 Beiträge), **Arktisches Ozon** (1 Beitrag), **Kleinskalige Phänomene** (2 Beiträge) und **Beobachtungen aus der Mesosphäre** (1 Beitrag) behandelt werden. Abschließend wird über **Klimatrends** aus der Stratosphäre berichtet.

Das vorliegende Dreifachheft besteht daher im Rahmen dieser Gliederung aus 15 Einzelbeiträgen. Die bekannte Problematik der Ozonzerstörung in der unteren Stratosphäre über der Antarktis (Ozonloch) haben wir hier nicht behandelt, weil auf den umfassenden Artikel von P. Crutzen (1988/4) hingewiesen werden kann; dagegen erschien es uns wichtig, das Verhalten des arktischen Ozons zu beschreiben, das in zahlreichen europäischen Forschungsprojekten untersucht wird.

Wir hoffen, daß die Leser bei der Lektüre erkennen werden, wie interessant unsere Wissenschaft oberhalb der Tropopause ist und sie es uns verzeihen, daß von 15 Beiträgen 8 aus Berlin kommen.

Ganz besonders möchten wir an dieser Stelle auch den drei Autoren aus dem Ausland, nämlich H. van Loon und R. Madden aus den USA sowie E. Thrane aus Norwegen für ihre Mitarbeit danken.

K. Labitzke
B. Naujokat
K. Petzoldt

K. LABITZKE, H. van LOON

1 Klimatologie der Mittleren Atmosphäre: Beobachtungen bis 80 km Höhe

1 Einleitung

Die Kenntnis über die Zustandsgrößen der Mittleren Atmosphäre nahm in den Jahren nach dem 2. Weltkrieg durch die Einführung neuer Meßmethoden langsam aber beständig zu. Besonders über der Nordhemisphäre kann man die Radiosondendaten noch bis in Höhen von 10 hPa (etwa 30 km) zur Analyse hemisphärischer Karten benutzen; für die Schichten darüber hat man von einzelnen Stationen Beobachtungsdaten von Raketensondierungen, allerdings im allgemeinen nicht sehr häufig; inzwischen werden an einigen wenigen Stationen LIDAR-Geräte benutzt, die für diese Orte eine außerordentliche Dichte von sehr genauen Meßwerten liefern. Seit etwa 1969 erhalten wir allerdings die meisten Daten von den verschiedenen Geräten an Bord der Satelliten. Diese Instrumente liefern globale Felder von Beobachtungen, mit unterschiedlicher vertikaler und horizontaler Auflösung. Durch diese neuen Beobachtungen haben wir in den letzten Jahren unser Wissen über die Klimatologie der Mittleren Atmosphäre sehr vervollständigen können. Die in diesem Kapitel dargestellten

Ergebnisse basieren zum Teil auf den täglichen Stratosphärenkarten, die im Institut für Meteorologie der FU Berlin, Abteilung Stratosphäre, seit 1958 analysiert werden; außerdem wird eine Klimatologie der Südhemisphäre benutzt, in der Monatsmittelwerte von 5 Jahren veröffentlicht sind, und es werden Satellitendaten gezeigt, die die Grundlage für die neue CIRA (COSPAR International Reference Atmosphere) bildeten.

2 Mittlere Temperatur- und Windverhältnisse

2.1 Meridionalschnitte

Die Meridionalschnitte der Monatsmitteltemperaturen für Januar und Juli (Bild 1a und b) zeigen die niedrigsten Temperaturen der Stratosphäre an der äquatorialen Tropopause und zwischen 50 und 30 hPa im winterlichen Polargebiet. Allerdings ist es über der Antarktis 20°C kälter als über der Arktis, während es im Sommer im gleichen Höhenbereich über der Antarktis 10°C wärmer als über der Arktis ist.

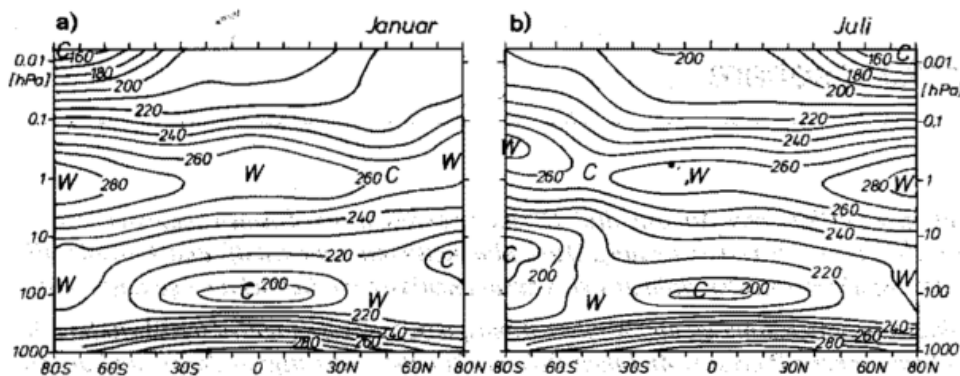


Bild 1: Meridionalschnitte der zonal gemittelten Temperatur (K) für (a) Januar und (b) Juli. (BARNETT und CORNEY 1985).

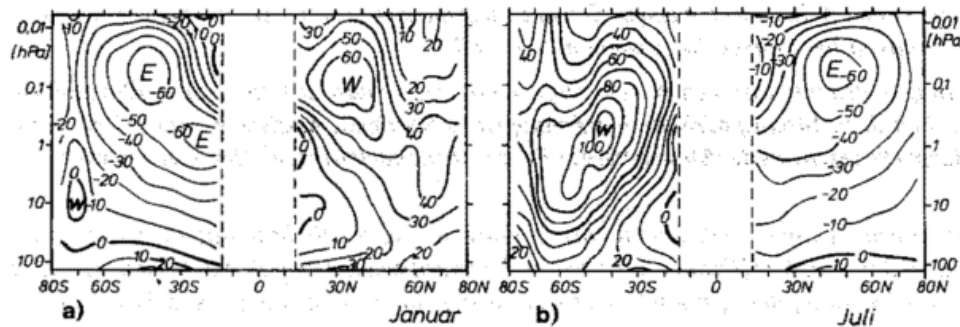


Bild 2: Meridionalschnitte des zonal gemittelten zonalen Windes (m/sec) für (a) Januar und (b) Juli. (FLEMING et al. 1988).

Die Temperatur nimmt in der Stratosphäre mit der Höhe zu und erreicht ein Maximum an der Stratopause, die über dem Winterpol höher liegt und kälter ist als über dem Sommerpol. In der Mesosphäre nimmt die Temperatur mit zunehmender Höhe wieder ab und erreicht ihr Minimum im Sommer über den Polen.

Bild 2 zeigt die Meridionalschnitte des mittleren zonalen Windes oberhalb von 100 hPa. Die Winterzirkulation wird von Westwinden bestimmt, wobei diese über der Südhemisphäre fast überall deutlich stärker sind und das Maximum des Jetstreams tiefer liegt als über der Nordhemisphäre. Im Sommer herrschen Ostwinde vor.

In den Tropen bestimmt die *Quasi-Biennial Oscillation* (QBO) die Windrichtung, so daß eine mittlere Windrichtung schlecht zu definieren ist (vgl. Beitrag 4).

- Die Zirkulation ist über der Südhemisphäre sehr zonal, und das Zentrum des Polarwirbels und des Kältepol liegen fast am Südpol, während sie auf der Nordhemisphäre um 10° Breite nach Spitzbergen verschoben sind. Außerdem reicht der Keil des Aläutenhochs in die Arktis hinein, während das entsprechende Hoch über der Südhemisphäre, das über dem tropischen westlichen Pazifik liegt, vollkommen zonal ausgerichtet und kein Keil polwärts ausgeprägt ist. Auf diese Unterschiede in den sogenannten *Planetarischen Wellen* wird in Abschnitt 3 genauer eingegangen.

Im Frühjahr bestehen während der Umstellung von der Winter- zur Sommerzirkulation, d. h. während der sogenannten *Final Warmings*, große Unterschiede zwischen den Hemisphären. Bild 4 zeigt einen Vergleich der Temperatur-

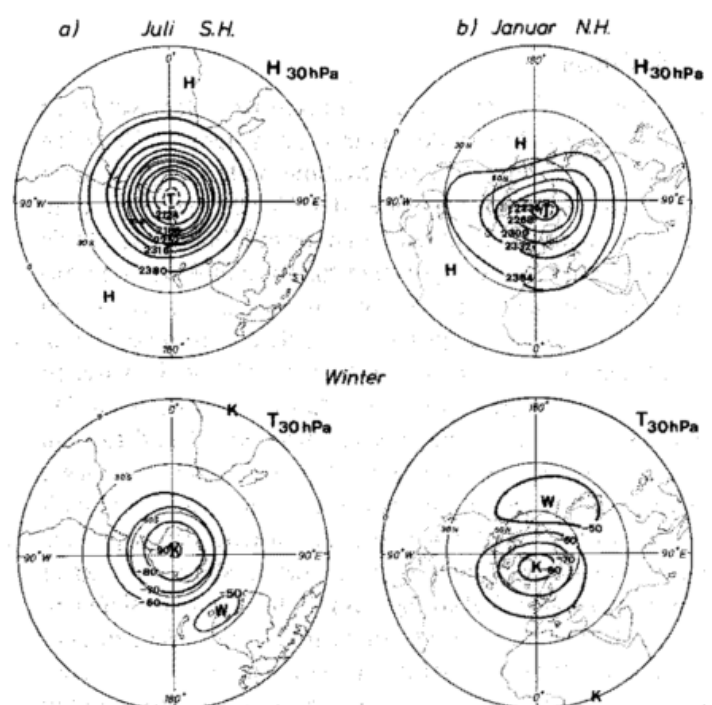
2.2 Hemisphärische Verteilungen

Zur Beschreibung der Klimatologie der Stratosphäre wurden 30-hPa-Karten ausgewählt, weil wir für dieses Niveau für beide Hemisphären noch ausreichend zuverlässige Radiosondendaten zur Verfügung haben und weil dieses Niveau die Stratosphäre recht gut repräsentiert.

Beim Betrachten der Winter-Karten (Bild 3) fallen zwei Tatsachen sofort auf und verdeutlichen die Unterschiede zwischen den Hemisphären:

- Der südhemisphärische Polarwirbel ist kälter und tiefer als der nordhemisphärische, während gleichzeitig die südlichen Tropen wärmer als die nördlichen sind. Daraus resultiert über der Südhemisphäre ein doppelt so starker Gradient zwischen Tropen und Pol wie über der Nordhemisphäre.

Bild 3: Monatsmittelkarten der 30-hPa-Fläche (Höhen in geopot. Dekametern und Temperatur in °C) im Winter: (a) Juli/Südhemisphäre aus KNITTEL (1976); (b) Januar/Nordhemisphäre aus LABITZKE et al. (1972).



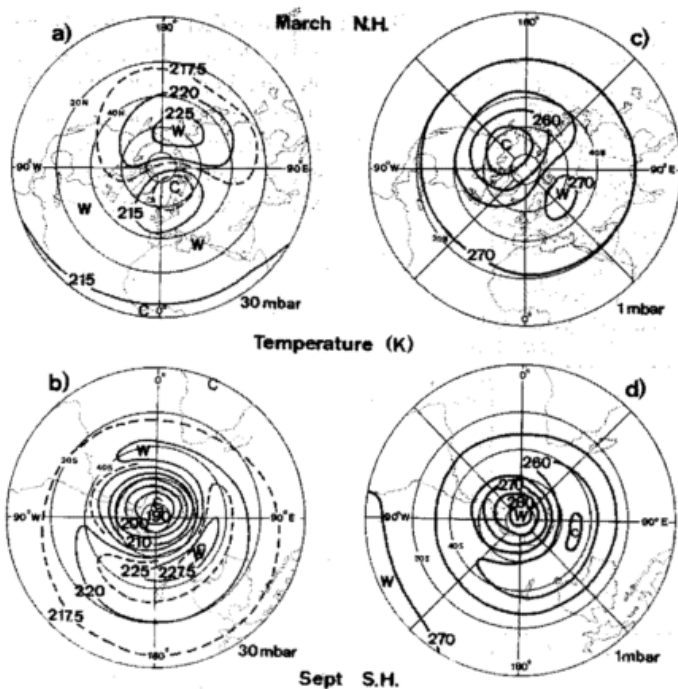
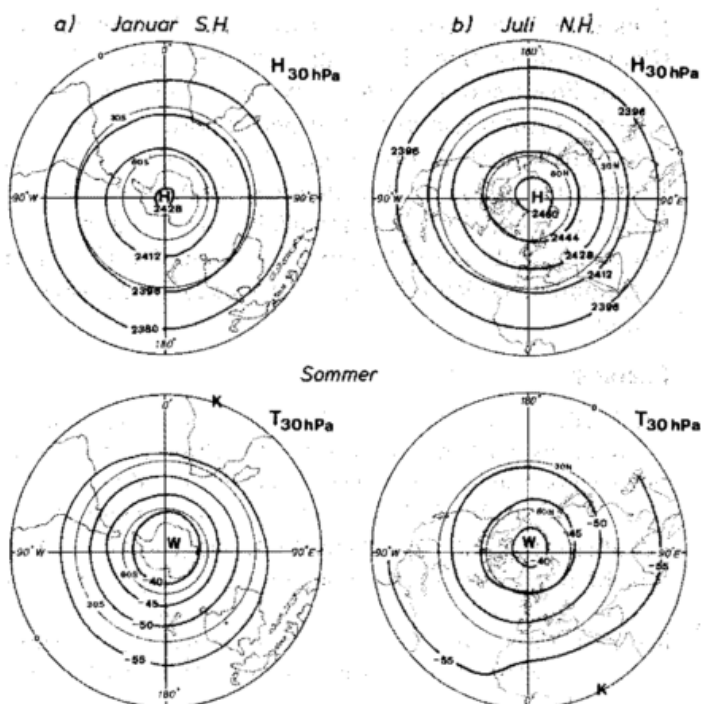


Bild 4: 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen (K) für (a) März/Nordhemisphäre und (b) September/Südhemisphäre; 1-hPa-Monatsmitteltemperaturen entsprechend, (c) und (d). (LABITZKE et al. 1985).

verhältnisse für das 30- und das 1-hPa-Niveau zwischen März/Nordhemisphäre und September/Südhemisphäre. Auf der Nordhemisphäre beginnt die Umstellung zum Sommer im Mittel im März; z. T. führen die Mittwintererwärmungen (vgl. Beitrag 8) gleich in den Sommer, z. T. bringen sehr starke Final Warmings einen raschen Übergang. Daher zeigt die Monatsmittelkarte der 30-hPa-Temperaturen, repräsentativ für die untere und mittlere Stratosphäre, einen stark abgeschwächten Kältepol und ein ausgeprägtes, zum Alëutenhoch gehörendes Wärmegebiet, das in Einzeljahren im März schon am Pol liegen kann. Im 1-hPa-Niveau liegen Temperaturmaximum und



-minimum entsprechend der Neigung der planetarischen Wellen westwärts verschoben. Über der Antarktis hat sich der Kältepol von Juli bis September im Mittel nur wenig erwärmt und liegt immer noch am Südpol. Weil es im Südwinter keine großen Stratosphärenerwärmungen gibt, die zu einem Zusammenbruch des Polarwirbels führen (vgl. Beitrag 8), bleibt der Wirbel stets bis mindestens Oktober stabil und die Final Warmings fangen viel später an als in der Arktis. Dies ist aus meteorologischer Sicht der Hauptgrund dafür, daß man in der Arktis kein entsprechendes *Ozonloch* findet. Die Ausbildung von *polaren stratosphärischen Wolken* (PSCs) ist nur bei extrem niedrigen Temperaturen möglich, die man in der Arktis allenfalls im Dezember, Januar oder Februar antrifft. Im März sorgen die Final Warmings bereits für den Übergang zum Sommer mit hohen Temperaturen.

Interessant ist Bild 4d, weil hier, im 1-hPa-Niveau, der Übergang zum Sommer bereits vollendet ist. Die späten Final Warmings sind somit ein Phänomen der unteren Stratosphäre und an den troposphärischen Polarwirbel gekoppelt.

Im Sommer (Bild 5) sind die Temperaturen über den Polen am höchsten, die Zirkulation wird von einem Hoch mit Zentrum über den Polen bestimmt, und die Unterschiede zwischen den Hemisphären sind in dieser Jahreszeit gering.

3 Monatsmittelwerte der Planetarischen Wellen 1 und 2

Die aus der harmonischen Analyse der Monatsmittel entlang der Breitenkreise resultierenden Amplituden und Phasen der Wellen 1 und 2, der sogenannten *Planetarischen Wellen 1 und 2*, werden in Bild 6 für die Temperatur und in Bild 7 für die Höhen gezeigt. Die Phase gibt die Lage des Maximums, bei Welle 2 des ersten Maximums, an. Beide Wellen, die sich mit der Höhe westwärts neigen, sind im Winter auf der Nordhemisphäre viel stärker als auf der Südhemisphäre. Dies spiegelt die Asymmetrie der bereits besprochenen Monatsmittelkarten wider. Im Sommer ist die Amplitude beider Wellen über beiden Hemisphären sehr klein.

In Bild 8 vergleichen wir den Gang der Amplitude der Welle 1 der 30-hPa-Höhen in 60°N und 60°S. In 60°N erreicht die Welle 1 ihr Maximum im Winter, Dezember bis Februar, d. h. in Verbindung mit den Mittwintererwärmungen. In 60°S wird das Maximum erst im Frühjahr, September/Oktober erreicht, d. h. in Verbindung mit den Final Warmings (vgl. Diskussion von Bild 4).

4 Variabilität

Die Variabilität von Jahr zu Jahr (interannual variability) wird in Bild 9 an Hand der Standardabweichungen der 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen, von 90° bis 10°N, dargestellt. In den Tropen ist die Variabilität während des ganzen Jahres sehr klein, aber je weiter nordwärts man geht, umso markanter wird der Jahresgang der Variabilität: gering im Sommer, sehr stark im Winter, besonders in der Arktis. In Bild 10 zeigen wir Häufigkeitsverteilungen von 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen für den Nordpol (Schnitt-

Bild 5: Wie Bild 3, aber für den Sommer.

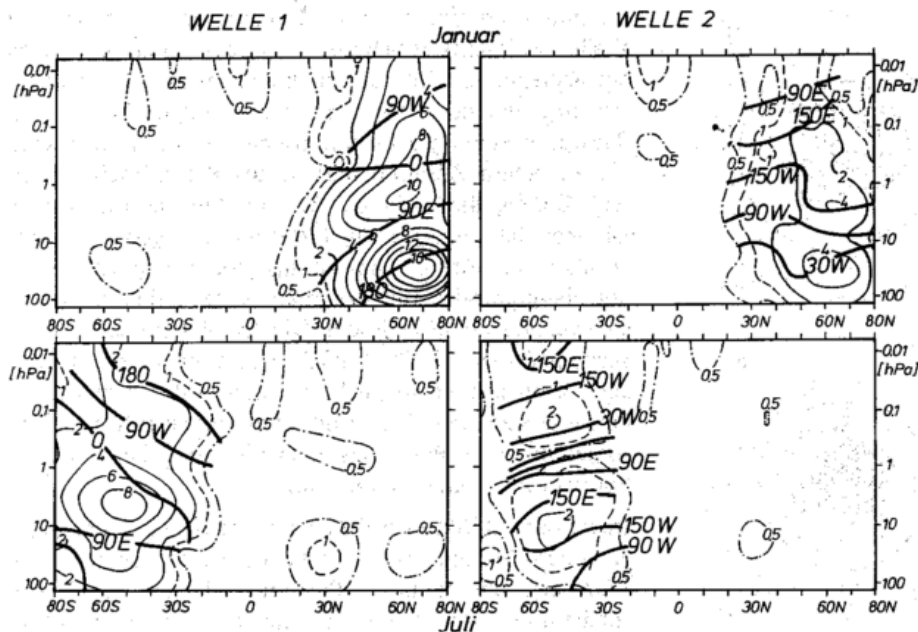


Bild 6: Meridionalschnitte der Amplituden (K) und Phasen (geographische Länge, über Ost) der quasistationären planetarischen Temperatur-Wellen 1 und 2 im Januar und Juli; (nach BARNETT und CORNEY 1985).

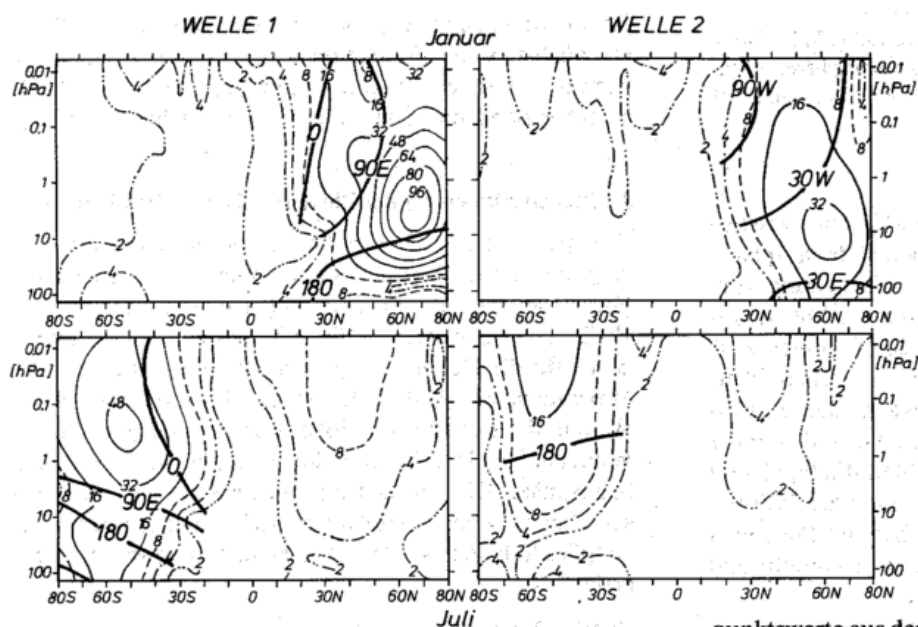
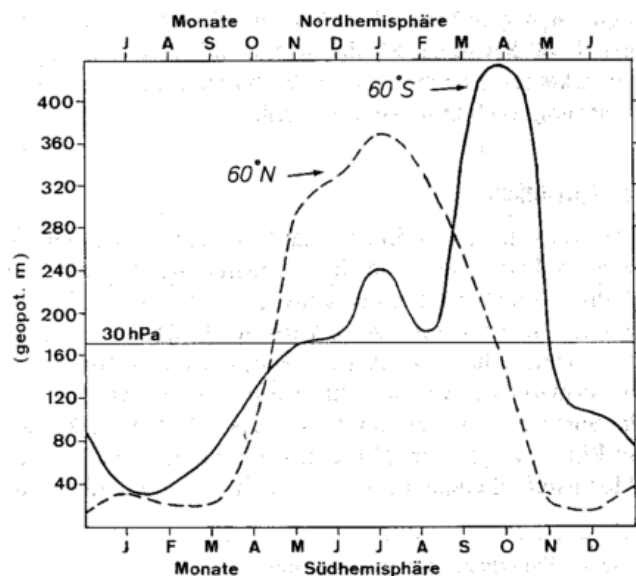


Bild 7: Wie Bild 6, aber für die quasistationären Höhen-Wellen 1 und 2; Amplituden in Dekametern.



punktwerte aus den Berliner Analysen) und für den Südpol (Radiosondenstation). Im Sommer ist die Variabilität über beiden Polen gering. Aber im Winter ist die Variabilität wegen des Auftretens der Stratosphärenerwärmungen über der Arktis sehr stark, man vergleiche z. B. den arktischen Februar ($\sigma = 10,6$) mit dem antarktischen August ($\sigma = 1,3$). Über dem Südpol ist die Variabilität erst im Oktober und November groß, wenn die Final Warmings den Übergang zur Sommerzirkulation bringen (vgl. Diskussion der Bilder 4 und 8).

Literatur

- BARNETT, J. J. und M. CORNEY, 1985: in: Atmospheric structure and its variation in the region 20 to 120 km. Draft of a New Reference Middle Atmosphere, Handbook for MAP, Vol 16, S. 47-85 und S. 86-137, (Ed.: Labitzke, Barnett u. Edwards).
- FLEMING, E. C.; S. CHANDRA; M. R. SCHOEBERL u. J. J. BARNETT, 1988: Monthly mean global climatology of tempera-

Bild 8: Jahresgang der Amplitude der quasistationären Höhen-Welle 1 im 30-hPa-Niveau, für 60°N und S; nach KNITTEL (1976).

ture, wind, geopotential height, and pressure for 0-120 km. NASA Techn. Memor. 100697.

KNITTEL, J., 1976: Ein Beitrag zur Klimatologie der Stratosphäre der Südhalbkugel. Meteorol. Abh., F.U. Berlin, Serie A, Bd. 2, Heft 1.

LABITZKE, K. u. Mitarb. 1972: Climatology of the stratosphere in the Northern Hemisphere. Part 1. Meteorol. Abh., F.U. Berlin, Bd. 100, Heft 4.

LABITZKE, K. u. B. NAUJOKAT, 1983: On the variability and on trends of the temperature in the middle stratosphere. Contributions Atmos. Phys. 56, S. 495-507.

LABITZKE u. Panel Members, 1985 (a): Atmospheric Ozone 1985. Vol. III, Appendix D. WMO, Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 16.

LABITZKE, K. u. H. van LOON, 1991: Some complications in determining trends in the stratosphere. Adv. Space Res., 11, S. (3)21 - S. (3)30.

NAUJOKAT, B., 1981: Long-term variations in the stratosphere of the Northern Hemisphere during the last two sunspot cycles. J. Geophys. Res., 86, S. 9811-9816.

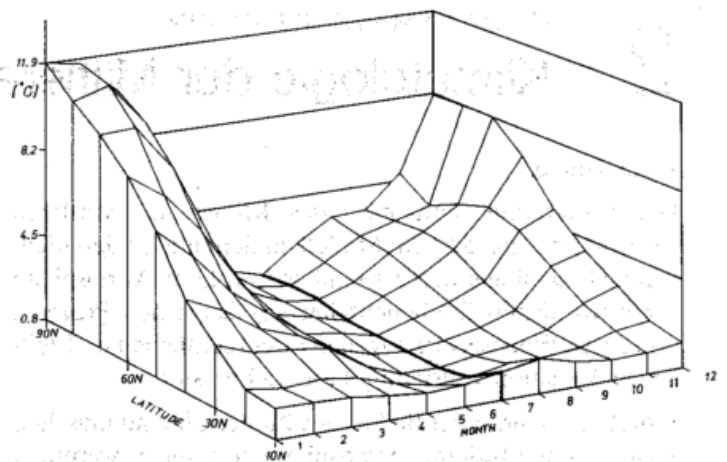
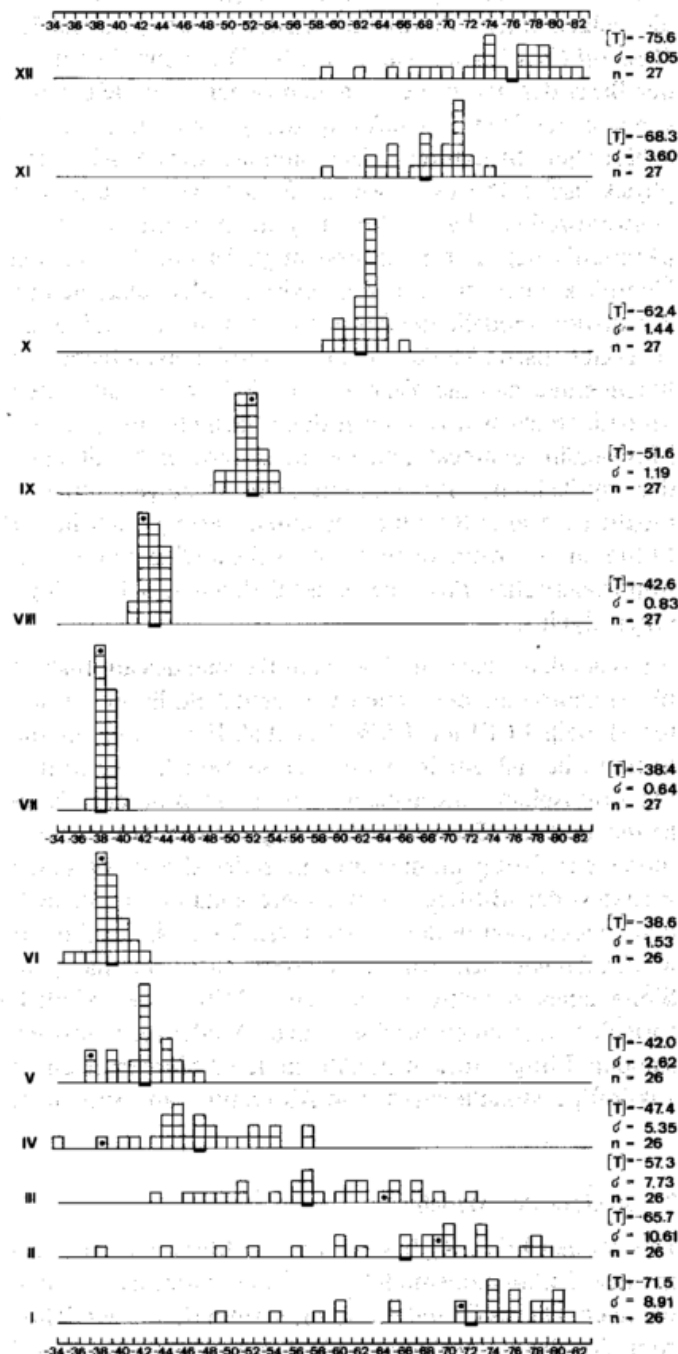
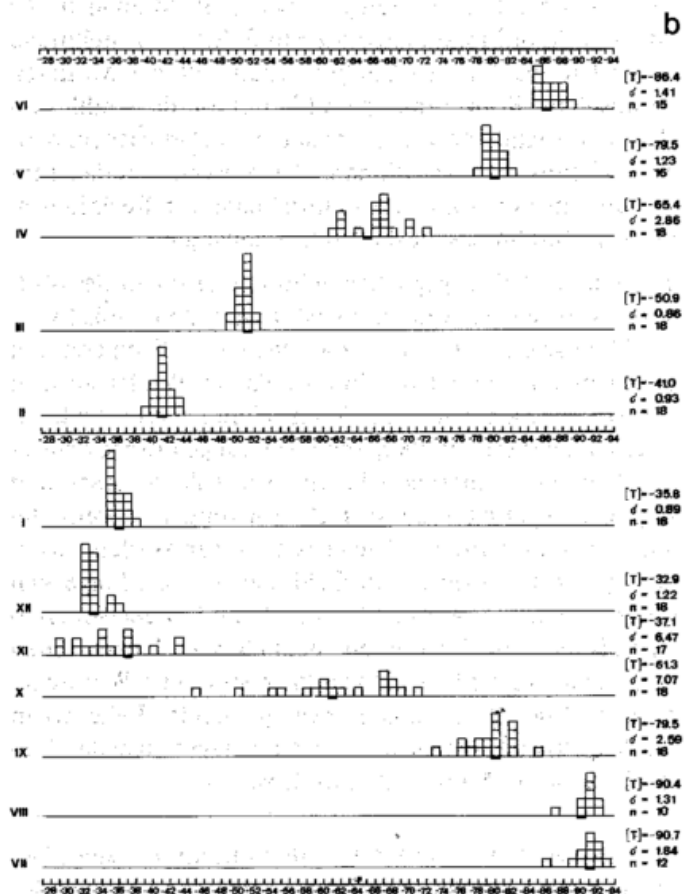


Bild 9: Standardabweichungen (K) der 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen, entlang dem Greenwich-Meridian. Anzahl der Jahre ist 34. (LABITZKE und van LOON 1991).

Bild 10: (a) Häufigkeitsverteilung der 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen (°C) über dem Nordpol, für den Zeitraum Juli 1955 bis Dezember 1982. Interval ist 1 K. Das langjährige Mittel [T] erscheint am rechten Rand zusammen mit der Standardabweichung und ist als schwarzes Rechteck unter der Häufigkeitsverteilung eingezeichnet. (NAUJOKAT 1981, ergänzt). Daten aus Berliner Analysen. (b) Wie (a), aber für die Radiosondenstation am Südpol, für den Zeitraum 1961-1978. (LABITZKE und NAUJOKAT 1983).

a



1 Einleitung

Die numerische Simulation des Klimas der Mittleren Atmosphäre erfordert ein Modell, in dem die für den meßbaren klimatologischen Zustand der mittleren Atmosphäre verantwortlichen fundamentalen physikalischen Prozesse und deren Wechselwirkungen in ihrer räumlichen und zeitlichen Variation vollständig beschrieben sind.

Prozesse von primärer Bedeutung für den klimatologischen Zustand der Mittleren Atmosphäre sind die Erwärmung infolge Absorption von kurzwelliger Sonnenstrahlung und Abkühlung infolge Emission von langwelliger Strahlung. Ist die lokale Bilanz aus Erwärmung und Abkühlung unausgeglichen, d. h. kommt es zu einer diabatischen Nettoerwärmung bzw. -abkühlung, wird eine Zirkulation in Gang gesetzt, die die entstandenen lokalen Wärmeüberschüsse bzw. -defizite ausgleicht. Während die Troposphäre ein Strahlungsbilanzdefizit aufweist, das vor allem durch vertikale Flüsse fühlbarer und latenter Wärme vom Erdboden in die Atmosphäre, so z. B. bei der hochreichenden tropischen Konvektion, ausgeglichen wird, befinden sich die Stratosphäre und die Mesosphäre im globalen Mittel in jeder Schicht ungefähr im Strahlungsgleichgewicht. Die Temperaturstruktur wird hier im wesentlichen bestimmt von der Absorption solarer Strahlung durch die Gase Ozon (O_3) und molekularen Sauerstoff (O_2) sowie von der Absorption bzw. Emission langwelliger Strahlung durch Kohlendioxid (CO_2), Ozon und Wasserdampf (H_2O). Neben diesen dominierenden strahlungsaktiven Gasen gewinnen aber auch weitere, nur in geringen Konzentrationen in der Atmosphäre vorhandene Spurengase, wie z. B. Methan (CH_4) oder die Chlorfluorkohlenwasserstoffe (CFC), zunehmend an Bedeutung für den Strahlungshaushalt der Mittleren Atmosphäre. Konzentration und Verteilung der strahlungsaktiven Bestandteile wiederum sind von chemischen, bzw. photochemischen Reaktionen, dynamischen Verlagerungen und über die stark temperaturabhängigen Reaktionsraten vom Strahlungshaushalt selbst abhängig.

Trotz der global ausgeglichenen Strahlungsbilanz der Mittleren Atmosphäre werden, dynamisch bedingt, lokal vom Strahlungsgleichgewicht abweichende Temperaturen beobachtet. In der polaren Stratosphäre im Winter sowie in der Mesopausenregion (ca. 80 km Höhe) sorgen großräumige planetarische Wellen und kleinskalige interne Schwerewellen durch meridionale und vertikale Wärme- und Impulstransporte für die Aufrechterhaltung der beobachteten Temperaturstruktur. Die planetarischen Wellen entstehen in der Troposphäre an Gebirgen oder als Folge sich unterschiedlich erwärmender Land- und Meeresoberflächen; Schwerewellen werden ebenfalls beim Überströmen von Gebirgen, bei konvektiven Prozessen oder Windscherungen in der Troposphäre angeregt. Beide Wellentypen breiten sich in Abhängigkeit von der Zirkulation in der Stratosphäre in die Mittlere Atmosphäre aus.

In Anbetracht dieser grundlegenden Zusammenhänge lassen sich die Anforderungen an ein 'optimales' Modell der

Mittleren Atmosphäre klar definieren: Das Modell sollte die Modellvariablen global und dreidimensional aus den hydro-thermodynamischen Grundgleichungen für den großräumigen Scale ('primitiven' Gleichungen) prognostizieren. Das Modell sollte über ein exaktes Strahlungsübertragungsschema verfügen, das die Nettoerwärmungsraten durch die wichtigsten strahlungsaktiven Gase berechnet. Änderungen der chemischen Zusammensetzung der Luft durch Transporte oder Quellen und Senken sollten berücksichtigt werden. Das Modell sollte darüber hinaus in der Lage sein, Wechselwirkungsmechanismen zwischen Strahlung, Dynamik und chemischen Prozessen zu simulieren. Um die dynamische Kopplung zwischen Troposphäre und Stratosphäre adäquat zu simulieren, sollte das 'optimale' Modell troposphärische Prozesse einbeziehen.

Die umfassendsten, gegenwärtig verfügbaren Modelle sind die allgemeinen Zirkulationsmodelle der Atmosphäre (*General Circulation Models, GCMs*). Diese simulieren auf der Basis der hydro-thermodynamischen Grundgleichungen die zeitliche Entwicklung der großräumigen atmosphärischen Strukturen. Kleinräumige dynamische und physikalische Prozesse, wie z. B. die Ausbreitung von Schwerewellen oder die Strahlungsübertragung, werden in parametrisierter Form berücksichtigt. Tabelle 1 gibt einen Überblick über die zur Zeit existierenden allgemeinen Zirkulationsmodelle der Mittleren Atmosphäre und deren charakteristische Merkmale. Der Vollständigkeit halber sei hinzugefügt, daß die Tabelle nur Modelle enthält, deren Modellbereich sich von der Erdoberfläche bis in die obere Mesosphäre erstreckt und die detaillierte Behandlungen der physikalischen Prozesse enthalten. Dazu gehören eine möglichst exakte Strahlungsparametrisierung auch in der Mittleren Atmosphäre und eine vollständige Simulation troposphärischer Prozesse, einschließlich des hydrologischen Zyklus.

Im folgenden Abschnitt 2 wird am Beispiel des am Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin entwickelten Modells ECBER1 (PAWSON et al. 1991) näher auf die Struktur der allgemeinen Zirkulationsmodelle der Mittleren Atmosphäre eingegangen. Eine Diskussion der Fähigkeiten und der Schwachstellen allgemeiner Zirkulationsmodelle in Bezug auf die Simulation des klimatologischen Zustands der Mittleren Atmosphäre anhand von Modellergebnissen folgt in den Abschnitten 3 und 4. Der Begriff *Modell-Klimatologie* wird in diesem Zusammenhang im Sinne eines statistischen zeitlichen Mittels der Modellvariablen über einen repräsentativen Modellzeitraum verstanden. Einige Gesichtspunkte zu den Anforderungen an zukünftige Modelle werden in Abschnitt 5 angesprochen.

2 Struktur der Modelle

Das Modell ECBER1 basiert, wie die Mehrheit der allgemeinen Zirkulationsmodelle, auf den 'primitiven' Gleichungen. Dieses Grundgleichungssystem für die Modellierung globaler atmosphärischer Strömungen auf einer Kugel

Tabelle 1: Zusammenfassung der GCMs, die die Stratosphäre auflösen

Modell		Anzahl der Flächen	Art der Flächen	Oberer Rand	Vert. Auflösung in der M. A.	Horiz. Formulierung	Horiz. Auflösung	Literatur
ECBER1	(D)	30	hybrid	0.01hPa	-4km	spektral	T21: 5.6*5.6°	PAWSON et al. (1991)
Emeraude	(F)	30	hybrid	0.01hPa	1.5-6km	spektral	T21: 5.6*5.6°	CAROLLE et al. (1990)
GFDL-SKYHI	(USA)	40	$\sigma(p>350hPa)$ $p(p<350hPa)$	0.01hPa	1.5-4km	Gitterpunkt	N11: 8.0*10.° N18: 5.0*6.0° N30: 3.0*3.6° N90: 1.0*1.2°	FELS et al. (1980) ANDREWS et al. (1983) MIYAHARA et al. (1986) HAYASHI et al. (1989)
GISS	(USA)	23	$\sigma(p>100hPa)$ $p(p<100hPa)$	0.004hPa	-5.3km	Gitterpunkt	N11: 8.0*10.°	RIND et al. (1988a,b)
NCAR CCM	(USA)	33	σ	0.1hPa	-3.5km	spektral	R15: 4.5*7.5°	BOVILLE (1986)
		30	hybrid	0.025hPa	-2.8km	spektral	T21: 5.6*5.6°	BOVILLE und BAUMHEFNER (1990)
NMI	(Japan)	23	σ	0.05hPa	2-3km 6km (p<1.5hPa)	spektral	R13: 5.5*7.5°	SHIBATA und CHIBA (1990)
UGAMP	(U.K.)	40	hybrid	0.01hPa	-2.5km	spektral	T21: 5.6*5.6°	GRAY et al. (1992)

setzt sich zusammen aus der Bewegungsgleichung, dem 1. Hauptsatz der Thermodynamik, der Kontinuitätsgleichung und, in einer feuchten Atmosphäre, der Erhaltungsgleichung für die Feuchte (PHILLIPS 1973). Es enthält als Approximationen lediglich die hydrostatische Approximation für die Vertikalkomponente der Bewegungsgleichung, die Vernachlässigung des durch die horizontale Komponente der Erdrotation verursachten Anteils der Corioliskraft sowie die Einführung des Erdradius für den Abstand eines Punktes innerhalb der Atmosphäre vom Erdmittelpunkt.

Unter Vorgabe geeigneter Anfangs- und Randbedingungen und der vom Modell nicht aufgelösten, zu parametrisierenden Terme ermöglicht die Integration der 'primitiven' Gleichungen die Bestimmung der räumlichen und zeitlichen Entwicklung der prognostischen Modellvariablen Divergenz, Vorticity, Temperatur, spezifische Feuchte und Bodendruck. Wie bereits angesprochen, gewinnt die Prognose chemischer Bestandteile in den allgemeinen Zirkulationsmodellen zunehmend an Gewicht. So wird im GFDL-SKYHI-Modell zusätzlich die Konzentration von Distickstoffoxid (N_2O) berechnet (HAMILTON und MAHLMANN 1988). Das allgemeine Zirkulationsmodell EMERAUDE des Centre National de Recherches Meteorologiques in Frankreich enthält eine prognostische Gleichung für Ozon, in der auch der verstärkte Ozonabbau in polaren Breiten der winterlichen Stratosphäre durch heterogene chemische Prozesse (*Ozonloch*) mittels einer einfachen Parametrisierung berücksichtigt wird (CAROLLE et al. 1990).

Die vertikale Struktur der Modellvariablen wird allgemein auf einer begrenzten Anzahl von Modellflächen dargestellt. ECBER1, das aus dem Wettervorhersagemodell des EZMW hervorgegangen ist, verfügt über 30 Prognoseflä-

chen zwischen der Erdoberfläche und einer Höhe von ca. 80 km (0.01 hPa). Die Koordinatenflächen gehen von reinen, der Orographie angepaßten σ -Flächen in der unteren Troposphäre allmählich über in isobare Flächen in der Mittleren Atmosphäre (*hybrides Koordinatensystem*) (SIMMONS und STRÜFING 1983). Die vertikale Auflösung in der Mittleren Atmosphäre beträgt ca. 4 km.

Bei der horizontalen Diskretisierung unterscheidet man zwischen Gitterpunktmodellen, in denen die Modellvariablen an diskreten Punkten eines dem Verwendungszweck angepaßten Gitters bestimmt werden, und den spektralen Modellen, in denen die prognostischen Modellvariablen in Form von endlichen Reihen von Kugelflächenfunktionen dargestellt werden. ECBER1 ist ein spektrales Modell, dessen Variablen in zonaler Richtung in Fourier-Reihen und in meridionaler Richtung in Legendre-Reihen entwickelt werden. Die horizontale Auflösung der gegenwärtigen Modellversion beträgt in zonaler Richtung $M=21$ Wellenzahlen; die meridionale Auflösung $N(m)$ ist von der zonalen Wellenzahl und der Art der gewählten Beziehung zwischen maximal aufgelöster zonaler und meridionaler Wellenzahl abhängig (in ECBER1 'dreieckig'). Um jedoch die rechenzeitaufwendige Bestimmung der nichtlinearen Wechselwirkungsanteile der Entwicklungspolynome beteiligter Variablen zu umgehen, werden die nichtlinearen Terme sowie die physikalischen Parametrisierungen im Gitterpunktraum mit einer Auflösung von $5.625^\circ \times 5.625^\circ$ hergeleitet.

Allgemeine Zirkulationsmodelle der Mittleren Atmosphäre mit ähnlichen Auflösungen sind z. B. das GFDL-SKYHI-Modell mit 40 Modellflächen von der Erdoberfläche bis 0.01 hPa mit einer horizontalen Auflösung von $8^\circ \times 10^\circ$ (FELS et al. 1980). Weitere Versionen verfügen

über feinmaschigere Gitter von $5^\circ \times 6^\circ$ (ANDREWS et al. 1983) bzw. $1^\circ \times 1.25^\circ$ (HAYASHI et al. 1989). Das GISS-Modell (RIND et al. 1988a) verfügt über 23 Flächen zwischen Erdoberfläche und ca. 80 km Höhe mit einer horizontalen Auflösung von $8 \times 10^\circ$. Weitere Modelle sind in Tabelle 1 aufgeführt.

Die Parametrisierungen physikalischer Prozesse variieren beträchtlich zwischen den verschiedenen allgemeinen Zirkulationsmodellen. Zum einen sind die Beobachtungen und die theoretischen Erkenntnisse subskaliger Phänomene und ihrer Auswirkungen auf die von den Modellen aufgelösten Phänomene noch lückenhaft. Zum anderen zwingen nicht ausreichende Computerkapazitäten oder spezielle Zielsetzungen der Modelle zu mehr oder weniger einschneidenden Vereinfachungen in den notwendigen Parametrisierungen. Aus diesem Grund muß hier auf eine umfassende Beschreibung der Parametrisierungen der einzelnen GCMs verzichtet werden. Stellvertretend werden die in ECBER1 verwendeten Parametrisierungen kurz erläutert.

Strahlungsübertragung im langwelligen Spektralbereich erfolgt mit dem von SHINE (1987) entwickelten Strahlungsschema. Die Methode beruht auf der Berechnung von CURTIS-Matrizen für die Strahlungsübertragung durch die $15\text{-}\mu\text{m}$ -Bande des CO_2 und die $9.6\text{-}\mu\text{m}$ -Bande des O_3 . Die Transmissionsfunktionen der CO_2 -Matrizen wurden von FELS und SCHWARZKOPF (1981) und SCHWARZKOPF und FELS (1985) in einem detaillierten Linienmodell für drei Referenz-Temperaturprofile berechnet und für das aktuelle Temperaturprofil jeweils interpoliert. Die verwendeten O_3 -Transmissionsfunktionen gehen auf RODGERS (1968) und FELS (1979) zurück und berücksichtigen räumliche und zeitliche Variationen der O_3 -Konzentration sowie die Änderung der Form der Absorptionslinien mit der Höhe (Voigt-Linienform). Abkühlung durch Wasserdampf ist relativ unbedeutend in der Mittleren Atmosphäre, weshalb die H_2O -Strahlungsübertragung durch ein einfaches Anpassungsverfahren in Abhängigkeit von der Temperatur approximiert wird. Non-LTE (non local thermodynamic equilibrium)-Prozesse, die in der Mesosphäre aufgrund der mit der Höhe, abnehmenden Dichte an Bedeutung gewinnen, werden in dem SHINE-Strahlungsschema für die $15\text{-}\mu\text{m}$ Bande des CO_2 parametrisiert.

Eine andere Möglichkeit der Parametrisierung langwelliger Strahlungsübertragung besteht in der Verwendung approximierter, aus Bandenmodellen hergeleiteter Transmissionsfunktionen, wie z. B. im NCAR-Community-Climate-Model (CCM) (KIEHL und BOVILLE 1988).

Absorption solarer Strahlung wird mit Hilfe einfacher analytischer Formeln nach der Methode von STROBEL (1978) für O_2 und von SHINE und RICKABY (1989) für O_3 ermittelt. Beide Verfahren berechnen die Schwächung des an der Atmosphärenobergrenze ankommenden spektralen solarer Strahlungsflusses in der Atmosphäre durch die Hauptabsorberbanden der Gase in Abhängigkeit von der Absorberkonzentration und dem Sonnenstand. Streuung solarer Strahlung in der unteren Stratosphäre wird einbezogen. Ein alternatives Verfahren zur Berechnung der O_3 -Absorption in der Stratosphäre entwickelten LACIS und HANSEN

(1974). Die ebenfalls sehr ökonomische Methode ermöglicht die Berechnung von Erwärmungsraten aus analytischen Formeln, die durch Anpassung an 'exakte', aus einem genauen Strahlungsmodell gewonnene Profile hergeleitet wurden. Dieses Verfahren wird im GISS Global Climate-Middle Atmosphere Modell von RIND et al. (1988a) eingesetzt, wobei anstatt der analytischen Formeln sogenannte k -Funktionentabellen benutzt werden (HANSEN et al. 1983).

ECBER1 verfügt zusätzlich über ein den troposphärischen Verhältnissen angepaßteres Strahlungsschema, das aus dem EZMW-Wettervorhersagemodell übernommen wurde und ein einfaches Wolkenmodell enthält (GELEYN und HOLLINGSWORTH 1979).

Die Wirkung kleinskaliger Dissipation kinetischer Energie in der Mittleren Atmosphäre wird in ECBER1 zur Zeit durch einen linearen Reibungsansatz (Rayleigh-friction) approximiert. Kleinskalige Dissipation wird allgemein dem Auftreten von Schwerewellen zugeschrieben, die, in der Troposphäre angeregt, sich vertikal in die Mittlere Atmosphäre ausbreiten, oberhalb eines bestimmten Niveaus 'brechen' und zu einer Abschwächung der zonal gemittelten Grundströmung führen. Die Implementierung einer Schwerewellenparametrisierung nach LINDZEN (1981) in das GISS-Modell (RIND et al. 1988a, b) zeigte, daß sich eine genauere Berücksichtigung verschieden angeregter Schwerewellen positiv auf die Simulation der oberen Mesosphäre und die polare Stratosphäre im Winter auswirkt.

3 Zonal gemittelter Zustand

In diesem Abschnitt wird der 'klimatologische' Zustand in ECBER1 für Januar in Form von Breiten-Höhen-Schnitten vorgestellt. Alle Abbildungen zeigen über einen repräsentativen Modellzeitraum zeitlich gemittelte Felder (600 Tage).

Die Darstellung der meteorologischen Grundgrößen Temperatur und Zonalwindkomponente als zonale Mittel läßt erkennen, inwieweit ein Modell die markanten vertikalen Strukturen in der Atmosphäre wiederzugeben vermag. Bild 1 zeigt die Temperaturverteilung in ECBER1. Im Vergleich mit der aus Satellitenmessungen hergeleiteten Temperaturklimatologie für Januar von BARNETT und CORNEY (1985) (s. Bild 1 in Beitrag 1) ist deutlich erkennbar,

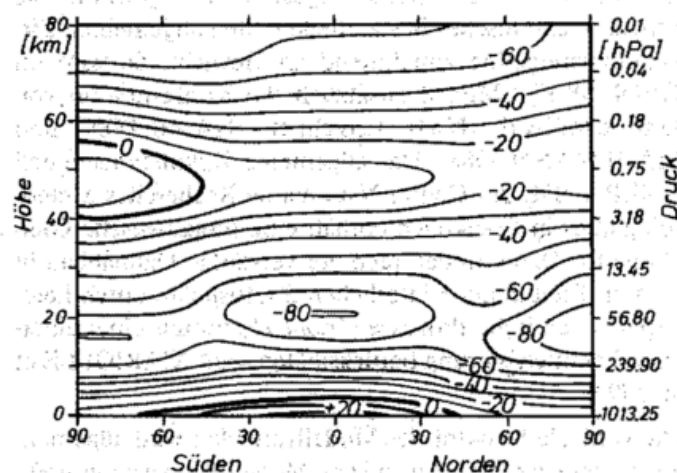


Bild 1: Zonal gemittelte Temperaturverteilung [$^\circ\text{C}$] für Januar in ECBER1 (Isolinienabstand: 10°C)

daß das Modell in der Lage ist, die charakteristische vertikale Temperaturstruktur der Mittleren Atmosphäre mit einer kalten Tropopause, der warmen Stratopause und der Temperaturabnahme mit der Höhe in der Mesosphäre zu simulieren. Höhe und Temperatur (nahe 1 hPa, 20°C) der Sommerstratopause stimmen gut mit der beobachteten Klimatologie überein.

Die untere Stratosphäre ist insgesamt kälter als beobachtet, die tropische Tropopause liegt etwas zu hoch, beides möglicherweise ein Resultat der Strahlungsparametrisierung (HECKLEY 1985; MORCLETTE 1990). Das Problem der im Modell zu kalten polaren Stratosphäre im Winter tritt in verschiedenen Zirkulationsmodellen der Mittleren Atmosphäre auf. Auch Experimente mit dem GFDL-SKYHI-Modell, das über eine hohe vertikale Auflösung verfügt, zeigen das gleiche Phänomen. Modifikationen an der Strahlungsparametrisierung in einer Version des NCAR-CCM-Modells (oberer Rand in 10 hPa) führten zwar zu einer realistischen Simulation in diesem Bereich der Atmosphäre (RAMANATHAN et al. 1983), jedoch scheinen dynamische Ursachen zu dominieren. Die Tatsache, daß die Stratosphäre im Modell zu kalt ist, sich also zu nahe am Zustand des Strahlungsgleichgewichts befindet, zeigt, daß der Einfluß von planetarischen Wellen oder von kleinskaligen Schwerewellen auf die mittlere Strömung ('eddy-forcing') in den Modellen unterschätzt wird. Auswirkungen höherer horizontaler Modellaufösungen auf die Ausbreitung von Wellen diskutieren HAYASHI et al. (1989) und TIBALDI et al. (1990). PALMER et al. (1986), McFARLANE (1987) und RIND et al. (1988a) zeigten, daß die Implementierung einer Parametrisierung topographisch erzeugter Schwerewellen zu einer verbesserten Modellierung der polaren Stratosphäre im Winter führt.

In Übereinstimmung mit dem zu starken meridionalen Temperaturgradienten treten zu hohe Zonalwindgeschwindigkeiten in der unteren Stratosphäre im Winter auf (Bild 2). Zwar werden die einzelnen Starkwindzonen mit Westwindjets in der Winterhemisphäre der Stratosphäre und in beiden Hemisphären der Troposphäre sowie einem starken östlichen Mesosphärenjet im Sommer im Modell wiedergegeben, jedoch treten Abweichungen zwischen Modell und Beobachtungen bezüglich der Lage und Intensität des Polarnachtjets auf.

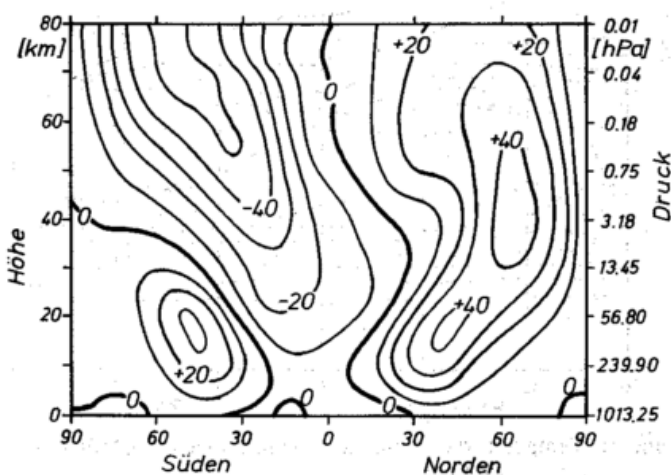


Bild 2: Zonal gemittelte Zonalwindkomponente [m/s] für Januar in ECBER1 (Isolinienabstand: 10 m/s)

Der Einfluß dynamischer Prozesse auf den zonal gemittelten Zustand in verschiedenen Regionen der Mittleren Atmosphäre läßt sich unter Zuhilfenahme des transformierten Eulerschen Gleichungssystems näher untersuchen. Die Auswertung der einzelnen Terme der transformierten Eulerschen Bewegungsgleichung zeigt, welche Prozesse für die Aufrechterhaltung der zonal gemittelten Impulsbilanz im Modell verantwortlich sind. Sie lautet unter Vernachlässigung sphärischer Geometrie:

$$\partial \bar{u} / \partial t = f \bar{v}^* - \bar{v}^* \partial \bar{u} / \partial y - \bar{w}^* \partial \bar{u} / \partial z + F + \bar{X} \quad (1)$$

(ANDREWS et al. 1987). Darin bedeuten $\bar{u}$ die Zonalwindkomponente, $\bar{v}^*$, $\bar{w}^*$ die Meridional- bzw. die Vertikalkomponente der transformierten Eulerschen Meridionalzirkulation und f den Coriolisparameter. F ist die durch dissipative oder transiente, nichtlineare planetarische Wellen auf die zonale Strömung ausgeübte Kraft und $\bar{X}$ die entsprechende durch kleinräumige, vom Modell nicht aufgelöste Wellen ausgeübte Kraft. Zonale Mittel sind durch einen Querstrich gekennzeichnet. Bild 3 zeigt schematisch die dominierenden Terme in ECBER1 bei stationären Verhältnissen ($\partial \bar{u} / \partial t \neq 0$). In der Stratosphäre der Sommerhemisphäre sind die verschiedenen Anteile in Gleichung 1 relativ unbedeutend. Die Atmosphäre befindet sich nahe am Strahlungsgleichgewichtszustand; die Temperaturstruktur gleicht der Strahlungsgleichgewichtstemperatur, die sich allein als Folge von strahlungs- und photochemischen Prozessen einstellen würde. In der Stratosphäre der Winterhemisphäre – und zwar stärker ausgeprägt im Nordwinter – treten dagegen Impuls- und Wärmefflüsse durch dissipative und transiente planetarische Wellen auf ($F \neq 0$). Sie führen maßgeblich zu der beobachteten Abweichung dieses Bereiches der Atmosphäre vom Strahlungsgleichgewicht: Die Stratosphäre auf der Winterhalbkugel ist im zonalen Mittel bedeutend wärmer als sie allein aufgrund von Strahlungsvorgängen wäre; die Westwinde sind aufgrund des geringeren meridionalen Temperaturgradienten entsprechend schwächer. Oberhalb der Stratopause nimmt in beiden Hemisphären die Impulsübertragung durch kleinräumige Wellen ($\bar{X}$) an Bedeutung zu. Die durch den Einfluß der Wellen induzierte mittlere Meridionalzirkulation sorgt für die Aufrechterhaltung der Balance des thermischen Windes und über die Corioliskraft für eine ausgeglichene Impulsbilanz. Die Bilder 4a, b zeigen die Meridio-

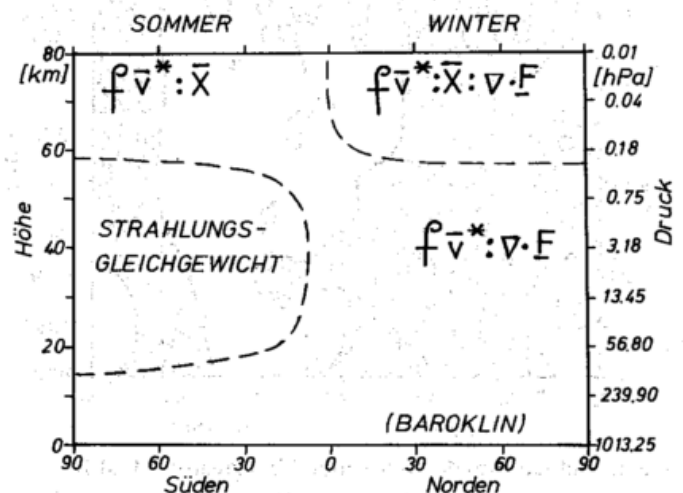


Bild 3: Schematische Darstellung der dominierenden Terme der zonal gemittelten Impulsbilanz in ECBER1

nal- und Vertikalkomponente der transformierten mittleren Meridionalzirkulation in ECBER1. Diese ist gekennzeichnet durch eine starke nordwärts gerichtete Strömung mit Geschwindigkeiten bis zu 5 ms^{-1} im Bereich der oberen Mesosphäre und starkes Absinken (bis zu 3 cms^{-1}) in hohen Breiten der Mittleren Atmosphäre im Winter; beide Komponenten zusammen ergeben das aus Beobachtungen bekannte Bild einer großräumigen Zirkulationszelle vom Sommerpol zum Winterpol mit Aufsteigen über dem Sommerpol und Absinken über dem Winterpol in der Mesosphäre; in der Stratosphäre existieren zwei Zellen mit aufsteigender Luft in den Tropen und Absinken in polaren Breiten, wobei die nordhemisphärische Zelle stärker ausgeprägt ist.

4 Modellanalysen auf Hauptdruckflächen

Die Bilder 5a, b zeigen die globale 100 hPa-Temperaturverteilung für Januar aus ECBER1 im Vergleich mit der aus Beobachtungsdaten hergeleiteten Klimatologie von OORT (1983). Wie bereits bei der Diskussion der zonal gemittelten Temperaturstruktur erwähnt, wird das in den Tropen gemessene Minimum mit Temperaturen kälter als -80°C im Modell erst in höheren Schichten erreicht. Eine Ursache für die zu hohen Modelltemperaturen in tropischen Breiten liegt in der EZMW-Strahlungsparametrisierung (GELEYN und HOLLINGSWORTH 1979), die, wie HECKLEY (1985) anhand eines Vergleiches von prognostizierten Temperaturverteilungen mit EZMW-Analysen aufzeigt, eine

Tendenz zur Erwärmung unterhalb und an der äquatorialen Tropopause hat. Die damit verbundene höhere Stabilität der oberen tropischen Troposphäre führt zu einer reduzierten Hadley-Zirkulation mit einer abgeschwächten adiabatischen Abkühlung, ein Effekt, der bei Vorhandensein von Wolken noch verstärkt in Erscheinung tritt. Das mit Werten um -50°C gemessene Temperaturmaximum in mittleren Breiten der Winterhemisphäre wird im Modell nur unzureichend wiedergegeben. Die polaren Breiten sind im Modell, wie die gesamte Stratosphäre in der Polarnacht, mit Temperaturen unter -85°C um bis zu 20°C zu kalt.

Insgesamt ist jedoch eine gute Übereinstimmung der geographischen Position der Temperaturextrema mit den kältesten Gebieten über Indonesien und dem Westpazifik sowie dem Wärmegebiet über dem Nordpazifik in Modell und Beobachtungsdaten erkennbar.

Auf der Südhalbkugel treten in mittleren und hohen Breiten des Modells generell zu niedrige Temperaturen auf. Ein Vergleich der Simulation der Südhemisphäre zu den Solstizienjahreszeiten in vier spektralen Modellen mit geringer horizontaler Auflösung ergab, daß generell Schwierigkeiten in der Modellierung der Südhemisphäre bestehen und Verbesserungen der physikalischen Parametrisierungen erforderlich sind (XU et al. 1990). Weil die im Januar dynamisch aktivere Nordhemisphäre von größerem Interesse ist, soll im Rahmen dieses Überblickes nicht näher auf die Simulation der Südhemisphäre eingegangen werden.

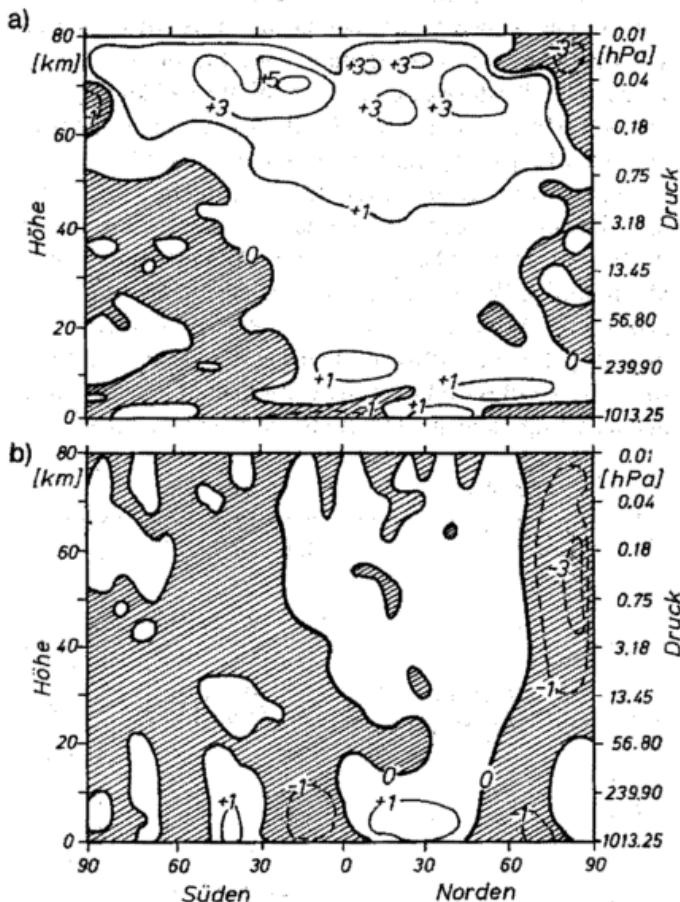


Bild 4: Mittlere Residualzirkulation für Januar in ECBER1
(a): Meridionalkomponente [m/s]
(b): Vertikalkomponente [10^{-2} m/s]
(Isolinienabstand: 2 m/s bzw. $2 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$)

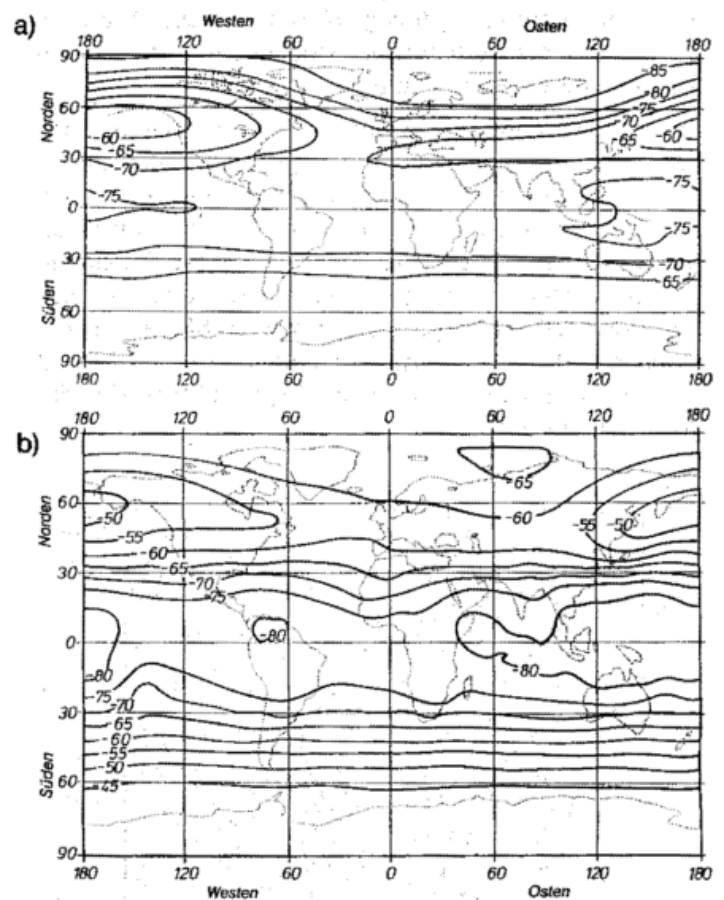


Bild 5: Temperaturverteilung der 100-hPa-Fläche [$^\circ\text{C}$] für Januar
(a): in ECBER1
(b): klimatologische Beobachtungen nach OORT (1983)
(Isolinienabstand: 5°C)

Die in den vorigen Abschnitten beschriebene Temperaturverteilung in der unteren Stratosphäre spiegelt sich in der Höhe der 10 hPa-Druckfläche wieder. Bild 6a zeigt eine polarstereographische Projektion der Verhältnisse im Winter der Nordhemisphäre aus ECBER1, Bild 6b zum Vergleich die aus Daten angefertigte Analyse von Januar 1965, einem Monat, der durch eine ungestörte Zirkulation ohne eine große Stratosphärenenerwärmung (*major warming*) gekennzeichnet war (LABITZKE 1972). Die Analyse des 'kalten' Januar 1965 wurde deshalb herangezogen, weil sich auch im Modell während der gesamten Simulation keine *major warmings* entwickeln. Gelegentlich in Verbindung mit verstärkten planetarischen Wellen auftretende *minor warmings* führen zwar zu der im zeitlichen Mittel sichtbaren Verschiebung des Polarwirbels in Richtung des eurasischen Kontinents; die Aktivität planetarischer Wellen ist im Modell jedoch insgesamt zu schwach ausgeprägt, so daß es nicht zu einem Zusammenbruch des Polarwirbels mit einer starken Erwärmung der Stratosphäre kommt.

Beide Darstellungen zeigen, qualitativ gut übereinstimmend, einen intensiven Polarwirbel mit einem vom Pol verschobenen Zentrum und ein Hochdruckgebiet über dem Nordpazifik, das Aleutenhoch. Während die Höhe und Position des Hochdruckzentrums im Modell gut mit der Situation im Januar 1965 übereinstimmen, liegt das Zentrum des Polarwirbels mehr als 1 km niedriger als beobachtet und ist nach Osten verschoben. Infolge der zu kalten polaren unteren Stratosphäre liegt die 10 hPa-Druckfläche in hohen und mittleren Breiten insgesamt zu tief.

5 Anforderungen an zukünftige Modelle

Obwohl die heutigen allgemeinen Zirkulationsmodelle, wie am Beispiel von ECBER1 gezeigt, in der Lage sind, den klimatologischen Zustand der Mittleren Atmosphäre qualitativ gut zu simulieren, zeigen jedoch die meisten Modelle übereinstimmend bestimmte Schwachstellen. Dafür sind mehrere Ursachen verantwortlich. Zum einen sind die physikalischen Prozesse, die den aus Messungen hergeleiteten klimatologischen Zustand der Mittleren Atmosphäre herbeiführen, teilweise noch nicht vollständig bekannt oder verstanden. Zum anderen zwingen das Spektrum und die Komplexität der beteiligten Prozesse trotz der heute verfügbaren Computerkapazitäten immer noch zu der Verwendung von Approximationen.

Die Bedeutung der in der Troposphäre angeregten, kleinskaligen Schwerewellen für die großräumige Zirkulation in der Mesosphäre wurde z. B. schon in den 60er Jahren erkannt (z. B. HAURWITZ 1961), Auswirkungen auf die untere Stratosphäre jedoch erst in den 80er Jahren (z. B. PALMER et al. 1986). 1981 entwickelte LINDZEN ein Modell der Wirkung brechender Schwerewellen, das er in eine lineare Parametrisierung umsetzte. Zur Zeit existiert lediglich ein allgemeines Zirkulationsmodell, in das die LINDZEN-Parametrisierung implementiert wurde (RIND et al. 1988a, b). Zwar führte dieser Schritt zu einer Verbesserung der Temperaturstruktur und der Strömung in der oberen Mesosphäre und der Stratosphäre im Winter, jedoch ist die Genauigkeit der Parametrisierung stark von den vorzulegenden Annahmen über die Anregungsmechanismen sowie über die Eigenschaften und die geographische Verteilung der Schwerewellen abhängig. Neben der Weiterentwicklung der Parametrisierung selbst besteht deshalb die Notwendigkeit, aus Turbulenzmessungen in der Mittleren Atmosphäre gewonnene Erkenntnisse, z. B. in Form einer Schwerewellenklimatologie, direkt in die Modellsimulationen einfließen zu lassen.

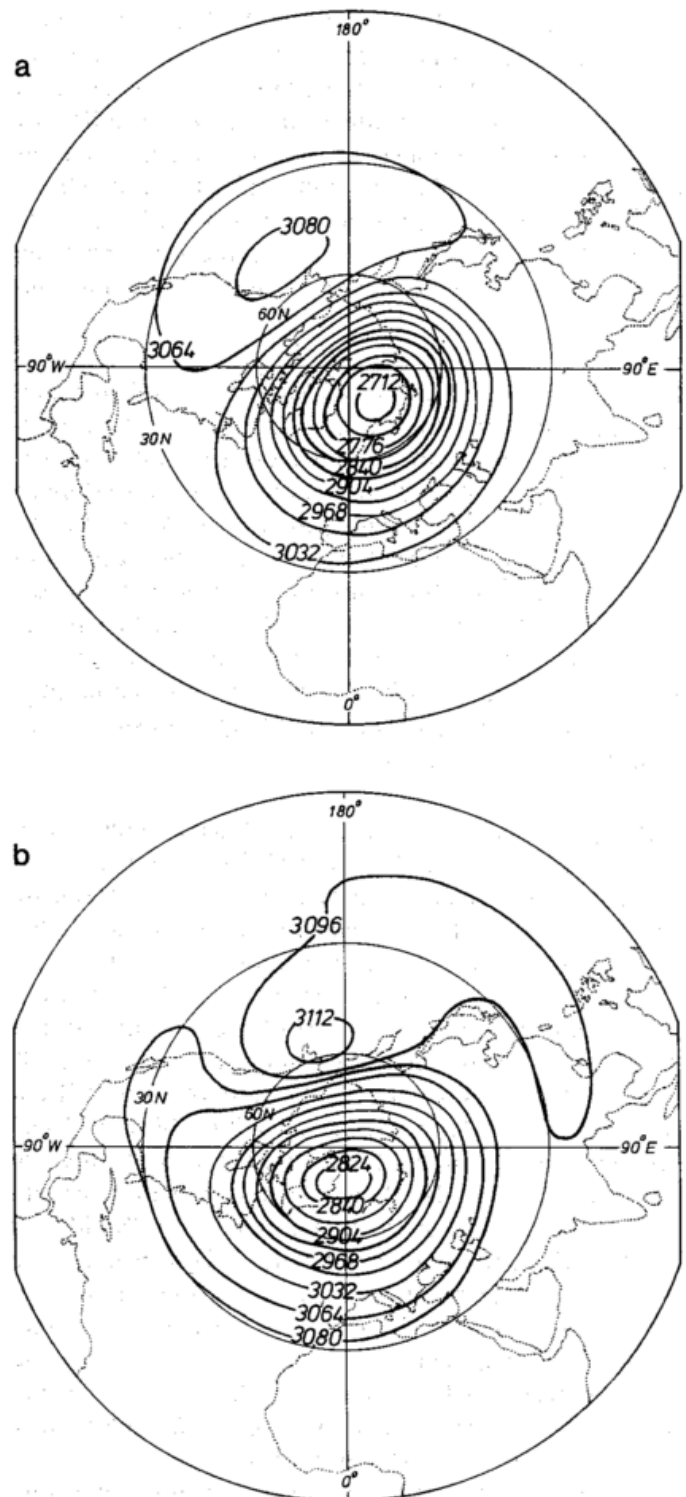


Bild 6: Höhe der 10-hPa-Druckfläche [dam] für Januar
(a): ECBER1
(b): Januar 1965, Beobachtungen nach LABITZKE (1972)
(Isolinienabstand: 32 dam)

Wie in Abschnitt 3 näher erläutert, ist die den meisten allgemeinen Zirkulationsmodellen eigene ungenügende Simulation der Stratosphäre im Winter möglicherweise auch ein Resultat der groben horizontalen und vertikalen Auflösung der Modelle. Insbesondere neigen die Modelle zu einer Unterschätzung der Impuls- und Wärmeflüsse durch die planetarischen Wellen. Vergleichsstudien mit höherauflösenden Modellversionen unter Ausnutzung der heutigen Computerressourcen könnten hier weiteren Aufschluß bringen.

Die längerfristige Aufgabe allgemeiner Zirkulationsmodelle besteht in der Untersuchung anthropogen verursachter Störungen in der Mittleren Atmosphäre und möglicher Rückwirkungen auf das Klima. Diese Zielsetzung erfordert Modelle mit exakten Strahlungsschemata, die neben den hauptsächlich absorbierenden Gasen auch die Auswirkungen klimarelevanter Spurengase auf den Strahlungshaushalt in der Mittleren Atmosphäre voll berücksichtigen. Der Einfluß von Wolken muß in diesem Zusammenhang weiter geklärt werden. Chemische Prozesse und ihre Wechselwirkungen mit dynamischen und Strahlungsprozessen dürfen nicht unberücksichtigt bleiben.

Bisherige Modellstudien auf diesem Gebiet untersuchten die Folgen geänderter O_3 - bzw. CO_2 -Konzentrationen für den klimatologischen Zustand der Mittleren Atmosphäre. Ergebnisse der GFDL-SKYHI-Modells zeigen sowohl bei einer Verdopplung des CO_2 -Gehaltes als auch bei einer 50%igen Reduktion des O_3 -Gehaltes eine Abnahme der Jahresmitteltemperatur in der Mittleren Atmosphäre mit Maxima jeweils im Stratopausenbereich bis zu -10 K ($2\times CO_2$) bzw. -24 K ($50\% O_3$) (FELS et al. 1980). KIEHL und BOVILLE (1988) zeigten im NCAR-CCM-Modell, daß erst eine gleichmäßige O_3 -Reduktion von mehr als 50% eine Änderung der Windstruktur in der Nordhemisphäre im Winter herbeiführt. Simulationen mit dem GISS-Modell ergaben für eine Verdopplung des CO_2 -Gehaltes eine Temperaturzunahme in der Troposphäre und eine Temperaturabnahme in der Stratosphäre. Dies führt zu einer erhöhten Stabilität der Tropopausenregion einerseits und zu einer relativen Destabilisierung der Mittleren Atmosphäre mit einer verstärkten Wellenaktivität andererseits. Die geänderte Temperaturstruktur und Dynamik zusammen könnten sich wiederum auf die Chemie der Atmosphäre auswirken (RIND et al. 1990).

Auch die Ozeane haben in ihrer Funktion als Wärmespeicher und -umverteiler einen Einfluß auf mögliche Klimavariationen und sollten deshalb in Modellsimulationen nicht vernachlässigt werden. Im Vergleich zu Modellergebnissen, die ohne Berücksichtigung der Ozeane oder unter Verwendung grober Parametrisierungen der Ozeane erzielt wurden, zeigten verschiedene CO_2 -Experimente mit dem gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modell des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg deutliche Unterschiede in den regionalen Auswirkungen einer CO_2 -Zunahme auf die Temperaturverteilung – und damit auf die Ausgangsbedingungen für die Entstehung sich vertikal in die Mittlere Atmosphäre ausbreitender Wellen (CUBASCH et al. 1991).

Literatur

- ANDREWS, D. G.; J. D. MALHMAN und R. W. SINCLAIR: Eliassen Palm diagnostics of wave-mean flow interaction in the GFDL SKYHI General Circulation model. *J. Atmos. Sci.* 40 (1983), S. 2768-2784.
- ANDREWS, D. G.; J. R. HOLTON und C. B. LEOVY: *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press Inc. Orlando. (1987).
- BARNETT, J. J. und M. CORNEY: Middle atmosphere reference model derived from satellite data. MAP handbook 16 (1985) (Hrsg. LABITZKE, K.; BARNETT, J. J. und EDWARDS, B.), S. 47-85.
- BOVILLE, B. A.: Wave – Mean-Flow Interactions in a General Circulation Model of the Troposphere and Stratosphere. *J. Atmos. Sci.* 43 (1986), S. 1711-1725.
- BOVILLE, B. A. und D. P. BAUMHEFNER: Simulated Forecast Error and Climate Drift Resulting from the Omission of the Upper Stratosphere in Numerical Models. *Mon. Wea. Rev.* 118 (1990), S. 1517-1530.
- CARIOLLE, D.; A. LASSERRE-BIGORRY; J. F. ROYER und J.-F. GELEYN: A General Circulation Model Simulation of the Springtime Antarctic Ozone Minimum and its Impact on Mid-Latitudes. *J. Geophys. Res.* 95 (1990), S. 1883-1898.
- CUBASCH, U.; K. HASSELMANN; H. HÖCK; E. MAIER-REIMER; U. MIKOLAJEWICZ; B. D. SANTER; R. SAUSEN: Time-Dependent Greenhouse Warming Computations with a Coupled Ocean-Atmosphere Model. MPI für Meteorologie, Report No. 57 (1991).
- FELS, S. B.: Simple Strategies for the Inclusion of Voigt Effects in Infrared Cooling Rate Calculations. *Appl. Opt.* 18 (1979), S. 2634-2637.
- FELS, S. B. und M. D. SCHWARZKOPF: An efficient, accurate algorithm for calculating CO_2 $15\text{ }\mu\text{m}$ heating rates. *J. Geophys. Res.* 86 (1981), S. 1205-1232.
- FELS, S. B.; J. D. MAHLMAN; M. D. SCHWARZKOPF und R. W. SINCLAIR: Stratospheric sensitivity to perturbations in ozone and carbon dioxide: radiative and dynamical response. *J. Atmos. Sci.* 37 (1980), S. 2265-2297.
- GELEYN, J. und A. HOLLINGSWORTH: An economical analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation. *Beitr. Phys. Atmosphäre* 52 (1979), S. 1-16.
- GRAY, L. J.; M. BLACKBURN; M.P. CHIPPERFIELD; J.D. HAIGH; D. R. JACKSON; K. P. SHINE; J. THUBURN und W. ZHONG: First results from a three-dimensional middle atmosphere model. *Adv. Space Res.* (1992), im Druck.
- HAMILTON, K. und J. D. MAHLMAN: General Circulation Model Simulation of the Semiannual Oscillation of the Tropical Middle Atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 45 (1988), S. 3213-3235.
- HANSEN, J.; RUSSELL, D. RIND; P. STONE; A. LACIS; S. LEBEDEFF; R. RUEDY und L. TRAVIS: Efficient three-dimensional global models for climate studies: Models I and II. *Mon. Wea. Rev.* 111 (1983), S. 609-662.
- HAURWITZ, B.: Frictional effects and the meridional circulation in the mesosphere. *J. Geophys. Res.* 66 (1961), S. 2381-2391.
- HAYASHI, Y.; D. G. GOLDER; J. D. MAHLMAN und S. MIYAHARA: The effect of horizontal resolution on gravity waves simulated by the GFDL SKYHI general circulation model. *PAGEOPH* 130 (1989), S. 421-443.
- HECKLEY, W. A.: Systematic errors of the ECMWF operational forecasting model in tropical regions. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 111 (1985), S. 709-738.

- KIEHL, J. T. und B. A. BOVILLE: The radiative-dynamical response of a stratospheric-tropospheric general circulation model to changes in ozone. *J. Atmos. Sci.* 45 (1988), S. 1798-1817.
- LABITZKE, K.: Climatology of the stratosphere in the northern hemisphere, Part 1. *Meteorologische Abhandlungen, Band 100, Heft 4, Inst. f. Meteorologie der F. U. Berlin* (1972).
- LACIS, A. A. und J. E. HANSEN: A parametrization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 31 (1974), S. 118-133.
- LINDZEN, R. S.: Turbulence and Stress Owing to Gravity Wave and Tidal Breakdown. *J. Geophys. Res.* 86 (1981), S. 9707-9714.
- MCFARLANE, N. A.: The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere. *J. Atmos. Sci.* 44 (1987), S. 1775-1800.
- MIYAHARA, S.; Y. HAYASHI und J. D. MAHLMAN: Interactions between Gravity Waves and Planetary-Scale Flow Simulated by the GFDL SKYHI general circulation model. *J. Atmos. Sci.* 43 (1986), S. 1844-1861.
- MORCRETTE, J. J.: Impact of changes to the radiation transfer parameterizations plus cloud optical properties in the ECMWF model. *Mon. Wea. Rev.* 118 (1990), 847-873.
- OORT, A. H.: Global atmospheric circulation statistics, 1958-1973. NOAA Prof. Paper no 14 (1983).
- PALMER, T. N.; G. J. SHUTS und R. SWINBANK: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parametrisation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 112 (1986), S. 1001-1039.
- PAWSON, S.; U. LANGEMATZ; A. MEYER; P. STRAUCH; S. LEDER und K. ROSE: A comparison of the climatology of a troposphere-stratosphere-mesosphere model with observations. *Clim. Dyn.* 5 (1991), S. 161-174.
- PHILLIPS, N. A.: Principles of large-scale numerical weather prediction. In *Dynamic Meteorology* (Hrsg. P. MOREL), Dordrecht: Reidel (1973).
- RAMANATHAN, V.; E. J. PITCHER; R. C. MALONE und M. L. BLACKMON: The response of a spectral general circulation model to refinements in radiative processes. *J. Atmos. Sci.* 40 (1983), S. 605-630.
- RIND, D.; R. SUOZZO; N. K. BALACHANDRAN; A. LACIS und G. RUSSELL: The GISS Global Climate-Middle atmosphere model. Part 1: Model structure and climatology. *J. Atmos. Sci.* 45 (1988a), S. 329-370.
- RIND, D.; SUOZZO und N. K. BALACHANDRAN: The GISS Global Climate-Middle atmosphere model. Part 2: Model variability due to interactions between planetary waves, the mean circulations, and gravity wave drag. *J. Atmos. Sci.* 45 (1988b), S. 371-386.
- RIND, D.; R. SUOZZO; N. K. BALACHANDRAN und M. J. PRATHER: Climate Change and the Middle Atmosphere. Part 1: The Doubled CO₂ Climate. *J. Atmos. Sci.* 47 (1990), S. 475-494.
- RODGERS, C. D.: Some extensions and applications of the new random band model for molecular band transmission. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 94 (1968), S. 99-102.
- SCHWARZKOPF, M. D. und S. B. FELS: Improvements to the algorithm for computing CO₂ transmissivities and cooling rates. *J. Geophys. Res.* 90 (1985), S. 10541-10550.
- SHIBATA, K. und M. CHIBA: A simulation of seasonal variation of the stratospheric circulation with a general circulation model. *J. Meteorol. Soc. Japan* 68 (1990), S. 687-703.
- SHINE, K. P.: The middle atmosphere in the absence of dynamical heat fluxes. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 113 (1987), S. 603-663.
- SHINE, K. P. und J. A. RICKABY: Solar radiative heating due to absorption by ozone. In *Ozone in the Atmosphere*, Hrsg. R. D. BOJKOV und P. FABIAN (1989), S. 597-600.
- SIMMONS, A. J. und R. STRÜFING: Numerical forecasts of stratospheric warming events using a model with a hybrid vertical coordinate. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 109 (1983), S. 81-111.
- STROBEL, D. F.: Parametrisation of the atmospheric heating rate from 15-120 km due to O₂ and O₃ absorption of solar radiation. *J. Geophys. Res.* 83 (1978), S. 6225-6230.
- TIBALDI, S.; T. N. PALMER; C. BRANKOVIC und U. CUBASCH: Extended Range Predictions with ECMWF Models. II Influence of horizontal resolution on systematic error and forecast skill. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 116 (1990), S. 835-866.
- XU, J. S.; H. von STORCH und H. van LOON: The performance of four spectral GCMs in the southern hemisphere: the January and July climatology and the semiannual wave. *J. Clim.* 3 (1990), S. 53-70.

3 Die 10–12jährige Schwingung in der Stratosphäre

K. LABITZKE, H. van LOON

1 Einleitung

Man hat erst vor wenigen Jahren entdeckt, daß die Stratosphäre, inklusive der Tropopausenregion, mit einer Periode von etwa 10–12 Jahren schwingt (LABITZKE 1987). In den vergangenen 40 Jahren, in denen ausreichend Beobachtungen zur Beschreibung der Schwingung zur Verfügung stehen, war sie in Phase mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus (SFZ). Es ist aber noch nicht möglich, eine physikalische Erklärung für den Zusammenhang zwischen den beiden Zyklen zu finden, und die Länge der Datenreihen mit maximal 4 Zyklen reicht nicht aus, um den Zusammenhang statistisch abzusichern. Dennoch soll die TTO (Ten-to-Twelve Year Oscillation) im folgenden im Zusammenhang mit dem SFZ behandelt werden.

2 Die TTO im Sommer

In Bild 1 werden die Korrelationen zwischen der Höhe der 30-hPa-Fläche und der Sonnenaktivität für die Nordhemisphäre im Verlauf eines Jahres für jeweils zwei Monate gemittelt dargestellt. Als Maß für die Sonnenaktivität wird der $10.7\text{ cm Solar Flux}$ genommen, d. h. die Intensität dieser Radiowelle, die zwar selbst keinen Einfluß auf die Atmosphäre hat, die aber sehr hoch mit dem Sonnenfleckzyklus korreliert ist. Im Januar/Februar sind die Korrelationen schwach (Bild 1a), aber sonst im allgemeinen hoch, am höchsten im Sommer. Die Gebiete mit den höchsten Korre-

lationen liegen im ganzen Jahr über dem westlichen, ozeanischen Teil der Nordhemisphäre mit dem Schwerpunkt bei 30°N (van LOON und LABITZKE 1990). Die Korrelationskarten in Bild 1 kann man so interpretieren, daß sich die Höhen der 30-hPa-Fläche in den letzten 35 Jahren über großen Teilen der Nordhemisphäre in Phase mit dem SFZ änderten. Eine solche Schwingung einer stratosphärischen Druckfläche wird durch eine entsprechende Schwingung der Temperatur *unterhalb* der Druckfläche hervorgerufen. Dies wird für den Sommer in zwei Vertikalschnitten gezeigt, in denen die Differenzen von Temperatur und geopotentiellen Höhen zwischen den Maxima und den Minima im SFZ dargestellt werden (Bild 2). Diese Differenz ist *positiv* in der Troposphäre, speziell in der oberen Troposphäre, und besonders in den Breiten, in denen die Korrelationen in Bild 1d hoch sind. An der Tropopause selbst ist die Temperaturdifferenz (Bild 2a) praktisch null, aber in der Stratosphäre nimmt die positive Differenz zwischen den Maxima und den Minima des SFZ wieder zu, jedenfalls südlich von 45°N (LABITZKE und van LOON 1992).

Die Höhen der Druckflächen zeigen im Sommer in der untersten Troposphäre keinen Unterschied zwischen Maxima und Minima (Bild 2b), aber als Ergebnis der Temperaturunterschiede (Bild 2a) nehmen die Höhenunterschiede mit der Höhe zu.

An Hand von Zeitreihen verschiedener Elemente der Radiosondenstation Charleston in 33°N an der US-Atlan-

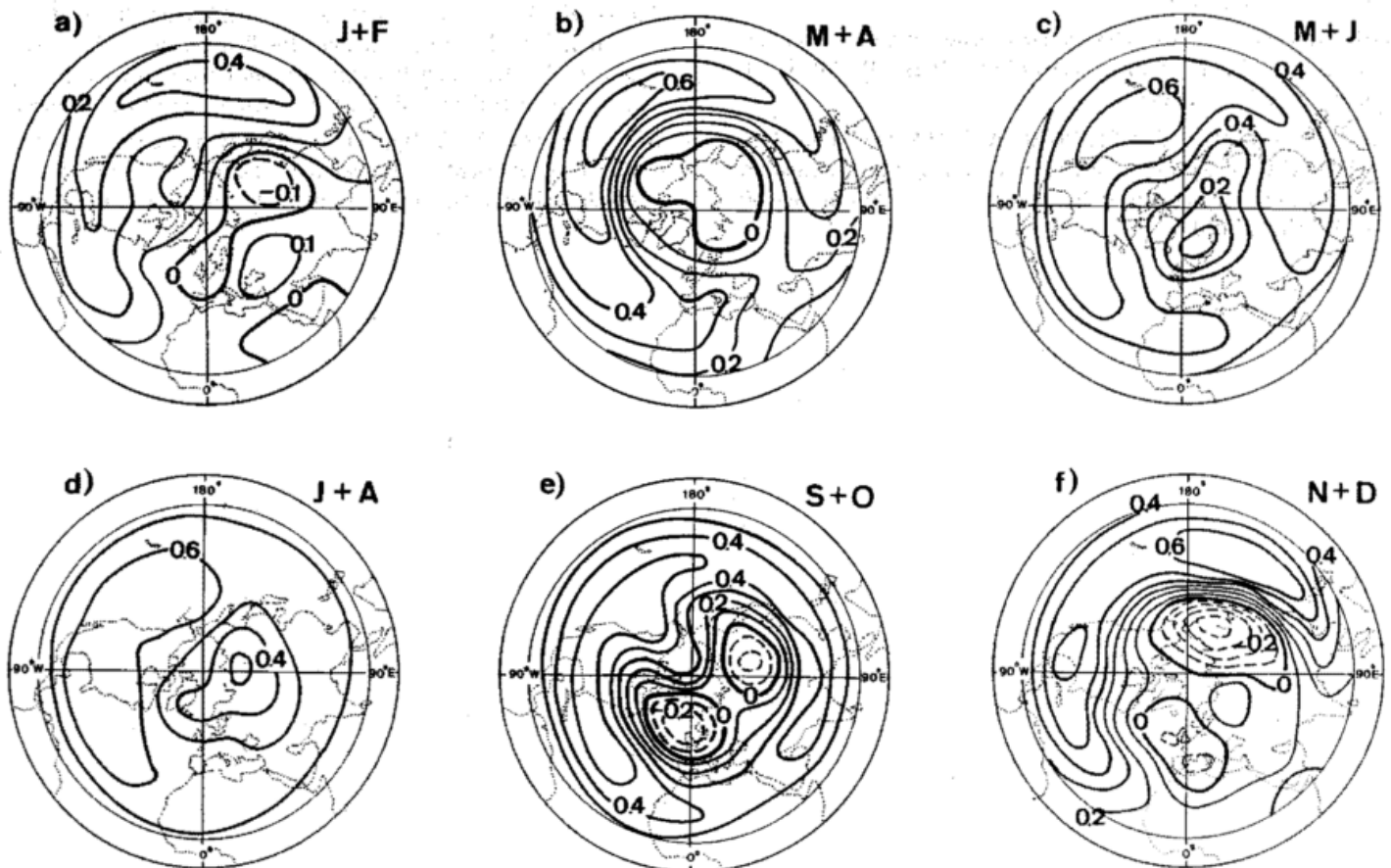


Bild 1: Linien gleicher Korrelation zwischen den Höhen der 30-hPa-Fläche und der Sonnenaktivität; jeweils über zwei Monate gemittelt, d. h. (a) ist Januar/Februar, usw. Anzahl der Jahre = 30. (van LOON und LABITZKE 1990).

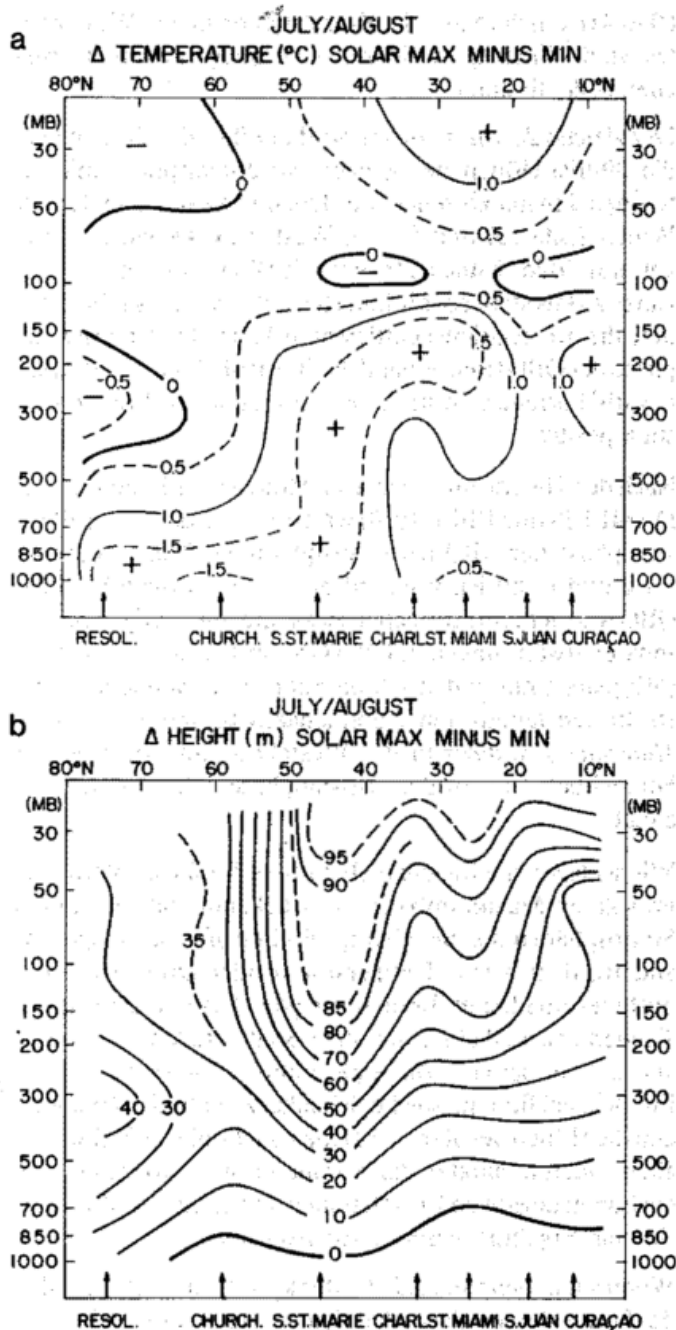


Bild 2: Meridionalschnitt von Kanada (Resolute) nach Südamerika (Curacao), vom Boden (1000 hPa) bis in die Stratosphäre (30 hPa, etwa 24 km Höhe): dargestellt sind Linien gleicher Differenzen zwischen dem Solarmaximum und dem Minimum, a) der Temperaturen, b) der Höhen der entsprechenden Druckflächen; das Vorzeichen ist so gewählt, daß man erkennt, daß die Atmosphäre im Sonnenfleckenmaximum wärmer ist als im Minimum; (LABITZKE und van LOON 1992).

tikküste soll der Zusammenhang zwischen Temperatur, geopotentieller Höhe und dem SFZ gezeigt werden (Bild 3). Diese Station liegt in einem Gebiet hoher Korrelationen im Sommer (Bild 1d). Bei den 200-hPa-Temperaturen kann man die TTO bis 1951 zurückverfolgen. Aber je höher man geht, desto kürzer werden die aus Veröffentlichungen zur Verfügung stehenden Datenreihen: Für 100 hPa beginnt die Reihe 1957, für 30 hPa 1964. In diesen beiden Flächen ist die TTO in den Höhen deutlich ausgeprägt, und nach der hydrostatischen Grundgleichung kann man davon aus-

gehen, daß die TTO auch im 100- und 30-hPa-Niveau schon solange existiert hat wie im 200-hPa-Niveau, d. h. seit 1951. Das Vorhandensein einer solchen Schwingung erschwert natürlich die Analyse von „Trends“ in der Stratosphäre, wie im Beitrag 15 gezeigt wird.

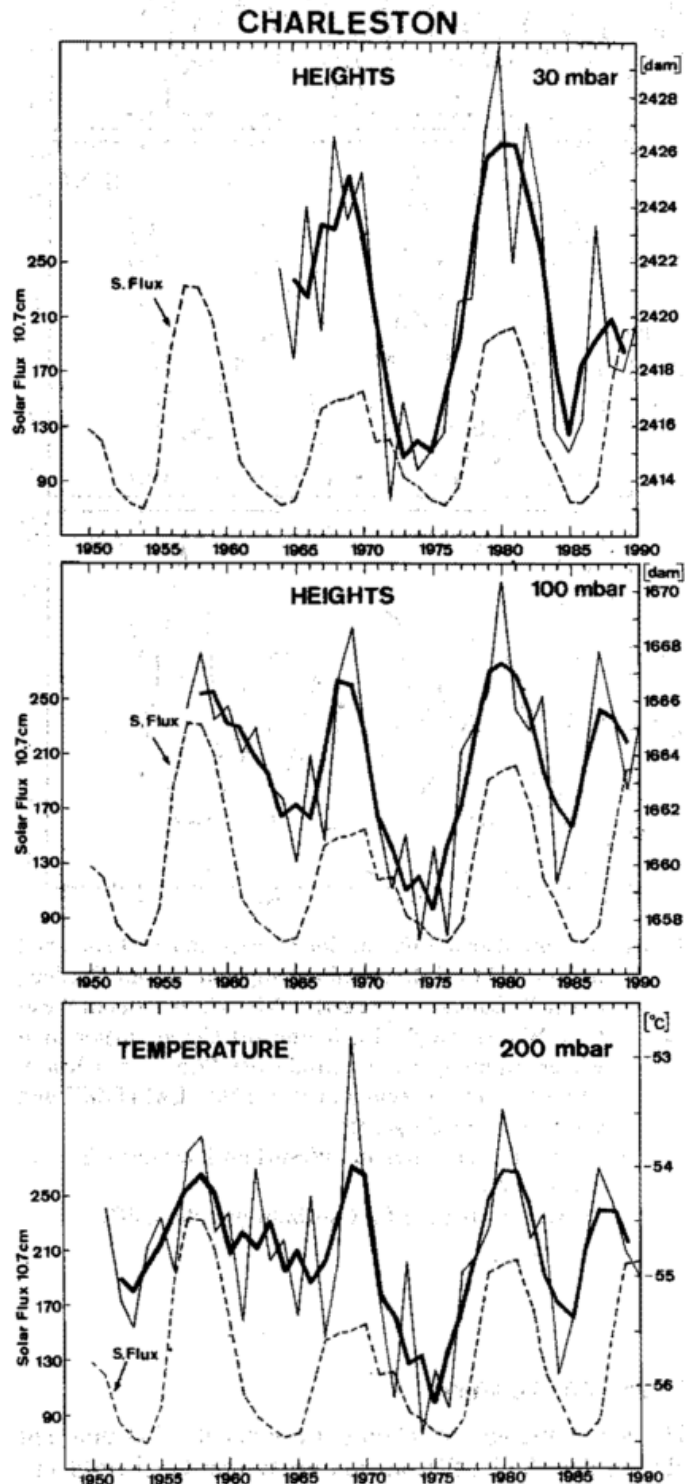


Bild 3: Zeitreihen der elfjährigen Sonnenaktivität und der Höhen der 30- und 100-hPa-Flächen (geopotentielle Dekameter, oben und Mitte) sowie der Temperaturen der 200-hPa-Fläche (°C, unten), jeweils für Juli/August. Dünne Linien = Einzelsommer; dicke Linien = übergreifend gemittelte Werte. (LABITZKE und van LOON 1992).

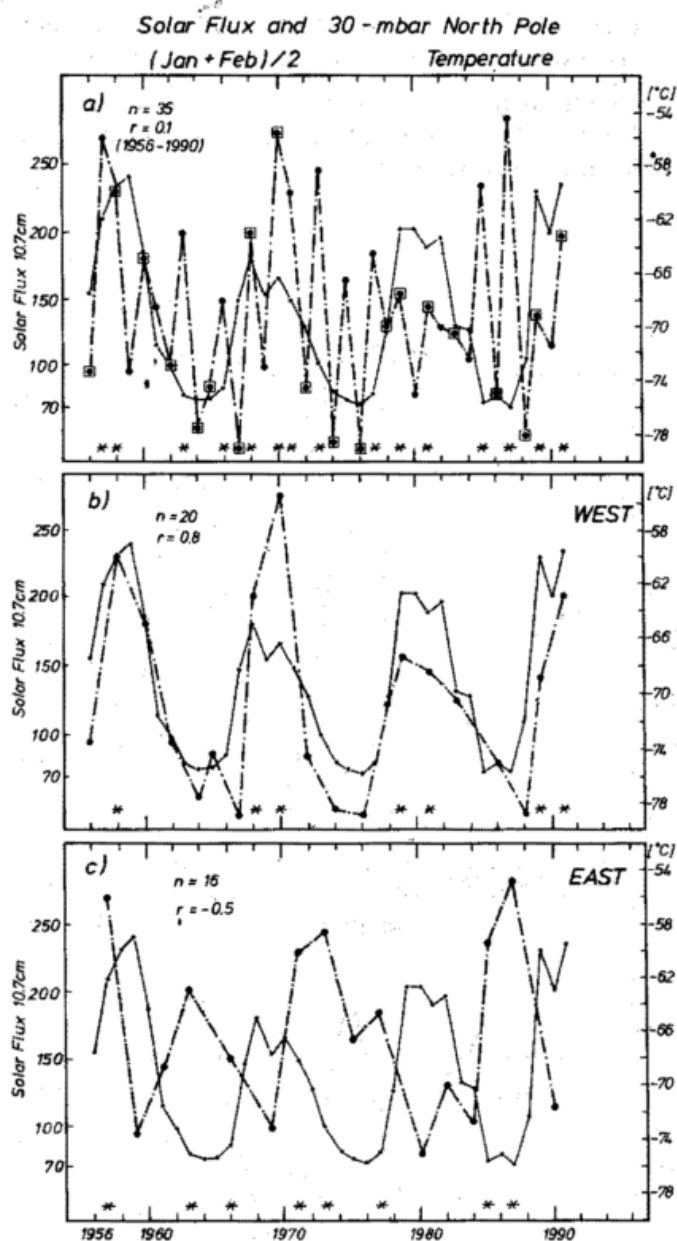


Bild 4: (a) Zeitreihen des 10.7 cm Solar Flux, (Januar + Februar)/2 und der 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen am Nordpol, ebenfalls (Januar + Februar)/2; Vierecke markieren Westwind-Winter, vergl. (b); Sterne markieren „major midwinter warmings“; n = Anzahl der Winter, r = Korrelationskoeffizient, Zeitraum 1956-1990; (LABITZKE und van LOON 1988, ergänzt).

(b) wie (a), aber nur für Westwindwinter der QBO, inklusive 1991;

(c) wie (a), aber nur für Ostwindwinter der QBO.

3 Die TTO im Winter

Die Korrelationen zwischen der Sonnenaktivität und den Höhen der 30-hPa-Fläche sind im Winter klein (Bild 1a). Aber LABITZKE zeigte 1987, daß man auch im Winter große Korrelationen erhält, wenn man die Winter nach der *Quasi-Biennial Oscillation* (QBO), vgl. Beitrag 4, in West- bzw. Ostwind-Winter einteilt. Dies zeigt Bild 4, in dem die 30-hPa-Temperaturen am Nordpol im Januar/Februar mit der Sonnenaktivität korreliert wurden, besonders deutlich: Obwohl die vollständige Datenreihe keine Korrelation zeigt

(Bild 4a), erhält man hohe Korrelationen in den West- bzw. Ostwind-Wintern, jeweils mit entgegengesetztem Vorzeichen (Bild 4b und c).

Der gleiche Zusammenhang wird in Bild 5 deutlich, in dem die 30-hPa-Höhen der ganzen Nordhemisphäre mit der Sonnenaktivität korreliert wurden, und zwar wieder für alle Winter (Bild 5a) und für die West- bzw. Ostwind-Winter getrennt (Bild 5b und c). Im Falle der Westwindwinter ist die ganze Arktis stark positiv korreliert, aber weiter südlich werden die Korrelationskoeffizienten klein. In der Ostwindphase der QBO (Bild 5c) sind die 30-hPa-Höhen in der Arktis negativ korreliert, in mittleren und niedrigen Breiten aber stark positiv.

Nach der Theorie und auch nach Modellexperimenten (z. B. DAMERIS und EBEL 1990) wird erwartet, daß in der Westwindphase der QBO der stratosphärische Polarwirbel kalt, stark und stabil ist, während er in der Ostwindphase der QBO wärmer und schwächer sein sollte mit häufigen Stratosphärenenerwärmungen (HOLTON und TAN 1980). Dies trifft jedoch nur in den Jahren mit *geringer* Sonnenaktivität zu. In den Jahren hoher Sonnenaktivität treten die *Major Midwinter Warmings* in der Westphase auf, während der Polarwirbel dann in der Ostwindphase kalt ist und stabil bleibt.

Wir schlagen die folgende Hypothese für dieses Verhalten im solaren Maximum vor: Es ist bekannt, daß sich in der Stratosphäre hohe und niedrige Breiten oft entgegengesetzt ändern, d. h. wenn Temperaturen oder Druckflächen in mittleren/niedrigen Breiten steigen, besteht eine starke Tendenz dazu, daß sie in hohen Breiten fallen, und umgekehrt. Man spricht von sogenannten „Telekonnektionen“. Ein Beispiel für eine solche Schaukel zeigt Bild 6. Hier wurden die Höhen der 30-hPa-Fläche vom Punkt 40°N/180° mit allen anderen Punkten der Nordhemisphäre korreliert, und die hohen negativen Korrelationen im Polargebiet (bis -0.8) sind ein Ergebnis dieser „Telekonnektion“.

Wenn wir annehmen, daß der direkte oder indirekte Einfluß der Sonne dergestalt ist, daß sich im Maximum die Temperaturen bzw. Höhen in der Stratosphäre in den Subtropen erhöhen, wie es die Korrelationen in Bild 1 andeuten, dann kann man die Korrelation mit der Sonne in den Ostwind-Wintern verstehen. Theoretisch sollte der Polarwirbel bei Ostwind am Äquator ja schwach, verhältnismäßig warm und instabil sein, wie wir dies im SFZ-Minimum beobachten: Dann ist das Aläutenhoch nicht sehr stark ausgeprägt und die „Telekonnektion“ führt nicht zu einem starken, kalten Wirbel – und damit ergibt sich die Möglichkeit für ein *Major Midwinter Warming* (MMW). Im solaren Maximum macht die Sonne das Aläutenhoch stark (d. h. positive Korrelationen in mittleren Breiten, vgl. Bild 1) und gleichzeitig durch die „Telekonnektion“ das Polargebiet kalt und den Polarwirbel stark, und erschwert damit die Ausbildung von einem MMW.

Das Umgekehrte ist der Fall bei Westwind-Wintern: Dann ist der Wirbel im solaren Minimum, der Theorie entsprechend, kalt und stabil, und das Aläutenhoch existiert nur als schwacher Keil. Im solaren Maximum dagegen stärkt der Einfluß der Sonne das Aläutenhoch gerade soviel, daß es so stark wird wie es sonst im Minimum bei Ostwind ist. D. h.

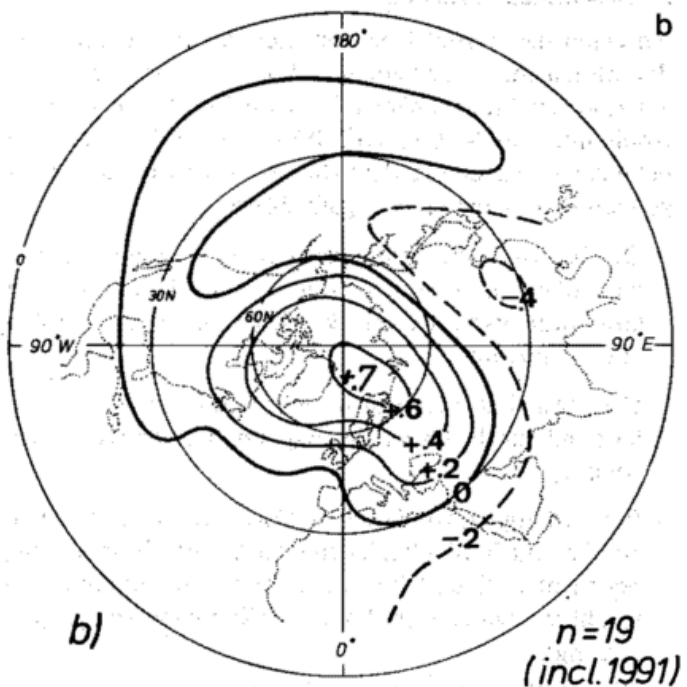
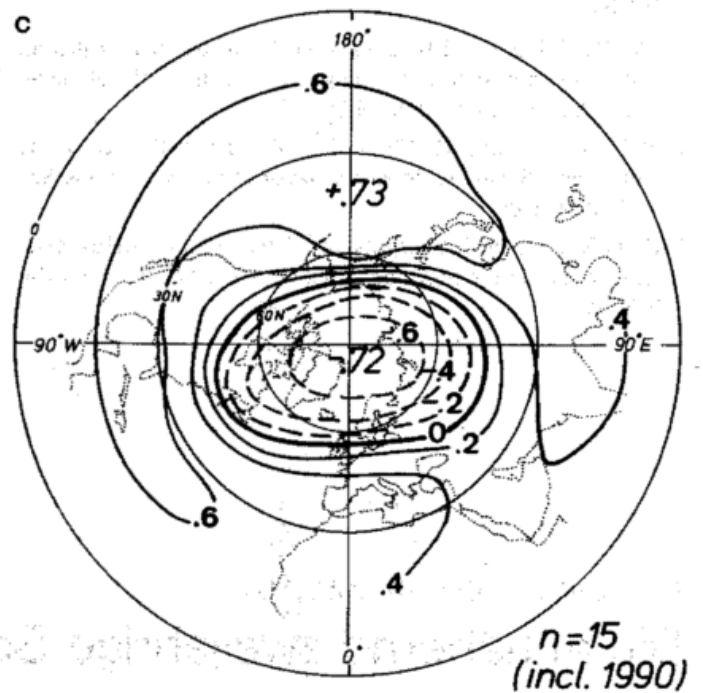
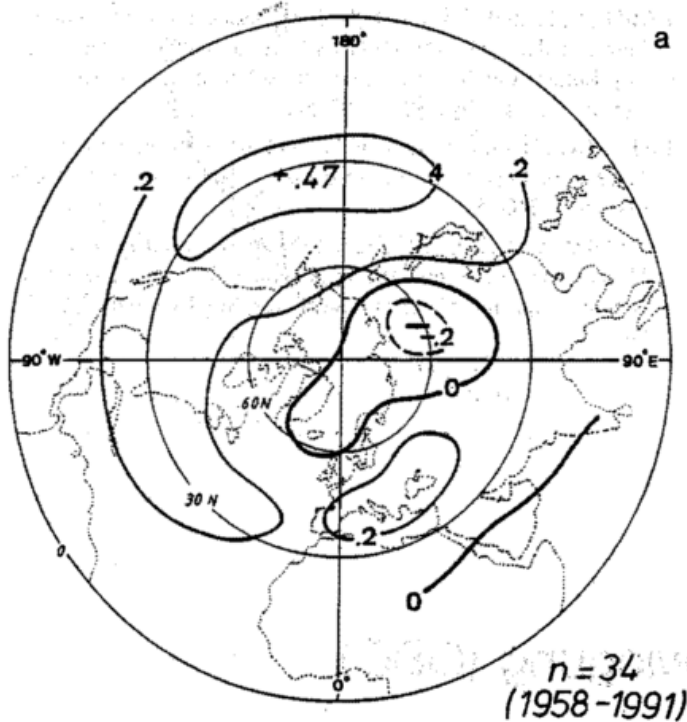


Bild 5: Linien gleicher Korrelationen zwischen den Höhen der 30-hPa-Fläche im Januar/Februar und der Sonnenaktivität;
a) für alle Winter von 1958 bis 1991;
b) für die 19 Westwind-Winter;
c) für die 15 Ostwind-Winter; (van LOON und LABITZKE 1990).

der Einfluß der Sonne überwindet im solaren Maximum den Einfluß der QBO-Westwindphase und schafft durch eine leichte Verstärkung des Aläutenhochs die Bedingungen, die zu Stratosphärenerwärmungen führen können.

Dies kann natürlich zunächst nur als qualitative Erklärung stehen und muß mit mehr Beobachtungen und auch theoretischen Überprüfungen getestet werden. Es ist durchaus möglich, daß die 10-12jährige Schwingung, die wir hier aufgezeigt haben, nichts mit dem SFZ zu tun hat, sondern daß es sich um eine Eigenschwingung im Atmosphären-Ozean-System handelt. Mit einem Beobachtungsmaterial von 30-40 Jahren und weder einer Erklärung für die guten Korrelationen mit der Sonnenaktivität noch einer Erklärung für die Existenz einer 10-12jährigen Schwingung ist es zu früh, zu gesicherten Schlüssen kommen zu wollen. Die nächsten Jahre werden zeigen, wie es weitergeht.

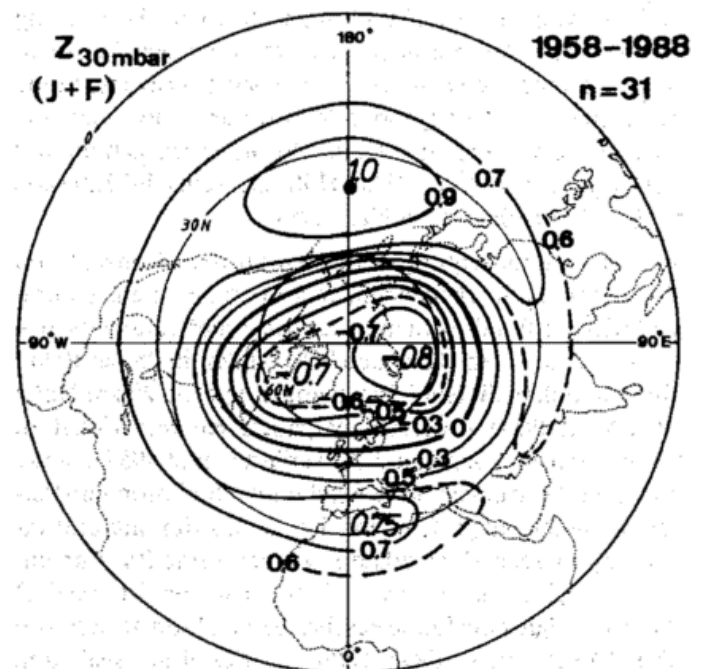


Bild 6: Linien gleicher Korrelationen zwischen dem Punkt 40°N/180° mit allen anderen Punkten der Karte, für die Höhen der 30-hPa-Fläche im Januar/Februar, in den 31 Wintern von 1958 bis 1988.

Literatur

- DAMERIS, M. und A. EBEL, 1990: The quasi-biennial oscillation and major stratospheric warmings: A three-dimensional model study. *Ann. Geophys.* 8, S. 79-86.
- HOLTON, J. R. und H. CH. TAN, 1980: The influence of the equatorial QBO in the global circulation at 50 mb. *J. Atmos. Sci.* 37, S. 2200-2208.
- LABITZKE, K., 1987: Sunspots, the QBO, and the stratospheric temperature in the north polar region. *Geophys. Res. Lett.* 14, S. 535-537.

- LABITZKE, K. und H. van LOON, 1988: Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere. Part I: the troposphere and the stratosphere in the Northern Hemisphere in winter. *J. A. T. Phys.* 50, S. 197-206.
- LABITZKE, K. und H. van LOON, 1992: Association between the 11-year solar cycle and the atmosphere. Part V: Summer. *J. Climate* 5, S. 240-251.
- van LOON und K. LABITZKE, 1990: Association between the 11-year solar cycle and the atmosphere. Part IV: The stratosphere, not grouped by the phase of the QBO. *J. Climate* 3, S. 554-565.

B. NAUJOKAT, Chr. MARQUARDT

4 Die annähernd zweijährige Schwingung (QBO)

1 Einleitung

Die annähernd zweijährige Schwingung (Quasi-Biennial Oscillation = QBO) der mittleren Zonalströmung in der tropischen Stratosphäre gehört zu den verhältnismäßig früh entdeckten Phänomenen in der mittleren Atmosphäre, obwohl die Beobachtungen zunächst nicht richtig interpretiert wurden. Nach dem Ausbruch des Vulkans Krakatau 1883 konnte aus der Verlagerung der in die Stratosphäre gelangten Staubwolke der Schluß gezogen werden, daß in den Tropen in Höhen zwischen etwa 25 und 35 km eine sehr beständige, erdumspannende Ostströmung von 30 m/s herrschte. Es folgten Jahrzehnte mit geringer Vulkanaktivität, doch sporadische Ballonaufstiege (die ersten 1908 von BERSON über Zentralafrika) bestätigten diese Ostwinde, zeigten gelegentlich aber auch Westwinde, vor allem in Höhen zwischen etwa 17 und 24 km. Auch die Auswertung der bei einer Atomtestserie seit 1946 über den Marshall-Inseln gewonnenen Daten ergab ein oberes Ostwindregime mit einem darunterliegenden Westwindregime, wobei die Übergangszone zwischen beiden Strömungen sich mit der Zeit verlagerte, z. B. von 27 km Höhe im Herbst 1952 abwärts nach 21 km Höhe im Frühjahr 1954.

Alle diese Beobachtungen führten zu dem Konzept von zwei übereinanderliegenden, quasi-permanenten, erdumspannenden Windregimen in der tropischen Stratosphäre – bestehend aus den „Krakatau“ Ostwinden in 25 bis 40 km Höhe und den „Berson“ Westwinden in etwa 20 km Höhe (PALMER 1954) –, deren Übergangszone von Monat zu Monat und von Jahr zu Jahr variierte. Erst 1957 konnte durch die Messungen des entstehenden Radiosonden-Netzes die regelmäßige Umkehr der Zonalströmung und ihr Schwingungscharakter erkannt werden (eine Zusammenstellung der ersten Berichte findet man bei KRIESTER 1964). Es folgte eine Reihe beschreibender Studien, z.B. von VERYARD und EBDON (1961), REED et al. (1961) und ANGELL und KORSHOVER (1962). Übersichtsartikel mit umfangreichen Literaturangaben findet man bei REED (1965), WALLACE (1973) sowie DUNKERTON und DELISI (1985).

2 Beobachtete Strukturen

An Hand des in Bild 1 dargestellten Zeit-Höhenchnittes der Monatsmittel der zonalen Windkomponente in der äquatorialen Stratosphäre (eine aktualisierte Version der Abbildung von NAUJOKAT 1986; dort findet man auch detaillierte Angaben zu dem Datensatz) lassen sich die folgenden Eigenschaften der QBO ablesen:

- Die Ost- bzw. Westwindphasen setzen sich mit der Zeit von oben nach unten durch mit einer mittleren Geschwindigkeit der absinkenden Scherungszonen von etwa 1 km/Monat.
- Die Westwinde setzen sich zeitlich und räumlich schneller durch als die Ostwinde (Asymmetrie der Scherungszonen).
- Beim Übergang von West- zu Ostwinden wird zwischen 30 hPa und 50 hPa häufig eine zusätzliche Verzögerung beobachtet; dieser Übergang erfolgt in der unteren Stratosphäre bevorzugt im Sommer (Kopplung an den Jahresgang).
- Die mittlere Periode beträgt in allen Schichten 28 Monate.
- In den oberen Schichten ist jedoch die Ostwindphase länger als die Westwindphase, in den unteren Schichten ist es umgekehrt.
- Das Ostwindmaximum ist stärker als das Westwindmaximum und die Ostwinde nehmen mit der Höhe stärker zu.
- Das Maximum der Amplitude liegt bei 20 hPa und beträgt dort im Mittel für die Ostwinde 30 m/s und für die Westwinde 15 m/s.

Die Schwingung weist eine ausgeprägte zeitliche und räumliche Variabilität vor allem in den Perioden der aufeinanderfolgenden Zyklen auf. So kann die Periode von im Mittel 28 Monaten maximal 3 Jahre und minimal deutlich weniger als 2 Jahre betragen. Die Ostwindphase kann in den oberen Flächen allein fast 2 Jahre dauern, während sie in den unteren Flächen im kürzesten Fall nur ein halbes Jahr betragen

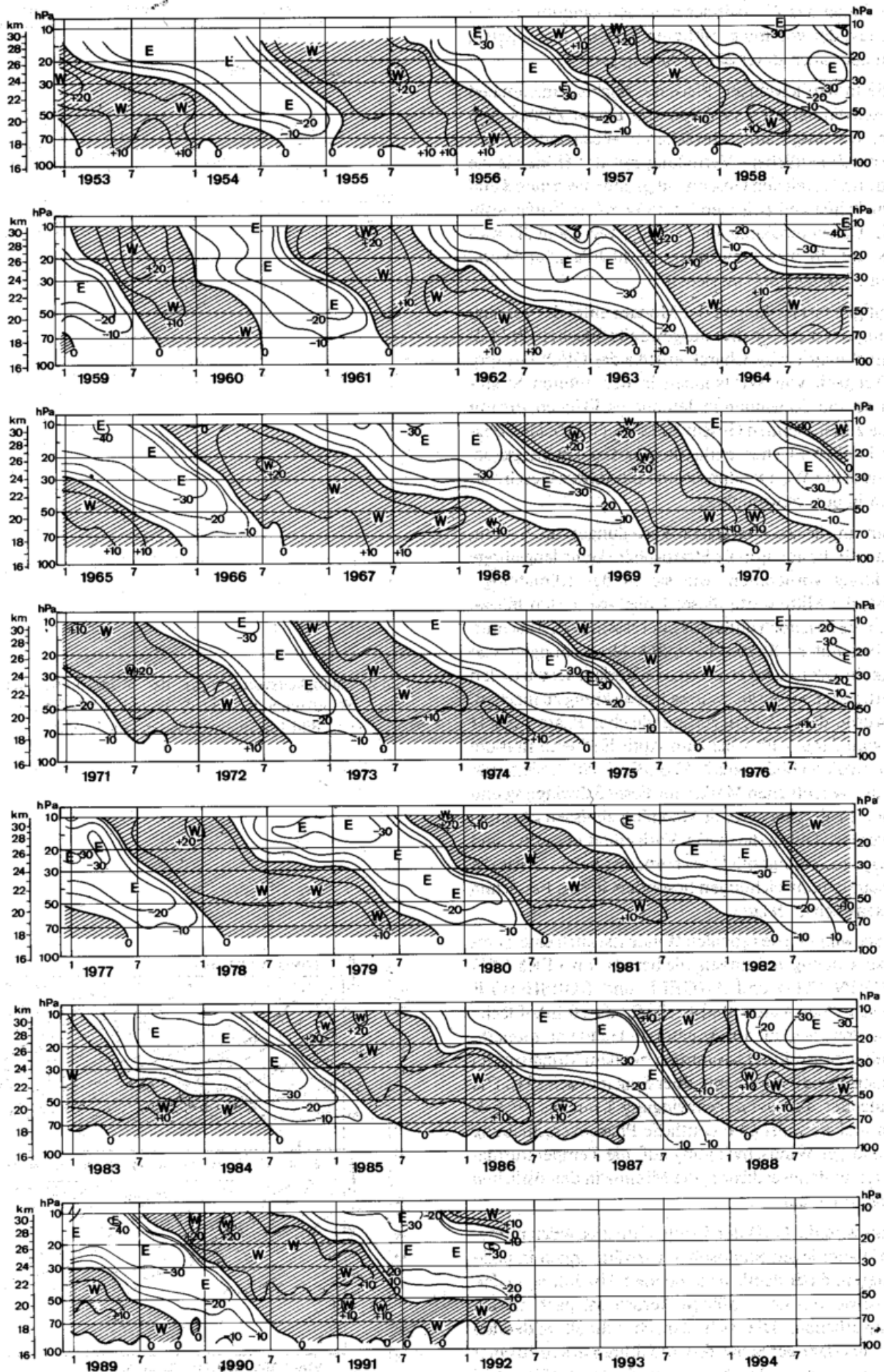


Bild 1: Zeit-Höhen-Schnitt der Monatsmittel der zonalen Windkomponente (m/s) an äquatorialen Stationen: Januar 1953 – August 1967 Canton Island (3°S, 172°W); September 1967 – Dezember 1975 Gan/Malediven (1°S, 73°E); seit Januar 1976 Singapur (1°N, 104°E).

hat. Die Dauer des Westwindes hingegen kann im unteren Bereich fast der gesamten mittleren Periode entsprechen, sie kann aber auch unter einem Jahr liegen.

Auch die in den jeweiligen Phasen erreichten maximalen Windgeschwindigkeiten variieren von einem Zyklus zum anderen. Die insgesamt schwächeren Westwinde zeigen dabei eine einheitlichere Verteilung mit der Höhe als die Ostwinde und erreichen Geschwindigkeiten zwischen 8 und 18 m/s in 70 hPa und zwischen 11 und 24 m/s in 10 hPa, während die Ostwindmaxima in 70 hPa zwar ebenfalls zwischen 8 und 18 m/s schwanken, in 10 hPa aber Werte zwischen 27 und 41 m/s erreichen.

Die Häufigkeitsverteilungen der Monatsmittel der zonalen Windkomponenten für drei ausgewählte Flächen (Bild 2) zeigen nochmals einige Charakteristika der QBO: Die größere Häufigkeit von Westwinden in der unteren Stratosphäre und von Ostwinden in den oberen Flächen, die mit der Höhe zunehmenden Geschwindigkeiten in beiden Phasen, die in allen Flächen einheitlichere Geschwindigkeitsverteilung in der Westwindphase und die höhere Geschwindigkeiten in der Ostwindphase.

Wie man an diesen bimodalen Verteilungen auch sieht, kann man für die äquatoriale Stratosphäre keine langjährige Mittelbildung vornehmen, wie sie in der Klimatologie üblich ist; die Mittelwerte dieser Kollektive treten höchst selten ein. Es ist jedoch durchaus interessant (vgl. Abschnitt 5), bei bekanntem Status der QBO Abweichungen von einem mehr oder weniger normalen Verlauf festzustellen oder Vorhersagen über die weitere Entwicklung zu machen. Daher wurde durch Überlagerung gleicher Phasen der 14 Zyklen vom Januar 1953 bis zum April 1985 eine mittlere QBO konstruiert (Bild 3, aus NAUJOKAT 1986). Sie repräsentiert die wesentlichen Merkmale dieser Schwingung und kann auch zu Vergleichen mit Modellergebnissen herangezogen werden. Durch die starke Variabilität der QBO sind Vorhersagen allerdings mit Unsicherheiten behaftet, wie die hohen Standardabweichungen besonders in den Bereichen der Phasenwechsel zeigen.

Mit der Schwingung des zonalen Windes ist auch eine Temperaturschwingung verbunden, die bereits von VERYARD und EBDON (1961) und ANGELL und KORSHOVER (1962) beschrieben wurde. Bild 4 zeigt für die 30-hPa-Fläche den Temperaturverlauf am Äquator an Hand von monatlichen Breitenkreismitteln zusammen mit dem Monatsmittel der zonalen Windkomponente über Singapur seit 1981. Die Amplitude der Temperaturschwingung kann bis zu 5 K betragen und sie weist eine deutliche Phasenverschiebung zur Periode der Windschwingung auf; die Temperaturmaxima treten in den westlichen, die Minima in den östlichen Scherungszonen auf.

Allerdings wird die QBO der Temperatur zusätzlich moduliert von winterlichen Stratosphärenenerwärmungen in polaren Breiten und der damit verbundenen Abkühlung in den Tropen sowie von der erhöhten Aerosollast nach großen Vulkanausbrüchen. Die sich danach schnell bildenden Aerosole aus wässriger Schwefelsäure führen in situ zu einer Erwärmung durch direkte Absorption der langwelligen terrestrischen Strahlung. Die Ausbrüche der Vulkane El Chichon und Pinatubo (in Bild 4 gekennzeichnet) erfolgten bei entgegengesetzten Phasen der QBO; die zusätzliche Erwärmung

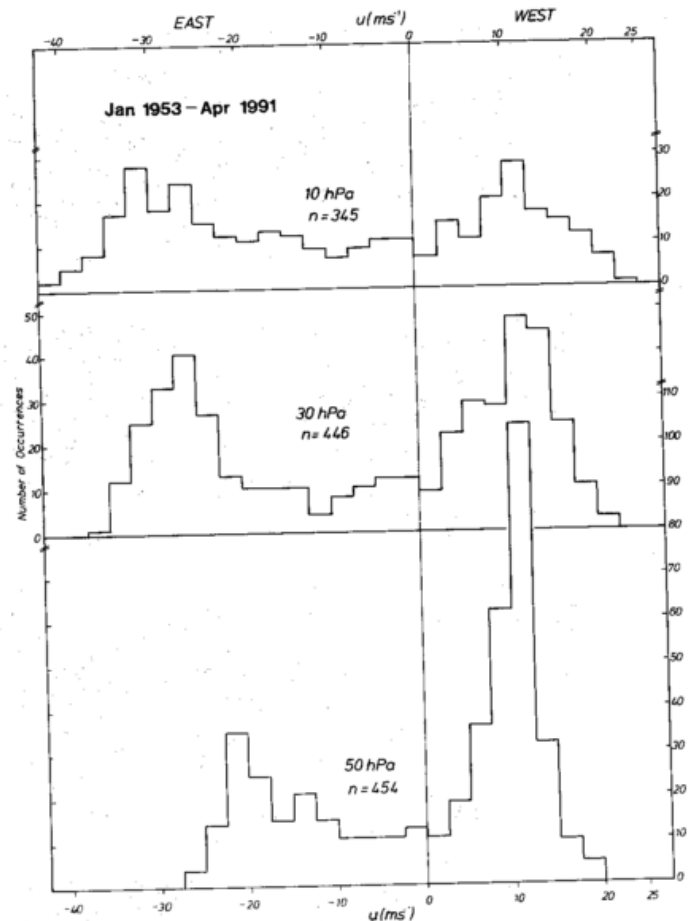


Bild 2: Häufigkeitsverteilungen der Monatsmittel der zonalen Windkomponente in 50, 30 und 10 hPa für den Datensatz von Bild 1 in Intervallklassen von 2.5 m/s.

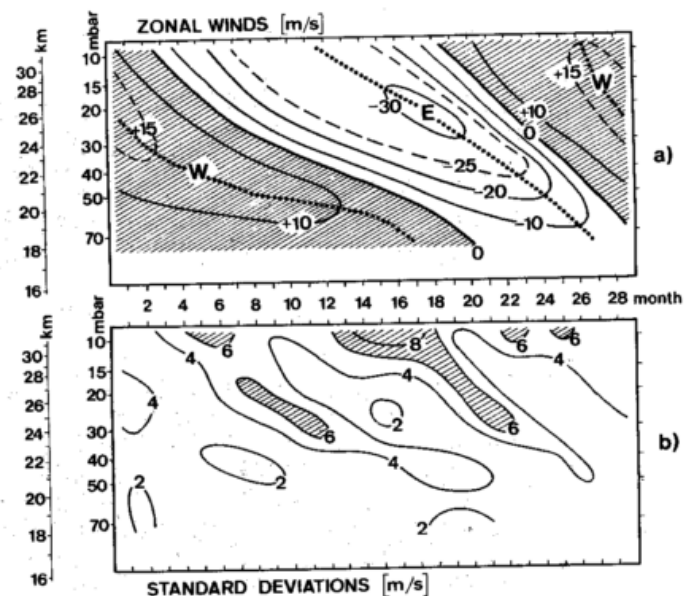
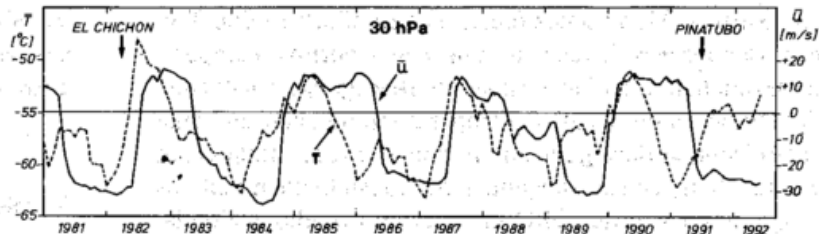


Bild 3: Mittlere QBO, konstruiert aus 14 kompletten Zyklen des Zeitraums Januar 1953 bis April 1985; a) mittlerer Zonalwind (m/s); b) Standardabweichungen (m/s).

Bild 4: Monatsmittel der zonalen Windkomponente (m/s) in 30 hPa über Singapur und monatliches Breitenkreismittel der Temperatur (°C) in 30 hPa am Äquator (aus Analysen der Berliner Stratosphärengruppe).



mung führte daher 1982 zu einer Verstärkung des Temperaturmaximums und 1991 zu einer Abschwächung des Minimums. Ungeklärt ist der Einfluß dieser zusätzlichen Erwärmung auf die QBO des Windes (vgl. Abschnitt 5).

Das Signal der QBO ist nicht nur im Wind und in der Temperatur zu finden und auch nicht auf die äquatorialen und tropischen Breiten beschränkt. Ihr Einfluß auf die Aerosol- und Spurengasverteilung (insbesondere Ozon) und auf die Dynamik der mittleren und hohen Breiten werden im Abschnitt 5 diskutiert.

3 Theorie der Entstehung

Bald nach ihrer Entdeckung gab es eine Reihe von Versuchen, die beobachtete Zeit-Höhen-Struktur der QBO theoretisch zu erklären. Da die beiden Phasen sich jeweils von oben nach unten ausbreiten, nahm man als Ursache zunächst einen Mechanismus in der mittleren oder höheren Stratosphäre an. So wurden Variationen in der Sonnenaktivität mit einer Periode von ca. zweieinhalb Jahren vermutet (SHAPIRO und WARD 1962). Auch die Interferenz verschiedener in der tropischen Mittleren Atmosphäre anzutreffender Wellen wurde diskutiert (LANDSBERG 1962). Es zeigt sich jedoch, daß derartige Mechanismen die für die Bildung der QBO benötigten Beschleunigungen des zonalen Windes nicht liefern können. Auch können derartige rein periodische Mechanismen die variierende Periodendauer nicht erklären.

Die heute allgemein akzeptierte Theorie geht auf HOLTON und LINDZEN (1972) sowie auf PLUMB (1977) zurück. Verantwortlich für das Entstehen der Windschwankung sind demnach tropische planetare Wellen, die in der Troposphäre durch Konvektion angeregt werden und sich in die Mittlere Atmosphäre ausbreiten. Die mit diesen Wellen verbundenen Störungen des Temperaturprofils verursachen eine Abstrahlung von Wärmeenergie und somit die Dissipation der Wellen. Der Wellenimpuls wird auf den Grundstrom übertragen und sorgt für dessen Beschleunigung.

Solche tropischen Wellen werden bereits seit vielen Jahren beobachtet; sie sind auf den Bereich zwischen etwa 15°N und 15°S beschränkt. Kelvin-Wellen besitzen hauptsächlich zonale Wellenzahlen 1 und 2 und Perioden zwischen 10 und 20 Tagen (WALLACE und KOUSKY 1968). Ihre horizontale Phasengeschwindigkeit ist ostwärts gerichtet, ihre thermische Dissipation sorgt also für eine Beschleunigung nach Osten. Rossby-Schwerewellen oder auch Yanai-Wellen mit einer typischen zonalen Wellenzahl 4, Perioden von 4 bis 5 Tagen und westwärts gerichteter horizontaler Phasengeschwindigkeit (YANAI und MARUYAMA 1962) liefern dagegen eine Beschleunigung des zonalen Windes nach Westen.

Die thermische Dissipation der Wellen und damit die Windbeschleunigung hängen vom zonalen Grundstrom ab. In Westwinden werden Kelvin-Wellen besonders stark gedämpft und sorgen für eine weitere Beschleunigung des Westwindes, während Rossby-Schwerewellen nur schwach absorbiert werden. Umgekehrt ist dies in Bereichen mit Ostwind, in denen Rossby-Schwerewellen besonders stark und Kelvin-Wellen kaum gedämpft werden. Die maximale Beschleunigung findet jeweils knapp unterhalb des (vertikalen) Windmaximums statt; ist nur einer von beiden Wellentypen vorhanden, nimmt der Wind der entsprechenden Richtung solange zu, bis das weitere Anwachsen der Instabilität durch nichtlineare Prozesse (z.B. Turbulenz) begrenzt wird. Die Lage des Windmaximums verschiebt sich währenddessen langsam nach unten.

Die Schwingung des zonalen Windes bei der QBO entsteht durch das Zusammenspiel beider Wellenarten: In einem (beispielsweise) bereits vorhandenen Bereich mit Westwinden verstärken die Kelvin-Wellen den Westwind; dabei sinkt das Maximum ab. Gleichzeitig können die Rossby-Schwerewellen das Westwindgebiet mehr oder weniger ungehindert passieren. Erst weiter oben, wo die Kelvin-Moden nahezu vollständig dissipiert worden sind, reicht der zunächst geringe östliche Impulsübertrag der Rossby-Wellen aus, um den Westwind abzubremsen und schließlich in Ostwind umschlagen zu lassen. Durch die erhöhte Absorption der Rossby-Schwerewellen verstärkt sich die damit gebildete Ostphase, sinkt ihrerseits ab und ersetzt schließlich das darunterliegende Westwindregime. Mit dem Abnehmen des Westwindes in der unteren Stratosphäre werden Kelvin-Wellen dort weniger stark gedämpft, können sich also durch die Ostphase hindurch wieder nach oben ausbreiten und in der mittleren Stratosphäre den Einsatz einer neuen nach unten absinkenden Westphase initiieren.

In diesem Bild hängen Amplitude und Periode der QBO von Stärke, Wellenzahl und horizontaler Phasengeschwindigkeit der sie antreibenden äquatorialen Wellen ab. Die Periode von etwas über zwei Jahren und die detaillierte Höhen-Zeit-Struktur ist das Ergebnis der im Mittel vorhandenen Wellenaktivität in der tropischen unteren Stratosphäre bzw. deren zufälligen Schwankungen.

Die beim Übergang von West- zu Ostphase oder umgekehrt auftretenden starken vertikalen Windscherungen bedingen wegen der thermischen Windbilanz – die bei den hier betrachteten langen Zeitskalen bis nahe an den Äquator gültig ist – Temperaturanomalien in der Größenordnung einiger K. Ohne eine dynamische Erwärmung oder Abkühlung würden diese Anomalien durch Wärmeabstrahlung innerhalb weniger Wochen gedämpft werden. Daher ist mit der Schwankung des Windes und der Temperatur auch eine

adiabatische Meridionalzirkulation verknüpft: In den Tropen treten in westlichen Scherungszonen positive Temperaturanomalien und eine absinkende Bewegung, in östlichen Scherungszonen negative Temperaturanomalien und eine aufsteigende Bewegung auf. In den Subtropen findet man entsprechend den aufsteigenden bzw. absinkenden Teil. Als Folge dieser von der QBO induzierten Meridionalzirkulation in der unteren tropischen Stratosphäre erfolgt der Abstieg der Westphase schneller als der der Ostphase. Dies erklärt im Prinzip die Asymmetrie der Scherungszonen.

4 Modellierung

HOLTON und LINDZEN (1972) stützten sich bei ihrer Theorie auf räumlich **eindimensionale** Modellrechnungen. Mit jeweils einer am unteren Rand vorgegebenen Kelvin- bzw. Rossby-Schwerewelle gelang den Autoren die Simulation der Windschwingung mit einer regelmäßigen Periode von 26.5 Monaten und einer Phasengeschwindigkeit der absinkenden Scherungszonen von 1 km/Monat. Im Gegensatz zu den Beobachtungen ist jedoch die Amplitude der Westphase der Modell-QBO größer als die der Ostphase; auch die Asymmetrie der Scherungszonen konnte nicht modelliert werden.

Dies gelang jedoch, zumindest qualitativ richtig, in **zweidimensionalen** QBO-Simulationen (z.B. PLUMB und BELL 1982, DUNKERTON 1985, TAKAHASHI 1987, GRAY und PYLE 1989), weil in ihnen auch die von der QBO induzierte Meridionalzirkulation modelliert wurde. Aber auch in diesen Modellen sind die Westphasen regelmäßig stärker als die Ostphasen, oder die zum Erreichen realistischer Ostwinde nötigen Amplituden der Rossby-Schwerewellen sind unrealistisch groß. Ebenfalls ungeklärt bleibt die Frage nach den Ursachen für die ausgeprägte Variabilität der Perioden aufeinanderfolgender QBO-Zyklen bzw. nach der Ursache für die Kopplung des Einsatzes der Ostphase an den Jahresgang in der unteren Stratosphäre.

Eine Ausnahme bildet im letzten Punkt das zweidimensionale Modell von GRAY und PYLE (1989), das sich bis in die obere Stratosphäre erstreckt und eine mechanistisch angetriebene halbjährige Schwingung (Semi-Annual Oscillation = SAO) enthält. Obwohl die Stärke der am unteren Rand vorgegebenen Wellen (ebenso wie in den anderen Modellen) zeitlich nicht variiert, entwickelt sich in diesem Modell eine interne Variabilität der QBO. Jeweils in einer Westphase der SAO ist die Einkopplung von westlichem Wellenimpuls durch die Kelvin-Welle und damit die Initialisierung einer neuen Westphase der QBO besonders effektiv. Auf diese Weise ist eine Kopplung von QBO und Jahresgang denkbar, die sich allerdings auf die Westphase und nicht – wie beobachtet – auf die Ostphase beziehen würde.

Die erste Simulation einer QBO-ähnlichen Schwingung des zonalen Windes in einem **dreidimensionalen** Modell gelang KLINKER bereits 1981 mit einer auf die untere tropische Stratosphäre beschränkten Version des mechanistischen Berliner Stratosphärenmodells. Auch in dieser Simulation sind die Westphasen stärker als die Ostphasen; zudem bleibt zwischen der Tropopause und einem mit einer quasi-zweijährigen Periode oszillierenden Bereich ein lediglich in der Stärke schwankender Westwind-Jet bestehen. Eine interne

Variabilität gibt es nicht. Ähnliche Schwierigkeiten hat auch das globale, ansonsten aber vergleichbare Modell von TAKAHASHI und BOVILLE (1992).

5 Diskussion

Obwohl der fundamentale Mechanismus zur Erzeugung der QBO verstanden zu sein scheint, gibt es eine Reihe nicht vollständig verstandener Details. Zunächst fällt bei den Simulationen auf, daß im Gegensatz zu den Beobachtungen die Westphase stärker als die Ostphase ist bzw. daß zum Modellieren realistischer Ostphasen anomal große Wellenamplituden benötigt werden. Dies hat zu der Vermutung geführt, daß es außer den beschriebenen Antriebsmechanismen über die äquatorialen Kelvin- und Rossby-Schwerewellen noch weitere östliche Antriebe geben muß, z.B. durch weitere äquatoriale Wellenmoden oder durch aus höheren Breiten zu den Tropen hin abgelenkte planetare Wellen oder durch den Transport östlichen Drehimpulses aus den Subtropen in die Tropen. Die natürliche Variabilität der QBO wird – abgesehen von dem Modell von GRAY und PYLE (1989), deren Ergebnisse in dieser Hinsicht jedoch nicht ausführlicher untersucht worden sind, überhaupt nicht wiedergegeben.

Eigentliches Ziel der Untersuchung von GRAY und PYLE war der Einfluß der QBO-induzierten Meridionalzirkulation (vgl. Abschnitt 3) auf die Verteilung von Ozon und anderer Spurengase (s. auch GRAY und CHIPPERFIELD 1990) in der Atmosphäre. Die Modellergebnisse zeigten entsprechende Anomalien im (z.B.) Totalozon bis in mittlere Breiten. Bereits ANGELL und KORSHOVER (1973) und OLTMANS und LONDON (1982) fanden das QBO-Signal im Totalozon bei der Untersuchung von Beobachtungsdaten einer großen Anzahl von Stationen. Eine weitere Bestätigung erfolgte durch die Auswertung der Daten von SAGE II (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment) durch ZAWODNY und McCORMICK (1991). Auch die Ausbreitung der vulkanischen Aerosole hängt nicht nur von der Phase der QBO ab, sondern auch von der QBO-induzierten Sekundärzirkulation, wie TREPTE und HITCHMAN (1992) ebenfalls mit SAGE-II-Daten zeigten.

Noch nicht untersucht wurde bisher der Einfluß einer zusätzlichen und in den einzelnen Flächen möglicherweise unterschiedlichen Erwärmung – und der damit verknüpften diabatischen Vertikalbewegung – der tropischen Stratosphäre bei erhöhter Aerosolbelastung nach Vulkanausbrüchen auf die Amplitude und Phase der QBO des Windes. Der Ausbruch des El Chichon im April 1982 erfolgte bei Ostwinden in der unteren und mittleren Stratosphäre, die sehr schnell von der einsetzenden Westphase verdrängt wurden. Zur Zeit des Pinatubo-Ausbruches im Juni 1991 befand sich die QBO in den untersten stratosphärischen Schichten noch in der Westphase und erst oberhalb von 50 hPa in der Ostphase (Bild 1). Die Grenze zwischen beiden blieb in den Folgemonaten bei 50 hPa liegen, während sich die neue Westwindphase in der oberen Stratosphäre kaum nach unten durchsetzen konnte. Der verzögerte Abstieg der östlichen Scherungszone in der unteren Stratosphäre kann aber auch von der Kopplung an den Jahresgang herrühren, deren Ursache noch unklar ist.

Ein anderes noch ungeklärtes Problem ist der mögliche Einfluß der QBO auf die Dynamik in der Winterhemisphäre. Dieser wird bereits seit langem vermutet und auf die Änderung der Ausbreitungseigenschaften planetarer Wellen durch die QBO zurückgeführt (HOLTON und TAN 1980, 1982; LABITZKE 1982; vgl. auch Beitrag 9): Während der Ostphase der tropischen QBO sollen nach diesen Vorstellungen plötzliche Erwärmungen häufiger auftreten, da planetare Wellen aus höheren Breiten stärker in die Polarzone fokussiert werden. Die Stratosphäre über dem Winterpol sollte in solchen Jahren stärker gestört und wärmer sein als während einer Westphase. Die Untersuchung der vorhandenen Beobachtungsdaten hat jedoch gezeigt, daß ein derartiger Zusammenhang nur während der Minima des elfjährigen Sonnenfleckenzyklus statistisch signifikant ist. Während der Maxima der Sonnenaktivität wurde bislang ein genau entgegengesetztes Verhalten beobachtet (LABITZKE und van LOON 1988, 1992; vgl. auch Beitrag 3). Eine theoretische Erklärung für dieses Phänomen ist nicht bekannt.

Modellstudien zum Einfluß der QBO auf die Dynamik in hohen Breiten wurde von DAMERIS (1988), DAMERIS und EBEL (1990) sowie von HOLTON und AUSTIN (1991) durchgeführt. Sie gaben verschiedene Zustände der tropischen QBO als Anfangsbedingung in einer Simulation einer plötzlichen Stratosphärenerwärmung vor. Auf diese Weise konnten sie zeigen, daß solche Erwärmungen in hohen Breiten während der Ostphase tatsächlich wahrscheinlich sein könnten. Allerdings berücksichtigen diese Experimente nicht einen möglichen Einfluß der Sonne.

Im Gegensatz zu den zuvor besprochenen Simulationen der QBO ist in diesen Experimenten die QBO nicht innerhalb des Modells selbst erzeugt, sondern lediglich als Anfangsbedingung vorgegeben worden. In der Tat konnte die annähernd zweijährige Schwingung des Windes bislang ausschließlich in speziellen, in der Vertikalen hoch aufgelösten Modellen der unteren tropischen Stratosphäre simuliert werden. Die Modellierung einer QBO in einem allgemeinen Zirkulationsmodell (General Circulation Model = GCM) der Atmosphäre gelang noch nicht. Tatsächlich scheinen alle GCM's eher die vollständige Abwesenheit einer QBO zu simulieren (PAWSON 1992). Da die QBO das vorherrschende dynamische Signal in der tropischen Stratosphäre darstellt, ist dies besonders unbefriedigend.

Literatur

- ANGELL, J. K. und I. KORSHOVER: The Biennial Wind and Temperature Oscillation of the Equatorial Stratosphere and their Possible Extension to Higher Latitudes. *Mon. Wea. Rev.* 90 (1962) S. 127-132.
- ANGELL, J. K. und J. KORSHOVER: Quasi-Biennial and Long-Term Fluctuations in Total Ozone. *Mon. Wea. Rev.* 101 (1973) S. 426-443.
- DAMERIS, M.: Investigation of the Influence of the Equatorial Quasi-Biennial Oscillation on the Evolution of Stratospheric Warmings Using a Three-Dimensional Circulation Model. *Beitr. Phys. Atmos.* 61 (1988) S. 355-366.
- DAMERIS, M. und A. EBEL: The Quasi-Biennial Oscillation and Major Stratospheric Warmings: a Three-Dimensional Model Study. *Ann. Geophys.* 8 (1990) S. 79-86.
- DUNKERTON, T. J.: A 2-Dimensional Model of the QBO. *J. Atmos. Sci.* 42 (1985) S. 1151-1160.
- DUNKERTON, T. J. und D. P. DELISI: Climatology of the Equatorial Lower Stratosphere. *J. Atmos. Sci.* 42 (1985) S. 376-396.
- GRAY, L. J. und J. A. PYLE: A Two-Dimensional Model of the Quasi-Biennial Oscillation of Ozone. *J. Atmos. Sci.* 46 (1989) S. 203-220.
- GRAY, L. J. und M. P. CHIPPERFIELD: On the Interannual Variability of Trace Gases in the Middle Atmosphere. *Geophys. Res. Lett.* 17 (1990) S. 933-936.
- HOLTON, J. R. und R. S. LINDZEN: An Updated Theorie for the Quasi-Biennial Oscillation of the Tropical Stratosphere. *J. Atmos. Sci.* 29 (1972) S. 1076-1080.
- HOLTON, J. R. und H. C. TAN: The Influence of the Equatorial QBO on the Global Circulation at 50 mb. *J. Atmos. Sci.* 37 (1980) S. 2200-2208.
- HOLTON, J. R. und H. C. TAN: The QBO in the Northern Hemisphere Lower Stratosphere. *J. Met. Soc. Japan* 60 (1982) S. 140-148.
- HOLTON, J. R. und J. AUSTIN: The Influence of the Equatorial QBO on Sudden Stratospheric Warmings. *J. Atmos. Sci.* 48 (1991) S. 607-618.
- KLINKER, E.: Die numerische Simulation der nahezu zweijährigen Schwingung des mittleren zonalen Windes in der äquatorialen Stratosphäre. *Met. Abh. FU Berlin, Serie A, Band 2, Heft 4* (1981) 126 S.
- KRIESTER, B.: Die annähernd zweijährige Schwingung des zonalen Windes in der tropischen Stratosphäre. *Met. Abh. FU Berlin, Band XXII, Heft 4* (1964) 38 S.
- LABITZKE, K.: On the Interannual Variability of the Middle Stratosphere During Northern Winter. *J. Met. Soc. Japan* 60 (1982) S. 124-139.
- LABITZKE, K. und H. van LOON: Association Between the 11-Year Solar Cycle, the QBO and the Atmosphere. Part I: The Troposphere and Stratosphere in the Northern Hemisphere in Winter. *J. Atmos. Terr. Phys.* 50 (1988) S. 197-206.
- LABITZKE, K. und H. van LOON: On the Association Between the QBO and the Extratropical Stratosphere. *J. Atmos. Terr. Phys.* 54 (1992) im Druck.
- LANDSBERG, H. E.: Biennial Pulses in the Atmosphere. *Beitr. Phys. Atmos.* 35 (1962) S. 184-193.
- NAUJOKAT, B.: An Update of the Observed Quasi-Biennial Oscillation of the Stratospheric Winds over the Tropics. *J. Atmos. Sci.* 43 (1986) S. 1873-1877.
- OLTMANS, S. J. und J. LONDON: The Quasi-Biennial Oscillation in Atmospheric Ozone. *J. Geophys. Res.* 87 (1982) S. 8981-8989.
- PALMER, C. E.: The General Circulation Between 200 mb and 10 mb over the Equatorial Pacific. *Weather* 9 (1954) S. 341-349.
- PAWSON, S.: A Note Concerning the Inability of GCMs to Model the QBO. *Ann. Geophys.* 10 (1992) S. 116-118.
- PLUMB, A.: The Interaction of Two Internal Waves with the Mean Flow: Implications for the Theory of the QBO. *J. Atmos. Sci.* 34 (1977) S. 1847-1858.
- PLUMB, A. und R. C. BELL: A Model of the QBO on an Equatorial Beta-Plane. *Quart. J. R. Met. Soc.* 108 (1982) S. 335-352.

- REED, R. J., W. J. CAMPBELL, R. A. RASMUSSEN, und D. G. ROGERS: Evidence of a Downward-Propagating, Annual Wind Reversal in the Equatorial Stratosphere. *J. Geophys. Res.* 66 (1961) S. 813-817.
- REED, R. J.: The Present Status of the 26-Month Oscillation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 46 (1965) S. 374-387.
- SHAPIRO, R. und F. WARD: A Neglected Cycle in Sunspot Numbers. *J. Atmos. Sci.* 19 (1962) S. 506-508.
- TAKAHASHI, M.: A 2-Dimensional Numerical Model of the QBO: Part I. *J. Met. Soc. Japan* 65 (1987) S. 523-535.
- TAKAHASHI, M. und B. A. BOVILLE: A Three-Dimensional Simulation of the Equatorial Quasi-Biennial Oscillation. *J. Atmos. Sci.* 49 (1992) S. 1020-1035.
- TREPTE, C. R. und M. H. HITCHMAN: Tropical Stratospheric Circulation Deduced from Satellite Aerosol Data. *Nature* 355 (1992) S. 626-628.
- VERYARD, R. G. und R. A. EBDON: Fluctuations in Tropical Stratospheric Winds. *Met. Mag.* 90 (1961) S. 125-143.
- WALLACE, J. M.: General Circulation of the Tropical Lower Stratosphere. *Rev. Geophys. Space Phys.* 11 (1973) S. 191-222.
- WALLACE, J. M. und V. E. KOUSKY: Observational Evidence of Kelvin Waves in the Tropical Stratosphere. *J. Atmos. Sci.* 25 (1968) S. 900-907.
- YANAI, M. und T. MURAYAMA: Stratospheric Wave Disturbances Propagating over the Equatorial Pacific. *J. Met. Soc. Japan* 44 (1966) S. 291-294.
- ZAWODNY, J. M. und M. P. McCORMICK: Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II Measurements of the QBO in Ozone and Nitrogen Dioxide. *J. Geophys. Res.* 96 (1991) S. 9371-9377.

5 Die Jahres- und Halbjahreswelle in der Mittleren Atmosphäre

H. van LOON, K. LABITZKE

1 Einleitung

Die Jahres- und Halbjahreswelle sind periodische Schwankungen. Die Jahreswelle hängt überall mit dem Jahresgang der Sonne zusammen. In den Tropen würde man eigentlich keine Jahreswelle erwarten, sondern eine Dominanz der Halbjahreswelle. Daß es doch eine Jahreswelle gibt, hängt mit der Asymmetrie der beiden Hemisphären, z.B. der immer nördlich des Äquators liegenden innertropischen Konvergenzzone und der unterschiedlichen Intensität der Hadley-Zirkulation zusammen.

Die Halbjahreswelle in den Tropen hängt direkt oder indirekt damit zusammen, daß die Sonne zweimal jährlich den Äquator überquert, und hier kann die Halbjahreswelle auch stärker als die Jahreswelle sein. In höheren Breiten beschreibt die Halbjahreswelle oft die „Schiefe“ eines Jahresgangs, der nicht genau sinusförmig verläuft. Dies hängt mit regionalen Wärme- und Impulsbilanzen zusammen.

Der 1. und 2. Fourierkoeffizient der harmonischen Analyse der Jahresgänge werden für die Beschreibung der beiden genannten Wellen benutzt. Selten kann man den Jahresgang nur mit einer der beiden Wellen vollständig beschreiben, meistens bestimmen beide, mehr oder weniger dominierend, die Varianz.

2 Meridionalschnitte der Jahres- und Halbjahreswelle

In der Stratosphäre (Bild 1a) erreicht die *Jahreswelle* in der Temperatur ihr Maximum in mittleren und hohen Breiten nahe dem Sommer-Solstitium, dabei ist die Amplitude über der Südhemisphäre größer als über der Nordhemisphäre. Die Amplitude der Jahreswelle nimmt mit der Höhe ab und erreicht ein Minimum nahe der Stratopause. In der oberen

Mesosphäre, 80–90 km Höhe, wird ein weiteres Maximum beobachtet; dieses Maximum wird aber im Winter-Solstitium erreicht, wobei die Amplitude über beiden Hemisphären gleich ist (soweit man dies mit den wenigen für diesen Höhenbereich vorliegenden Daten schon sagen kann).

In den Tropen erreicht die Jahreswelle der Temperatur im Juli genau über der Tropopause ein Maximum. Dies ist zunächst überraschend. Das Vorhandensein dieser dominierenden Jahreswelle wurde damit erklärt, daß in dieser Region die Vertikalbewegungen im Südsommer stärker sind als im Nordsommer, entweder weil die Hadley-Zirkulation im Südsommer/Nordwinter stärker ist, oder weil die innertropische Konvergenzzone dann näher am Äquator liegt, und die stärkeren aufwärts gerichteten Vertikalbewegungen dann zu niedrigeren Temperaturen, also einem Minimum im Jahresgang, führen.

Über dem Äquator ist die *Halbjahreswelle* sonst stärker als die Jahreswelle, Bild 1b. Außerhalb der Tropen ist die Jahreswelle immer dominierend. Beide Wellen sind über beiden Hemisphären verhältnismäßig ähnlich entwickelt, bis auf die erwähnten Differenzen über den Polargebieten.

Im Wind hat die Jahreswelle ein Maximum an der Stratopause (Bild 2a). Ihre Amplitude ist über der Südhemisphäre fast überall stärker als über der Nordhemisphäre, und ihr Maximum tritt nahe der entsprechenden Sommer-Solstitien auf. Die Halbjahreswelle ist in den Winddaten besonders in den Tropen recht groß, mit Maxima genau unter der Tropopause (Bild 2b). Die Maxima in mittleren Breiten sind dem tropischen vergleichbar, aber sie sind deutlich kleiner als die der Jahreswelle in gleicher Breite bzw. Höhe. Die Halbjahreswelle erreicht ihr Maximum meist in den Übergangsjahreszeiten.

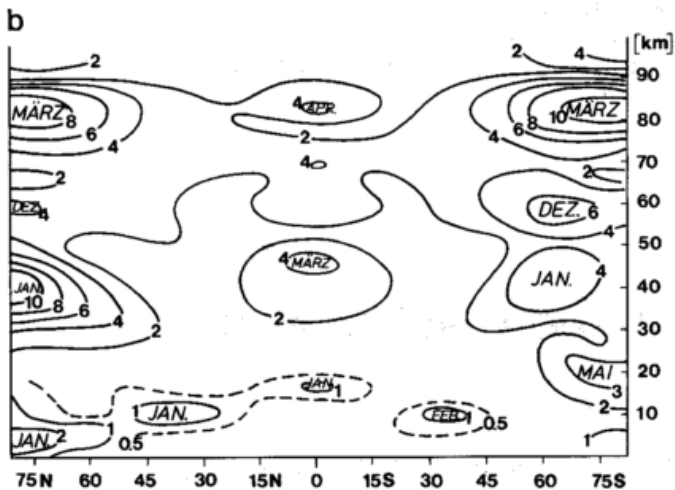
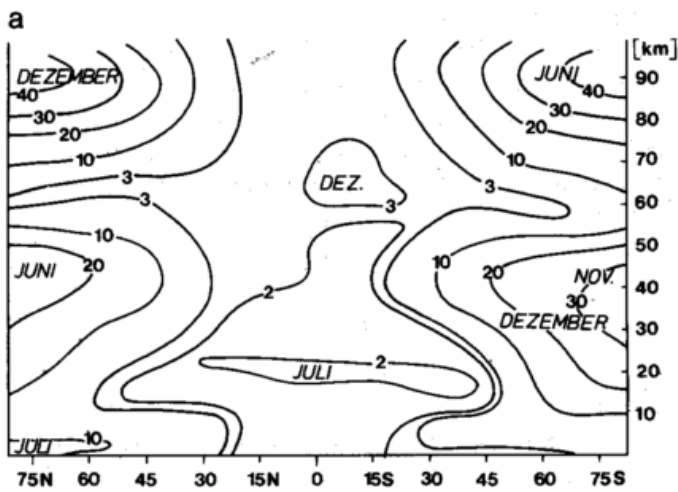


Bild 1: (a) Meridionalschnitt der Amplitude (K) der Jahreswelle der Temperatur. Die Monate geben den Monat des Maximums an. (Daten aus: CIRA 1986)
(b) Meridionalschnitt der Amplitude (K) der Halbjahreswelle der Temperatur. Die Monate geben den Monat des ersten Maximums an. (Daten aus: CIRA 1986)

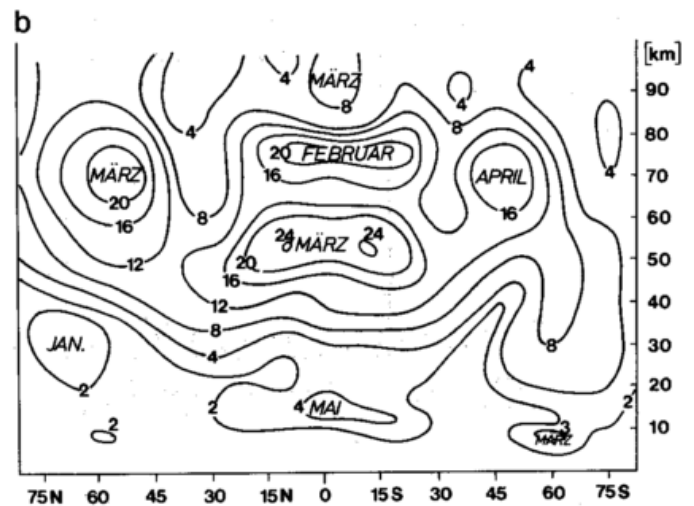
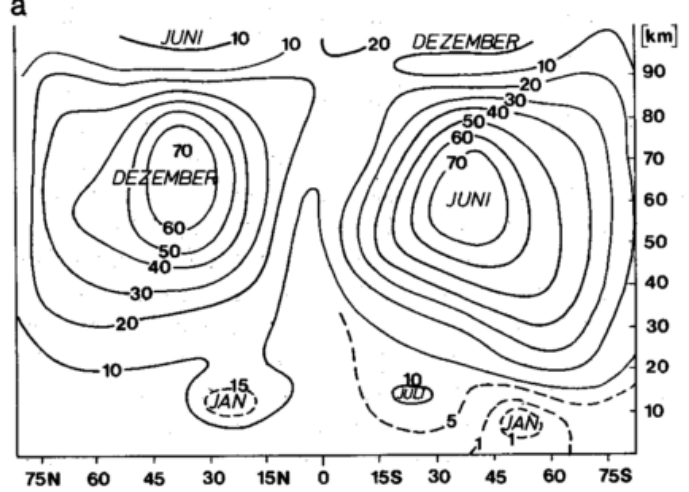


Bild 2: (a) Meridionalschnitt der Amplitude (m/sec) der Jahreswelle des zonalen Windes. Die Monate geben den Monat des Maximums an. (Daten aus: CIRA 1986)
(b) Meridionalschnitt der Amplitude (m/sec) der Halbjahreswelle des zonalen Windes. Die Monate geben den Monat des ersten Maximums an. (Daten aus: CIRA 1986)

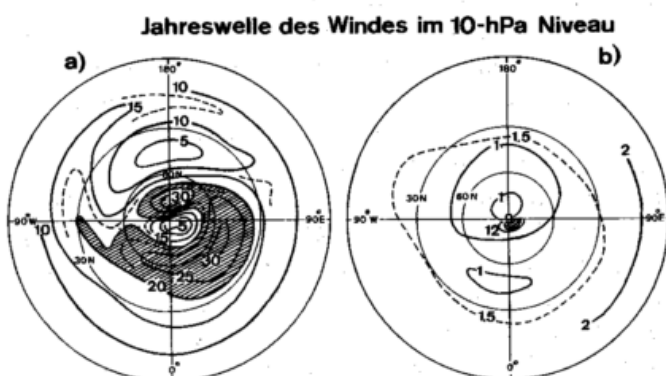


Bild 3: Darstellung der Amplitude (a, m/sec) und der Phase (b, Monat des Maximums der Jahreswelle des zonalen Windes im 10-hPa-Niveau). (van LOON et al. 1972).



Bild 4: Wie Bild 3, aber für die Halbjahreswelle.

3 Darstellung der Jahres- und Halbjahreswelle des Windes im 10-hPa-Niveau

Die Darstellung der beiden Wellen kann für den zonalen geostrophischen Wind nur für die Nordhemisphäre gezeigt werden, und wir nehmen das 10-hPa-Niveau als Beispiel (Bild 3 und 4). Die Jahreswelle des Windes erreicht ihr Maximum im Winter, wobei die Asymmetrie in der Verteilung der Amplitude auffällt. Diese hängt damit zusammen, daß der Polarwirbel im Winter vom Pol nach Spitzbergen verschoben ist, und daß das Aläutenhoch mit seinen Ostwinden auf der Südseite bei 50°N liegt, (vgl. Bild 3 in Beitrag 1). Darum ist die Differenz zwischen Winter und Sommer im Pazifischen Ozean wesentlich kleiner als die Differenz zwischen starken Westwinden und sommerlichen Ostwinden über Eurasien.

Die Halbjahreswelle im Wind hat ein Maximum bei 30–35°N (Bild 4), das hier im Mai bzw. November erreicht wird. Diese Phase ändert sich abrupt bei 50–60°N, und weiter

nördlich gibt es ein weiteres Maximum, das hier im Februar bzw. August erreicht wird. Die Form des Jahresgangs des zonalen Windes wird außerhalb der Tropen überall von der Jahreswelle dominiert. Südlich von 45°N ist die Halbjahreswelle aber so stark und trägt soviel zur Varianz bei, daß der Jahresgang hier in beiden Übergangsjahreszeiten ein Maximum hat.

Literatur

COSPAR INTERNATIONAL REFERENCE ATMOSPHERE: 1986. Advances in Space Research, Vol. 10, No. 12, 1990, D. REES et al., Editors. Pergamon Press.

van LOON, H.; R. L. JENNE und K. LABITZKE, 1972: Climatology of the Stratosphere in the Northern Hemisphere, Part 2. Meteorolog. Abh. F. U. Berlin, Bd. 100, Heft 5.

6 Großskalige westwärts wandernde Wellen in der Mittleren Atmosphäre

R. A. MADDEN

1 Einleitung

Rossbys Trog- oder Wellengleichung (ROSSBY 1939)

$$c = U - \frac{\beta L_x^2}{4\pi^2} \quad (1)$$

beschreibt auf der sogenannten β -Ebene die Ausbreitung von Wellen, die die absolute Vorticity erhalten. In Gleichung (1) ist c die Geschwindigkeit der Welle, U ein konstanter zonaler Wind, L_x die Wellenlänge in zentraler oder x -Richtung, und β gibt an, wie stark der Coriolisparameter (f) nach Norden hin zunimmt ($\beta = df/dy$). Der Coriolisparameter ist durch $2\Omega \sin \phi$ gegeben, wobei Ω die Winkelgeschwindigkeit der Erde und ϕ die geographische Breite ist. Positive c stehen für eine Ausbreitung in positive x -Richtung, also nach Osten. Da $\beta > 0$ ist, ist c für große L_x bzw. für großskalige Wellen typischerweise kleiner als Null. Wellen breiten sich nach Westen aus, wenn

$$\frac{\beta L_x^2}{4\pi^2} > U \quad (2)$$

erfüllt ist. So gibt es in einer Breite von $\phi = 45^\circ$ ($\beta = 1,62 \times 10^{-11}$) und $U = 10$ m/s eine westwärts gerichtete Ausbreitung für alle $L_x > 4980$ km.

Die Suche nach sich westwärts ausbreitenden Wellen in der Atmosphäre, die mit den durch Gleichung (1) beschriebenen vergleichbar sind, reicht viele Jahre zurück (einen Überblick gibt MADDEN 1979). Dabei hat sich gezeigt, daß es großskalige Wellen mit lokalen Perioden zwischen zwei

Tagen und ungefähr drei Wochen gibt, und daß diese sich wie die von der Theorie vorausgesagten Wellen verhalten.

Obwohl Gleichung (1) die zugrundeliegende Dynamik in ihren wesentlichen Aspekten richtig wiedergibt, erfordert eine genauere Theorie die Berücksichtigung der Erdkrümmung. Diese Theorie wird in Abschnitt 2 skizziert. Beispiele für Störungen, die als Rossby-Wellen interpretiert werden können, werden in Abschnitt 3 aufgeführt. Abschnitt 4 enthält eine Diskussion möglicher Einflüsse dieser Wellen auf die Mittlere Atmosphäre.

2 Theorie

Gleichung (1) hat ihren Ursprung in der dynamischen Gezeitentheorie von Laplace, der diese in einer Reihe von Arbeiten zwischen 1799 und 1823 vorstellte. Um das Problem freier Wellen in einer isothermen Atmosphäre auf einer rotierenden Kugel zu lösen, werden die linearisierten horizontalen Impulsgleichungen, die thermodynamische und die Kontinuitätsgleichung jeweils in Kugelkoordinaten betrachtet, um schließlich zwei nur durch eine Separationskonstante miteinander verknüpfte Gleichungen zu erhalten. Eine davon, die vertikale Strukturgleichung, hängt lediglich von der Vertikalkoordinate ab, während die andere, die horizontal abhängige Strukturgleichung, nur von den horizontalen Koordinaten abhängt (z. B. HOLTON 1975). Die vertikale Strukturgleichung liefert für freie Wellen eine Separationskonstante oder auch äquivalente Tiefe

$$h = \gamma H, \quad (3)$$

wobei γ das Verhältnis der spezifischen Wärmen und H die Skalenhöhe angibt ($H = RT/g$ mit der Temperatur T , der Gaskonstanten für Luft R und der Gravitationsbeschleunigung g). Die Separationskonstante wird als äquivalente Tiefe bezeichnet, weil sie die Tiefe einer Flüssigkeit konstanter Dichte, etwa eines weltweiten Ozeans, angibt, deren freie Wellen mit denen der Atmosphäre vergleichbar sind.

Gleichung (3) liefert für eine Temperatur von 244 K eine äquivalente Tiefe von $h = 10$ km. Diese Rechnung beruht auf dem einfachen isothermen Fall, aber realistischere Temperaturmodelle zeigen, daß die äquivalente Tiefe der wirklichen Atmosphäre wahrscheinlich im Bereich zwischen 8 und 12 km liegt. Als Konsequenz aus diesem Wertebereich für h ist die vertikale Strukturgleichung freier Wellen in einer isothermen Atmosphäre dieselbe wie die der Lamb-Welle (LAMB 1932, Artikel 311a). Es handelt sich um externe Wellen, also solche ohne Phasenänderung in der Vertikalen. Die Energie nimmt mit der Höhe ab (abklingende Wellen), aber wegen der Abnahme der Dichte mit der Höhe nimmt die Amplitude einer Lamb-Welle nach oben hin gemäß

$$\ln(a) = \frac{\gamma - 1}{\gamma} \ln(p_0/p) + \ln(a_0) \quad (4)$$

zu; dabei ist p der Druck, p_0 ein beliebiger Referenzdruck, und a und a_0 stellen die Amplituden der Welle in geopotentiellen Metern auf den Druckflächen p und p_0 dar.

Betrachten wir nun die horizontale Strukturgleichung; diese ist als *Laplace'sche Gezeitengleichung* bekannt. Sowohl MARGULES (1893) als auch HOUGH (1898) lösten sie gegen Ende des letzten Jahrhunderts. Die Lösungen unterteilen sich in zwei verschiedene Gruppen: Zum einen in Schwerewellen, zum anderen in die aus der Erdrotation resultierenden Wellen. Die Wellen der zweiten Gruppe

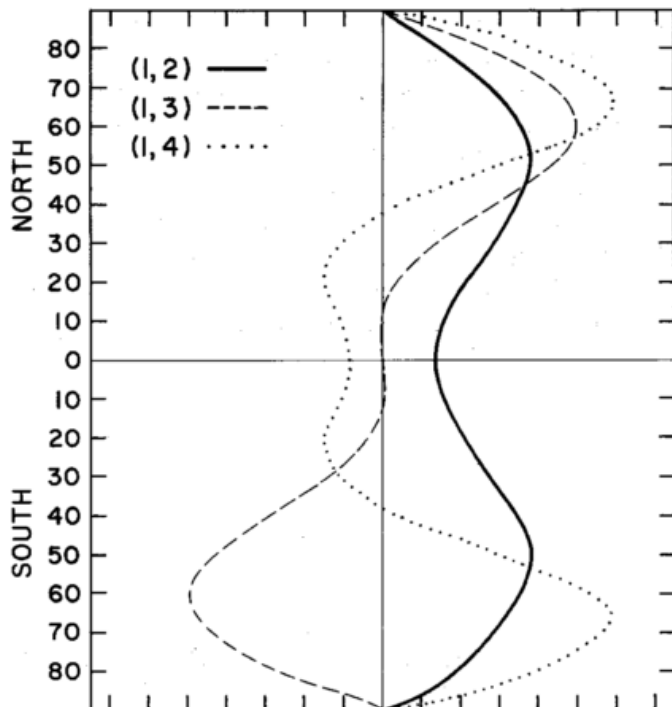


Bild 1: Meridionalprofil des Druckes oder des Geopotentials für die $m = 1, n = 2, 3, 4$ -Wellen in beliebigen Einheiten. Oft werden diese Moden auch als $(m, n - m)$ -Moden bezeichnet; die $(1, 2)$ -Mode würde dann $(1, 1)$ -Mode heißen.

werden auch als Rossby-Wellen, planetare Wellen oder Rotationswellen bezeichnet. ERTEL (1935) und HAURWITZ (1937) diskutierten die mögliche Rolle dieser Wellen der zweiten Gruppe in beobachteten meteorologischen Schwankungen, und nur diese Wellen werden hier weiter betrachtet werden.

Die Eigenfunktionen der Laplace'schen Gezeitengleichung werden als Hough-Funktionen bezeichnet und beschreiben die horizontale Struktur der Wellenmoden. Ihre Abhängigkeit von der geographischen Länge ist durch einfache Sinusfunktionen längs der Breitenkreise gegeben, die Abhängigkeit von der Breite durch Summen zugeordneter Legendre-Polynome. Für $h = 8,84$ km wurden diese von LONGUET-HIGGINS (1968), für $h = 10$ km von KASAHARA (1980) und für $h = \infty$ (nichtdivergente Wellen) von HAURWITZ (1940) angegeben. Diese horizontalen Strukturen sind einander sehr ähnlich und hängen für h größer als etwa 8 km nur schwach von h ab. Die Hough-Funktionen werden durch zwei Indizes charakterisiert. Der eine davon ist die zonale Wellenzahl (m), der andere ein meridionaler Index (n). Bild 1 zeigt die Breitenabhängigkeit der $m = 1, n = 2, 3, 4$ -Moden, die sich aus Gleichung (15) in HAURWITZ (1940) für nichtdivergente Moden ergeben.

Die lokalen Perioden, die sich aus den Eigenfrequenzen der in Bild 1 dargestellten Moden für eine ruhende Atmosphäre mit einer äquivalenten Tiefe von 10 km ergeben, werden in Tabelle 1 aufgeführt. Die Tabelle zeigt, daß der Effekt realistischer Winde um so größer wird, je langsamer die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen ist.

Tabelle 1: Perioden von Wellen aus der zweiten Gruppe mit zonaler Wellenzahl 1 ($m = 1$) in Tagen für eine äquivalente Tiefe von 10 km in einer ruhenden Atmosphäre (ohne Wind) sowie in einer Atmosphäre mit mittleren Winden im Winter (DJF) (nach KASAHARA 1980).

zonale Wellenzahl $m = 1$

n	2	3	4
ohne Wind	5,02	8,30	12,32
DJF	4,85	9,91	18,39

In Abschnitt 3 werden Anzeichen für die Existenz der $m = 1, n = 2, 3, 4$ -Moden in der Atmosphäre zusammengefaßt. Dabei wird sich herausstellen, daß die Beobachtungsdaten auf westwärts wandernde Störungen hinweisen, deren Perioden und horizontale Strukturen mit der Theorie vernünftig übereinstimmen.

3 Beobachtungen

Weil die von Bergen oder Wärmequellen angeregten stationären oder zeitunabhängigen Wellen typischerweise große Amplituden aufweisen (TRIBBIA und MADDEN 1988), müssen Beobachtungsdaten in der Regel zeitlich gefiltert werden, damit wandernde Moden nachgewiesen werden können. Die Filterung mit Tief- oder Bandpassfiltern zeigt, daß großskalige, westwärts wandernde Moden während eines großen Teiles der Zeit vorhanden sind. Die meisten Arbeiten beschäftigten sich mit troposphärischen Daten, jedoch gibt es Anzeichen, daß die großräumigsten Störungen

gen auch in der mittleren Atmosphäre auftreten. Die beobachteten atmosphärischen Wellen, die den theoretisch vorhergesagten $m = 1$, $n = 2, 3, 4$ -Moden entsprechen, werden als 5-Tage, 10-Tage und 16-Tage-Welle bezeichnet.

Ein schönes Beispiel für die 5-Tage-Welle in der mittleren Atmosphäre stammt von RODGERS (1976). In Messungen des *NIMBUS 5 Selective Chopper Radiometers* aus einer bei 45 km zentrierten Schicht fand er eine spektrale Spitze bei einer Periode zwischen 4,5 und 6,2 Tagen, verbunden mit einer westwärts wandernden Welle 1. Bild 2 zeigt die Breitenabhängigkeit der von RODGERS (1976) gefundenen Amplitude. Diese ähnelt der $(m, n) = (1, 2)$ -Mode (s. Bild 1). Die Amplitude von 0,5 K in mittleren Breiten ist konsistent mit einer davon unabhängigen Abschätzung der mittleren Amplitude bei 1000 hPa und einer vertikalen Abhängigkeit der Amplitude wie bei einer Lamb-Welle (MADDEN 1979).

Auch die antisymmetrische 10-Tage-Welle wurde in der mittleren Atmosphäre gefunden. Bild 3, entnommen aus HIROOKA und HIROTA (1985), zeigt die meridionale Struktur der Geopotentialhöhen einer westwärts wandernden 10-Tage-Störung mit zonaler Wellenzahl 1 bei 1 hPa im April 1981. Die horizontale Struktur gleicht der $(m, n) = (1, 3)$ -Mode aus Bild 1, und ihre Periode liegt nahe an dem theoretischen Wert für mittlere Winde im Winter (Dezember, Januar, Februar). Hirooka und Hirota zeigten außerdem, daß die Amplitude der Welle beinahe so stark mit der Höhe zunimmt wie von Gleichung (4) beschrieben.

MADDEN und LABITZKE (1981) untersuchten eine mit der 16-Tage-Welle zu vergleichende großskalige Störung vom Januar 1979. Diese Störung wanderte während ihrer 19-tägigen Periode einmal um den Erdball. Bild 4 zeigt Amplitude und Phase der Welle 1 in verschiedenen Breiten in 30 hPa während dieser 19 Tage vom 10. bis zum 28. Januar. Die Wanderung der Welle nach Westen ist deutlich zu erkennen. Madden und Labitzke verglichen die vertikale und meridionale Struktur der Störungsanteile der Wellenzahl 1 mit der theoretisch in einer ruhenden isothermen Atmosphäre zu erwartenden $(m, n) = (1, 4)$ -Mode. Die beobachtete und die theoretisch vorhergesagte Struktur sind qualitativ ähnlich, aber die beobachteten Amplituden in größeren Höhen (Bild 5a) sind deutlich größer als die erwarteten (Bild 5b). Die Amplitude dieser speziellen Störung war im Vergleich zu anderen beobachteten 16-Tage-Wellen ungewöhnlich groß.

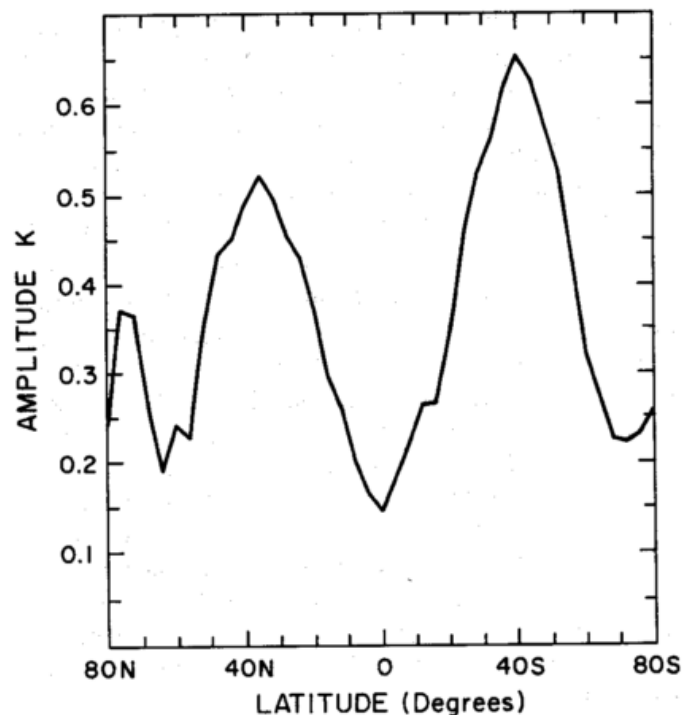


Bild 2: Meridionalprofil der 5-Tage-Welle in etwa 2 hPa im November 1973. Die Welle besitzt die zonale Wellenzahl 1 und ähnelt der $(m, n) = (1, 2)$ -Mode (nach RODGERS 1976).

SPETH und MADDEN (1983) schätzten die vertikale Struktur der 5- und 16-Tage-Wellen mit einem räumlich und zeitlich spektralen Ansatz ab. Ihre Ergebnisse werden in Bild 6 dargestellt. Die Amplituden sollten dabei nicht als absolute Größenangaben verstanden werden, weil sie durch die Integration der Spektren über Frequenzintervalle willkürlicher Größe bestimmt wurden; allerdings sollten sie – in einem relativen Sinn – eine Näherung für das vertikale Profil liefern. Unterhalb von 30 hPa wächst die 5-Tage-Welle mit einer der Lamb-Welle vergleichbaren Rate. Die 16-Tage-Welle wächst dort etwas stärker an. In größeren Höhen könnten die Eigenschaften der vertikalen Struktur von dem sich bei realistischen Winden und Temperaturen verändernden Abklingverhalten der Wellen herrühren. Speziell klingen die Wellen besonders stark ab, wenn – relativ zur Welle – im Mittel Ostwinde vorherrschen. Dies mag die großen Unterschiede zwischen den Anwachsrate der 16-Tage-Welle im Sommer und Winter in der Stratosphäre erklären. Das Abklingen nimmt auch in Gegenwart starker

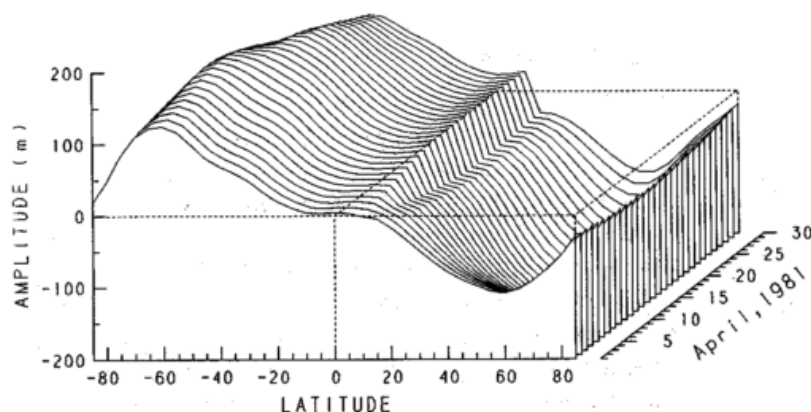


Bild 3: Meridionale Struktur der Störung in Geopotentialhöhen einer in 1 hPa im April 1981 beobachteten Welle. Die Amplitude ist in Metern angegeben. Die Welle besitzt die zonale Wellenzahl 1 und breitet sich mit einer Periode von 10 Tagen aus, wie für eine $(m, n) = (1, 3)$ -Mode erwartet (nach HIROOKA und HIROTA 1985).

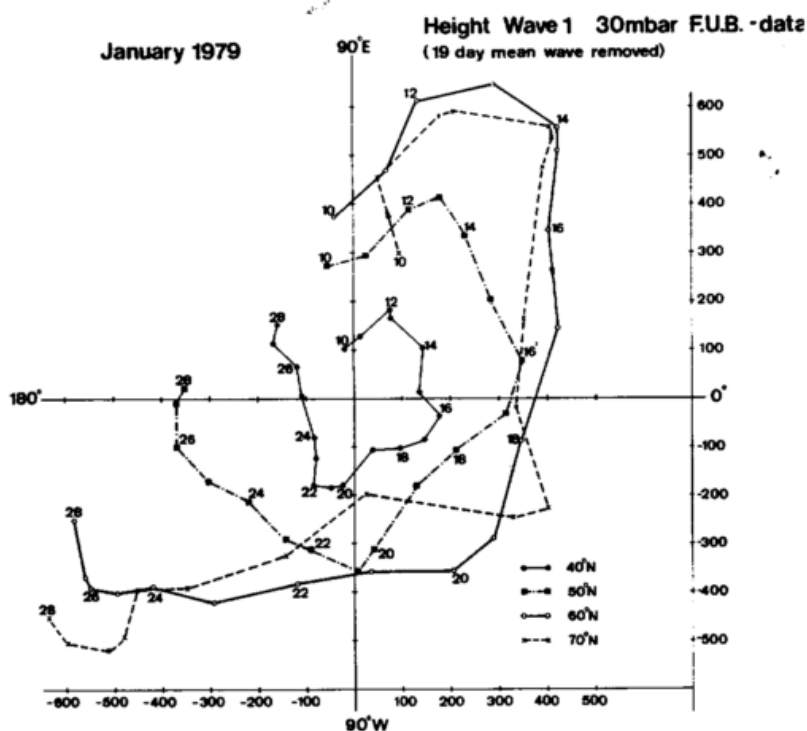


Bild 4: Polardiagramm der Welle 1 des Geopotentials in 30 hPa in unterschiedlichen Breiten (nach Analysen der Freien Universität Berlin). Das 19-tägige Mittel wurde abgezogen. Die Einheiten sind Meter.

polwärts gerichteter Temperaturgradienten zu; damit könnte die zu fast allen Jahreszeiten vorherrschende Abnahme der Amplituden oberhalb der Tropopause für die 5- (oberhalb von 150 hPa in 30° N) und die 16-Tage-Welle (oberhalb von 300 hPa in 70° N) zusammenhängen.

4 Einflüsse auf die Mittlere Atmosphäre

Eine wichtige Frage ist, wie die 5-, 10- oder 16-Tage-Welle die Mittlere Atmosphäre beeinflussen könnte. Ihre theoretischen Analoga neigen sich weder mit der Höhe (transportieren also keine Wärme) noch mit der geographischen Länge (und transportieren deshalb keinen Impuls). Ein möglicherweise wichtiger Einfluß auf die Mittlere Atmosphäre könnte durch Interferenz zwischen erzwungenen stationären und freien wandernden Wellen erfolgen. Als Beispiel wird in Bild 7 der im Verlauf des Januars 1979 in verschiedenen Höhen beobachtete turbulente Wärme-

transport in 60° N gezeigt. Außerdem ist der Wärmetransport dargestellt, der sich aus der Modulation einer stationären Welle 1 durch konstruktive und destruktive Interferenz mit einer wandernden Welle der in Bild 5b gezeigten Struktur ergibt. Die Übereinstimmung ist gut. In den größeren Höhen ist die mit dem Interferenzmodell gewonnene Amplitude größer als in den Beobachtungen, weil die tatsächliche wandernde Welle (Bild 5a) dort eine größere Amplitude als die $(m, n) = (1, 4)$ -Mode aus Bild 5b hat. Die Phasen weichen in den oberen Schichten voneinander ab, weil sich die wirkliche wandernde Welle mit zunehmender Höhe westwärts neigt. Ähnliche Schwankungen treten auch im horizontalen Impulstransport auf (MADDEN 1983). HIROOKA (1986) wies Schwankungen in Eliassen-Palm-Flußvektoren aufgrund des oben erläuterten Interferenzmechanismus für 5-, 10- und 16-Tage-Wellen nach. Diese stellen wertvolle diagnostische Größen zur Untersuchung sowohl von Wärme- als auch von Impulsflüssen dar.

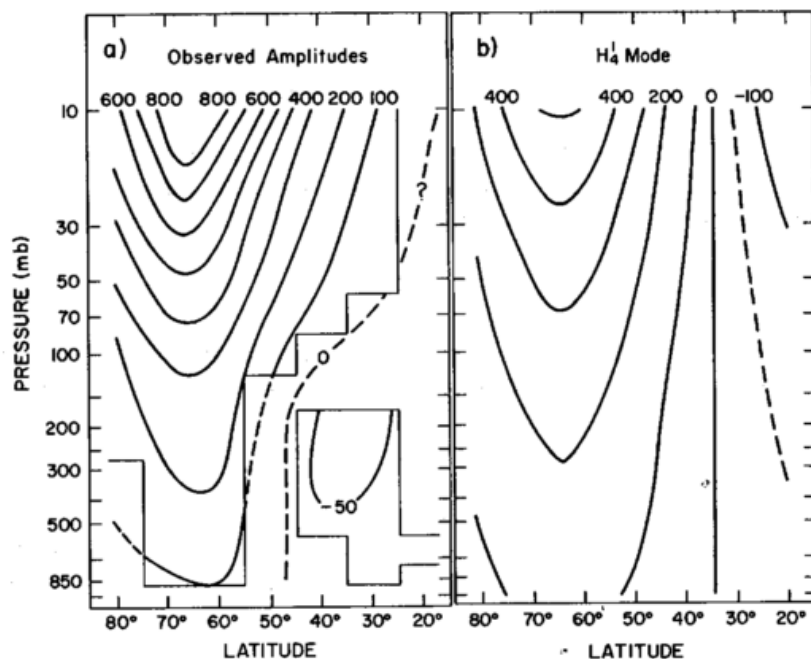


Bild 5: Links: Ein aus ähnlichen Darstellungen wie in Bild 4 gewonnener Breiten-Höhenschnitt einer wandernden Welle 1. Die Einheiten sind Meter. Negative Werte bei 30° und 40° N weisen auf ein gegenphasiges Verhalten bei diesen Breiten und bei 60° N hin. In Bereichen mit gestrichelten Isolinien ist die Amplitude klein und nicht sicher. Rechts wird die theoretisch erwartete Amplitude der $(m,n) = (1,4)$ -Mode mit einer horizontalen Struktur wie in Bild 1 und einer durch Gleichung (4) gegebenen vertikalen Abhängigkeit dargestellt; für a_0 wurde die bei 50 hPa (p_0) beobachtete Amplitude (160 m) verwendet.

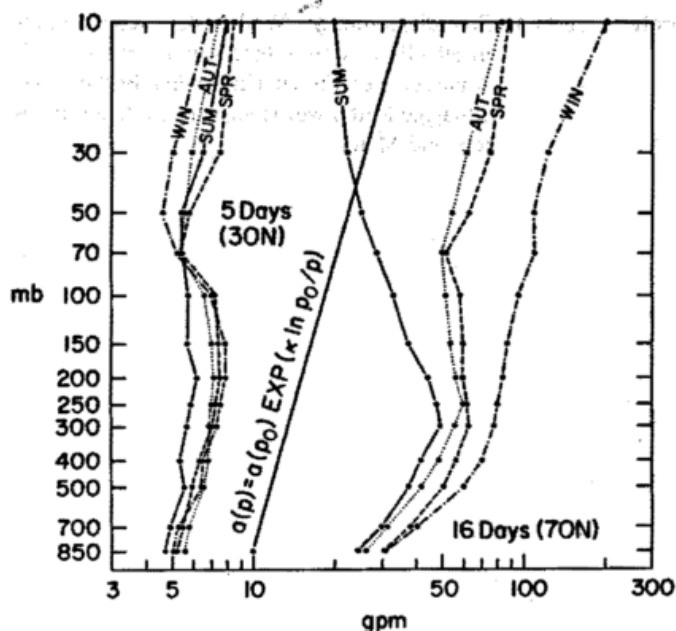


Bild 6: Wurzel aus der zweifachen westwärts wandernden Varianz der zonalen Wellenzahl 1 mit Frequenzen um 1/16 Tage in 70° N (rechts) und 1/5 Tage in 30° N (links) für alle Jahreszeiten. Zum Vergleich wird auch das Vertikalprofil einer Lamb-Welle (4) gezeigt.

5 Diskussion

Hier haben wir uns auf die 5-, 10- und 16-Tage-Wellen konzentriert. Es gibt Anzeichen (z. B. HIROTA und HIROOKA 1984, HIROOKA und HIROTA 1985) für Wellen in der Mittleren Atmosphäre, die gut mit verschiedenen anderen großskaligen theoretischen Moden ($m \leq 2$, $n - m \leq 3$) übereinstimmen. Ursache dieser Wellen ist wahrscheinlich die bevorzugte Anregung von Normalmoden. Dies ist auch bei räumlich und zeitlich zufälligen Anregungen möglich. Es muß jedoch betont werden, daß Modellstudien in großen Höhen der Mittleren Atmosphäre immer größere Abweichungen der tatsächlichen von den hier vorgestellten einfachen Strukturen zeigen (SALBY 1981a). Diese Unterschiede sind hauptsächlich auf die thermische Dämpfung der Wellen und den Einfluß der tatsächlichen Hintergrundwinde und -temperaturen auf das Abklingen der Wellen zurückzuführen.

Danksagung: W. May (Universität Köln) und R. Weber (Paul-Scherrer-Institut) trugen mit hilfreichen Bemerkungen zum Manuskript bei. D. Howard (NCAR) erstellte die englische Version, Chr. Marquardt (Freie Universität Berlin) übersetzte sie ins Deutsche.

Literatur

- ERTEL, H.: Advektiv-dynamische Theorie der Luftdruckschwankungen und ihrer Periodizitäten. Gerlands Beitr. Geophys. 46 (1935), S. 227-236.
- HAURWITZ, B.: The oscillations of the atmosphere. Gerlands Beitr. Geophys. 51 (1937), S. 195-233.
- HAURWITZ, B.: The motion of atmospheric disturbances on the spherical earth. J. Mar. Res. 3 (1940), S. 254-267.
- HIROOKA, T.: Influence of normal mode Rossby waves on the mean field: Interference with quasi-stationary waves. J. Atmos. Sci. 43 (1986), S. 2088-2097.

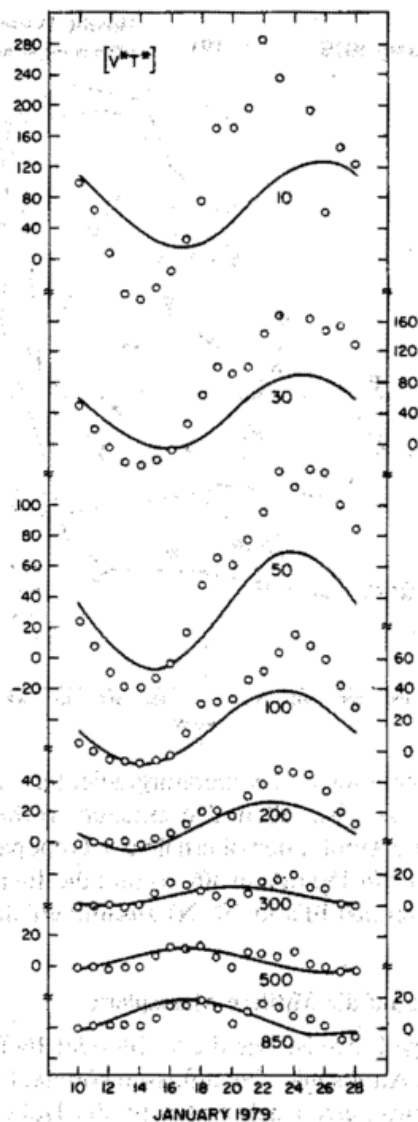


Bild 7: Horizontaler turbulenter Wärmetransport durch Wellen mit zonaler Wellenzahl 1 bei 60° N und den angegebenen Druckflächen. Beobachtungsdaten werden durch offene Kreise, Werte aus der Interferenz der modellierten Welle aus Bild 5b und der stationären Welle mit durchgezogenen Linien dargestellt. Die Einheiten sind K m/s (nach MADDEN und LABITZKE 1981).

- HIROTA, I.; HIROOKA, T.: Normal mode Rossby waves observed in the upper stratosphere, Part I: First symmetric modes of zonal wavenumbers 1 and 2. J. Atmos. Sci. 41 (1984), S. 1253-1267.
- HIROOKA, T.; HIROTA, I.: Normal mode Rossby waves observed in the upper stratosphere, Part II: Second antisymmetric and symmetric modes of wavenumbers 1 and 2. J. Atmos. Sci. 42 (1985), S. 536-548.
- HOLTON, J. R.: The dynamic meteorology of the stratosphere and mesosphere. Meteor. Monogr. No. 37 (1975), American Meteorological Society, Boston.
- HOUGH, S. S.: On the application of harmonic analysis to the dynamical theory of tides, II: On the general integration of Laplace's dynamical equations. Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A 191 (1898), S. 139-185.
- KASAHARA, A.: Normal modes of ultralong waves in the atmosphere. Monthly Weather Rev. 104 (1976), S. 669-690.
- KASAHARA, A.: Effect of zonal flows on the free oscillations of a barotropic atmosphere. J. Atmos. Sci. 37 (1980), S. 917-929.
- LAMB, H.: Hydrodynamics (1932), New York: Dover, 738 S.

- LONGUET-HIGGINS, M. S.: The eigenfunction of Laplace's tidal equations over a sphere. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A* (1968), S. 511-607.
- MADDEN, R. A.: The effect of the interference of traveling and stationary waves on time variations of the large-scale circulation. *J. Atmos. Sci.* 40 (1983), S. 1110-1125.
- MADDEN, R. A.: Observations of large-scale traveling Rossby waves. *Rev. of Geophys. and Space Phys.* 17 (1979), S. 1935-1949.
- MADDEN, R. A.; LABITZKE, K.: A free Rossby wave in the troposphere and stratosphere during January 1979. *J. of Geophys. Res.* 86 (1981), S. 1247-1254.
- MARGULES, M.: Luftbewegungen in einer rotierenden Späroidschale, II. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien. Math. Naturwiss. Kl., Abt. 2A 102 (1893), S. 11-56.
- RODGERS, C. D.: Evidence for the 5-day wave in the upper stratosphere. *J. Atmos. Sci.* 33 (1976), S. 710-711.
- ROSSBY, C. G., et al.: Relations between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semipermanent centers of action. *J. Mar. Res.* 2 (1939), S. 38-55.
- SALBY, M.: Rossby normal modes in nonuniform background configurations. Part I: Simple fields. *J. Atmos. Sci.* 38 (1981a), S. 1803-1826.
- SALBY, M.: Rossby normal modes in nonuniform background configurations. Part II: Equinox and solstice conditions. *J. Atmos. Sci.* 38 (1981b), S. 1827-1840.
- SPETH, P.; MADDEN, R. A.: Space-time spectral analysis of Northern Hemisphere geopotential heights. *J. Atmos. Sci.* 40 (1983), S. 1086-1100.
- TRIBBIA, J. J.; MADDEN, R. A.: Projection of time-mean geopotential heights onto normal Hough modes. *Meteorol. Atmos. Phys.* 38 (1988), S. 9-21.

7 K. M. GREISIGER Gezeiten in der Mittleren Atmosphäre

1 Einführung

Gezeiten in der Mittleren Atmosphäre zeigen sich am deutlichsten als ganztags- und halbtagsperiodische Anteile im Tagesgang des Windes. Im Gegensatz zu den ozeanischen Gezeiten, die durch die Gravitationskräfte von Sonne und Mond verursacht werden, entstehen die atmosphärischen Gezeiten im wesentlichen durch thermische Anregung bestimmter Schichten der Atmosphäre. Der Wechsel zwischen solarer Aufheizung am Tage und der Abkühlung in der Nacht bewirkt eine Temperaturschwingung mit einer ganztägigen und einer halbtägigen Harmonischen als Hauptanteile. Diese Temperaturschwingung tritt, mit unterschiedlicher Stärke, in der gesamten Erdatmosphäre auf und bewirkt entsprechende globale Gezeitenschwingungen des Druckes, welche wiederum zu periodischen Ausgleichsströmungen, den Gezeitenwinden, führen. Die Gezeitenschwingungen breiten sich horizontal und vertikal aus und stellen somit Gezeitenwellen mit Amplitude und Phase dar. Es lassen sich auch schwache gravitativ angeregte Gezeiten in der Atmosphäre nachweisen, z. B. lunare Gezeiten in der Hochatmosphäre. Sie spielen aber in einer Energiebilanz keine Rolle.

Am Erdboden sind auch die thermischen Gezeiten sehr schwach. Sie lassen sich oft nur aus langjährigen Meßreihen isolieren. Die Amplituden der Druck- und Temperaturgezeiten bleiben hier in mittleren Breiten unter 1 hPa bzw. 1 K, die der Gezeitenwinde bei einigen cm/s. Mit zunehmender Höhe wachsen aber die Amplituden exponentiell an (wegen der abnehmenden Dichte). So erreichen die Gezeitenwinde in der Mesopausenregion (80-100 km) die gleiche Größenordnung wie der mittlere Wind (10-30 m/s). Oberhalb 100 km Höhe werden die Gezeitenamplituden durch dissipative Effekte und nichtlineare Wechselwirkungen begrenzt.

2 Beobachtungsverfahren

Während sich die sehr schwachen Gezeitenschwingungen am Erdboden aus den vorhandenen langen kontinuierlichen Meßreihen (Temperatur, Druck, Wind) isolieren lassen, bestand in den höheren Schichten (bis zur Strato- und Mesosphäre) lange Zeit die Notwendigkeit, die Gezeiten aus diskontinuierlichen Beobachtungen abzuleiten. Die Basis dafür waren Radiosonden- und Raketenmessungen von Wind und Temperatur. Die Bestimmung der Gezeitenschwingungen gelingt in diesem Falle vor allem wegen der mit der Höhe anwachsenden Amplituden. Einen Überblick über entsprechende Ergebnisse und Analysenmethoden findet man bei CHAPMAN und LINDZEN (1970). Durch die in den letzten Jahren entwickelten Verfahren zur Messung des Windes mit einem MST-Radar (T = Troposphäre, S = Stratosphäre, M = Mesosphäre) sind unter bestimmten Bedingungen (ausreichende Echos von Inhomogenitäten in der Atmosphäre) kontinuierliche Beobachtungen des Tagesganges in einigen Bereichen der Mittleren Atmosphäre möglich. Ergebnisse liegen vor allem für die äquatoriale Stratosphäre (FUKAO u.a. 1981) sowie für die polare Mesosphäre im Sommer (RÜSTER u. REID 1990) vor.

Ein sehr umfangreiches Beobachtungsmaterial stammt aus Meteor-Windmessungen im Höhenbereich von 80-100 km (ROPER 1984). Die Windversetzung der in diesen Höhen stets auftretenden Ionisationsspuren sporadischer Meteore ermöglicht mittels VHF-Radar eine kontinuierliche Windbeobachtung. Erste Ergebnisse über Stärke und zeitliche Variationen der Gezeitenwinde in der Mittlere Atmosphäre wurden mit dieser Methode (D2) schon 1961 erhalten (GREENHOW u. NEUFELD 1961). Inzwischen gibt es, vor allem in mittleren Breiten der Nordhalbkugel, ein ganzes Netz von Meteorwindstationen, welche koordinierte

Meßkampagnen durchführen und meist Höhenprofile liefern (ROPER 1984; FORBES 1985).

Ein weiteres Verfahren zur kontinuierlichen Windmessung im Höhenbereich zwischen 60 und 100 km ist die Methode der partiellen Reflexionen. Unter bestimmten Bedingungen lassen sich mit einem entsprechenden MF-Radar sehr detailliert ganzjährige Zeit-Höhenschnitte der Gezeitenwinde ableiten. Hier ist besonders die Station Saskatoon, Kanada (52° N, 107° W), zu nennen, deren Ergebnisse eine wesentliche Grundlage für eine Klimatologie der Gezeitenwinde mittlerer Breiten für 70-100 km Höhen bilden (MANSON u.a. 1989).

In den sechziger Jahren wurden an den Observatorien Kühlungsborn (54° N, 12° E) und Collm (51° N, 13° E) mit kontinuierlichen Ionosphärendriftmessungen im Langwellenbereich (Methode D1) Windbeobachtungen im Höhenbereich 90-100 km begonnen, welche zwar nur in den Nachtstunden Daten lieferten, aber doch die Ableitung des dominierenden halbtägigen Gezeitenwindes, seines Jahresganges sowie langfristiger Variationen gestatteten (SPRENGER u. SCHMINDER 1968; GREISIGER u.a. 1987). Inzwischen ist das Verfahren am Observatorium Collm weiterentwickelt worden (SCHMINDER u. KÜRSCHNER 1984), so daß auch Vertikalprofile des halbtägigen Gezeitenwindes und damit auch Zeit-Höhenschnitte (Jahresgänge) bestimmt werden können.

3 Beobachtungsergebnisse

Die nicht sehr umfangreichen Ergebnisse über die Gezeitenwindungen in der Stratosphäre zeigen folgendes Bild (vgl. CHAPMAN u. LINDZEN 1970):

Der ganztägige Gezeitenwind hat in 30 km Höhe eine Amplitude von etwa 1 m/s und erreicht, in Abhängigkeit von der Breite und Jahreszeit, in 60 km Höhe etwa 10 m/s. Die Phasenausbreitung läuft von oben nach unten, bei 40 km Höhe tritt meist ein Phasensprung auf. Der halbtägige Gezeitenwind ist schwach und wird erst oberhalb 50 km stärker als 1 m/s.

In der Mesosphäre stehen ab 60 km Höhe ausreichende Beobachtungen für systematische Untersuchungen der Gezeitenwinde zur Verfügung. In mittleren und hohen Breiten bleiben die Amplituden des ganztägigen Gezeitenwindes im allgemeinen unter 10 m/s mit typischen Werten von 5 m/s. Eine Amplitudenzunahme zwischen 70 und 100 km Höhe ist im Mittel nicht vorhanden (FELLOUS u.a. 1975). Die Amplitude geht ab etwa 60 km Höhe sogar etwas zurück oder bleibt gleich.

Der halbtägige Gezeitenwind nimmt dagegen in seiner Stärke auch oberhalb 50 km zu und dominiert ab etwa 80 km Höhe (in mittleren Breiten). Ein typischer Tagesgang des Windes in 95 km Höhe nach Meteorwindmessungen in Kühlungsborn ist in Bild 1 dargestellt. Die Tagesvariation $V(t)$ der stündlichen Meßwerte für die zonale (Ost-West) und meridionale (Nord-Süd) Komponente wurde hierbei mittels einer harmonischen Analyse wie folgt als Summe mehrerer Anteile approximiert:

$$V(t) = V_0 + V_1 \cos(2\pi/24) (t-t_1) + V_2 \cos(2\pi/12) (t-t_2). \quad (1)$$

V_0 stellt hier den mittleren Wind (des gesamten Tages) dar;

V_1 und V_2 sind die Amplituden des ganztägigen (Periode 24 Std.) und halbtägigen (12-stündigen) Gezeitenwindes, die Phasen t_1 und t_2 sind Zeitpunkte des Maximums (Angabe in mittlerer Ortszeit; LMT). Man erkennt an der guten Approximation nach Gleichung (1), daß die benutzten Harmonischen die Hauptanteile des Windes in diesem Höhenbereich darstellen. Für das Beispiel in Bild 1 ergeben sich die Zahlenwerte der Tabelle 1 (V_0, V_1, V_2 in m/s, t_1, t_2 in LMT).

Tabelle 1

	V_0	V_1	t_1	V_2	t_2
meridional	+4	9	9,2	28	4,1
zonal	+24	4	4,5	24	7,0

Wie schon aus Bild 1 ersichtlich, dominiert der halbtägige Gezeitenwind V_2 , wobei aber in diesem Falle auch ein merkbarer ganztägiger Gezeitenwind bei der Meridional-Komponente (9 m/s) erkennbar ist. Dieses Beispiel zeigt ferner, daß die Amplitude des halbtägigen Gezeitenwindes V_2 die gleiche Größe wie der zonale mittlere Wind V_0 haben kann. Die Phase t_2 der meridionalen Komponente läuft derjenigen der zonalen Komponente um etwa 3 Std., entsprechend 90°, voraus (Tab. 1).

Der Tagesgang in Bild 1 stellt die zeitliche Beobachtung des Windes in einem Punkte beim Durchlaufen einer ganztägigen und halbtägigen Gezeitenwelle dar. Da es sich um solare Gezeitenwellen handelt (horizontale Ausbreitung von Ost nach West), beobachtet man in Abhängigkeit von der Ortszeit an Stationen gleicher Breite und in der gleichen Höhe (abgesehen von möglichen Längeneffekten) im wesentlichen den gleichen Tagesgang, also gleiche Amplituden und Phasen (vgl. SPRENGER u. SCHMINDER 1968).

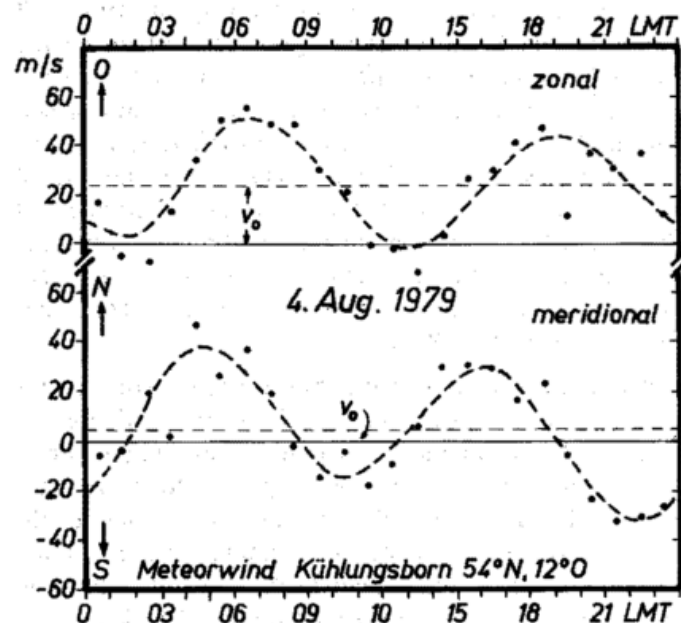


Bild 1: Beispiel eines Tagesganges des Windes in 95 km Höhe nach Meteorwindmessungen in Kühlungsborn mit Anpassung durch die ganztägige und halbtägige Schwingung sowie eines mittleren Windes (V_0).

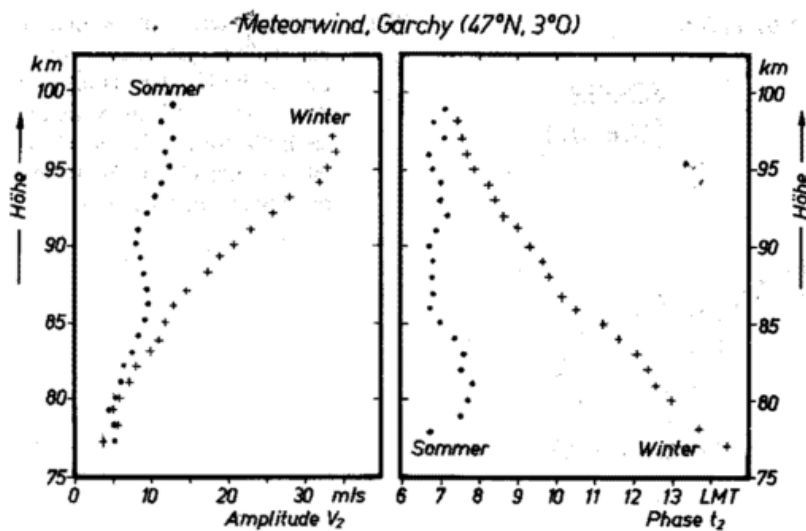


Bild 2: Mittlere Vertikalprofile der Amplitude und Phase V_2, t_2 des halbtägigen Windes für Sommer und Winter in der Mesopausenregion nach FELLOUS u.a. (1975).

Die Gezeitenwellen breiten sich, ausgehend von ihren Anregungsquellen (vgl. Abschnitt 4), auch in der Vertikalen aus. Die unterschiedliche Höhenvariation des halbtägigen Gezeitenwindes im Sommer und im Winter illustriert Bild 2 mit Ergebnissen der Meteorwindstation Garchy (Frankreich) (nach FELLOUS u.a. 1975). Danach werden im Winter höhere Amplituden beobachtet. Die Phasenausbreitung erfolgt von oben nach unten, im Sommer aber viel langsamer als im Winter. Nach Bild 2 ergeben sich danach im Winter vertikale Wellenlängen von etwa 40 km; im Sommer liegen sie dagegen bei 300 km.

Der halbtägige Gezeitenwind hat einen typischen Jahresgang. Für die Amplitude V_2 ergibt sich im langjährigen Mittel ein Verlauf, wie er in Bild 3 durch die Ergebnisse von Meteorwindmessungen in Kühlungsborn für 90-100 km Höhe gezeigt wird. Die Winterwerte sind höher als diejenigen im Frühjahr und Fröhsommer (vgl. Bild 2), wobei im August bis September die absolut größten Werte erreicht werden. Gezeigt werden außerdem die Werte für 1990 nach

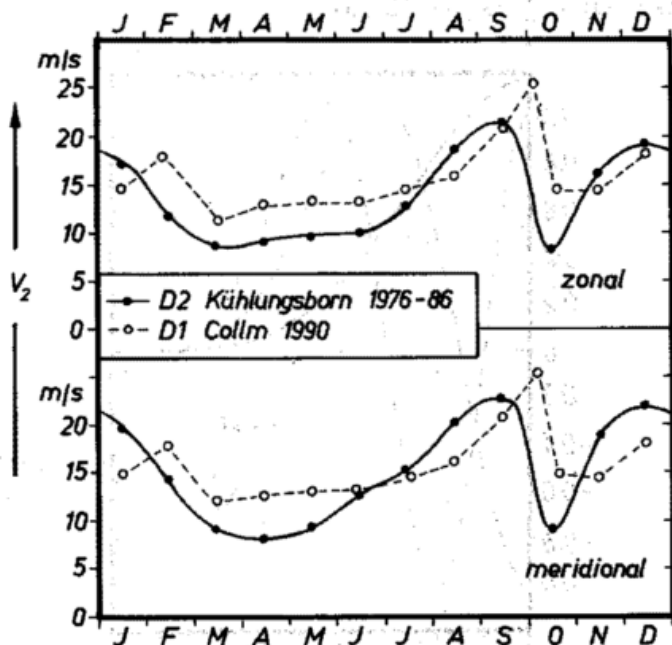


Bild 3: Jahresgang der Amplitude des halbtägigen Gezeitenwindes in 90-100 km Höhe nach Messungen an den Stationen Kühlungsborn und Collm.

D1-Messungen an der Station Collm (SCHMINDER 1991). Trotz verschiedener Abweichungen vom langjährigen Mittel für Kühlungsborn ist auch in einem einzelnen Jahr bei einer Station etwa gleicher Breite (und mit anderer Meßmethode) grundsätzlich der gleiche Jahresgang erkennbar. Wie weiter unten noch erläutert wird und aus den beiden Oktoberwerten für 1990 erkennbar, ist das sehr tiefe Oktoberminimum des langjährigen Mittels nicht real.

Das Verhalten der Phase t_2 im langjährigen Mittel ist in Bild 4 dargestellt. Die Werte sind zweimal, im 12-Stunden-Abstand, aufgezeichnet entsprechend der Mehrdeutigkeit der Phase. Die Maxima des Gezeitenwindes treten danach im Winter etwa 2 Stunden später ein als im Sommer (vgl. Bild 2 für 90 km Höhe). Im Oktober sind zwei mögliche schnelle Phasendurchläufe angedeutet (A und B), die in Einzeljahren auch beobachtet werden (SPRENGER u.a. 1969). Eine Mittelung der Tagesgänge einer solchen Periode führt zu einer teilweisen Auslöschung der Amplitude und ergibt das in Bild 3 gezeigte, nicht echte tiefe Oktoberminimum. Die Einzeltage weisen die nach dem Jahresgang

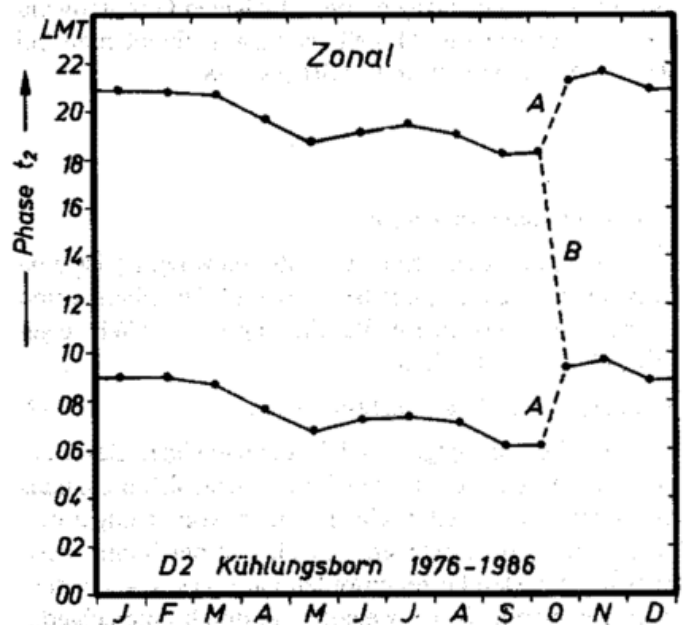


Bild 4: Jahresgang der Phase der Zonalkomponente des halbtägigen Gezeitenwindes (Zeitpunkt des Maximums) nach Meteorwindmessungen in Kühlungsborn (A, B: in Einzeljahren beobachtbare schnelle Phasenvariationen).

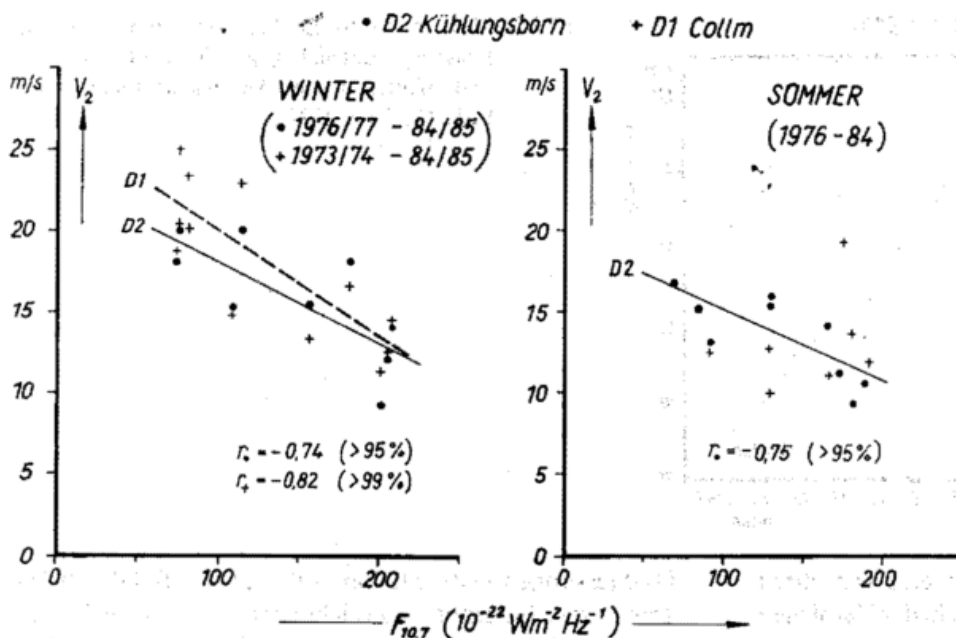


Bild 5: Abhängigkeit der Amplitude des halbtägigen Gezeitenwindes in 90-100 km Höhe von der solaren 10,7 cm-Strahlung als Indikator der Sonnenaktivität (r - Korrelationskoeffizient mit Signifikanzangaben).

zu erwartenden relativ hohen Amplituden auf (SPRENGER u.a. 1969; SCHMINDER 1991), welche erhalten bleiben, wenn man entsprechende kürzere Abschnitte des Monats mittelt (vgl. Bild 3).

Außer einer Veränderlichkeit von Jahr zu Jahr treten auch langfristige Änderungen der Amplitude des halbtägigen Gezeitenwindes auf. So wurde an den Observatorien Kühlungsborn und Collm seit 1957/58 eine Abhängigkeit vom 11-jährigen Zyklus der Sonnenaktivität festgestellt (GREISIGER u.a. 1987). Als Beispiel zeigt Bild 5 die Abnahme der Amplitude V_2 bei einer Verstärkung der solaren 10,7 cm-Radiostrahlung, welche als guter Indikator der Sonnenaktivität gilt.

Der ganztägige Gezeitenwind ist in mittleren Breiten im Höhenbereich 60-100 km meist bedeutend schwächer als der halbtägige Gezeitenwind. Amplitude und Phase variieren relativ stark. Eine Zusammenstellung neuerer Ergebnisse über den ganztägigen und halbtägigen Gezeitenwind sowie Vergleiche mit Modellergebnissen findet man bei MANSON u.a. (1989) und FORBES (1989).

4 Theoretische Grundlagen

Die Anregungsquelle einer Gezeitenschwingung ist eine Funktion der Höhe z , der Breite φ und der Länge λ und natürlich der Tagszeit t in Verbindung mit der Winkelgeschwindigkeit ω der Erde:

$$G(z, \varphi, \lambda, t) = G_n(z, \varphi) \exp[i(n\omega t + s\lambda)] \quad (2)$$

($n = 1$ für die ganztägige, $n = 2$ für die halbtägige Gezeitenschwingung usw.). In gleicher Form lassen sich die daraus resultierenden Gezeitenschwingungen von Temperatur, Druck und Wind darstellen. Für die mit der Sonne westwärts wandernden Gezeitenwellen gilt $n = s$, $s = 0$ bedeutet eine stehende Welle, welche z. B. durch unterschiedliche thermische Anregung von Kontinenten und Ozeanen angeregt werden kann.

Die Gezeitenschwingungen erfassen die gesamte Erdatmosphäre und können daher nur als sphärisches Problem

behandelt werden. In der klassischen Gezeitentheorie (SIEBERT 1961; CHAPMAN u. LINDZEN 1970) wird von einer Atmosphäre in Ruhe (kein Grundwind) mit einem einheitlichen Temperaturprofil ausgegangen. Die Luft wird als ideales Gas behandelt (keine Dissipation). Als Bewegungsgleichung kann dann die Euler'sche Gleichung der Hydrodynamik benutzt werden. Benötigt wird noch die Energiegleichung, welche die Anregungsquelle enthält, sowie die Kontinuitätsgleichung. Die Gezeitenschwingungen werden als kleine Störungen des Grundzustandes aufgefaßt, was zunächst nur bis in Höhen von etwa 80 km gerechtfertigt erscheint (vgl. Bild 2). Nach einer Linearisierung der Gleichungen besteht noch das Problem der Trennung der Höhen- und Breitenabhängigkeit (vgl. Gl. (2)). Das wird durch eine Entwicklung nach Breitenfunktionen (Hough'sche Funktionen) in der Form

$$G_n(z, \varphi) = \sum_{k=1}^{\infty} G_{n,k}(z) H_{n,k}(\varphi) \quad (3)$$

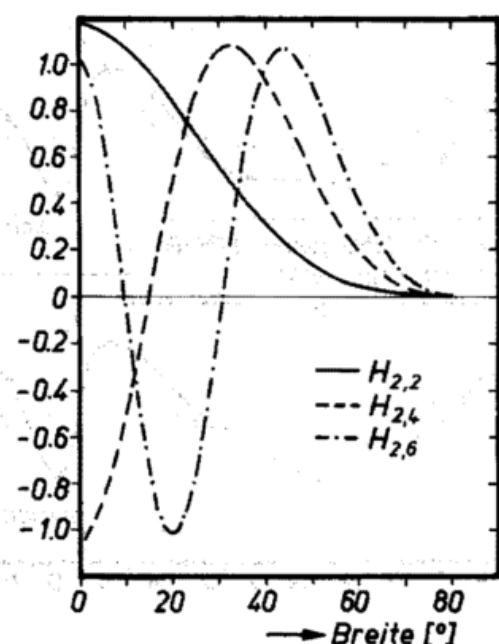
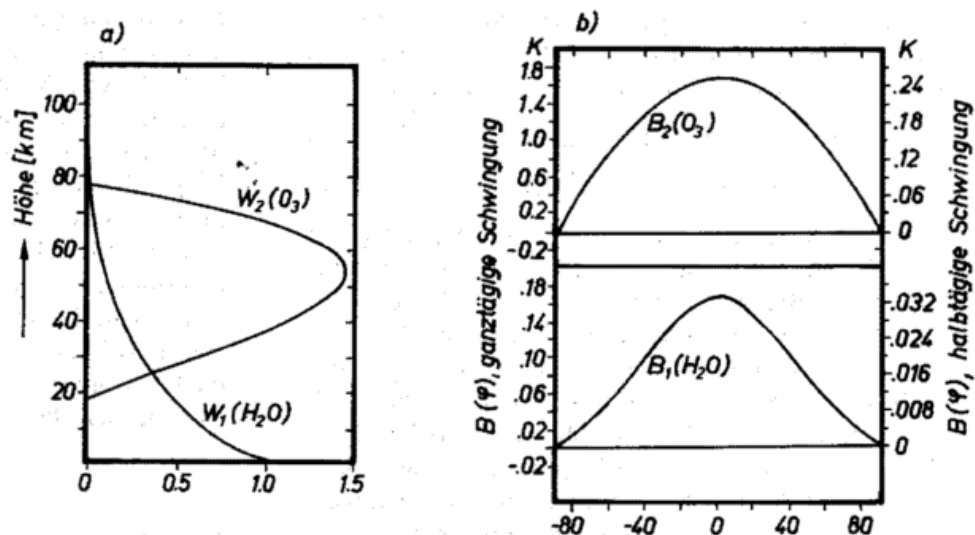


Bild 6: Die ersten drei bezüglich des Äquators symmetrischen Hough'schen Funktionen für die halbtägige Gezeitenschwingung (nach CHAPMAN u. LINDZEN 1970).

Bild 7: a) Vertikale -Verteilung der thermischen Anregung durch Ozon und Wasserdampf für die Äquinoktien, b) Breitenverteilung der entsprechenden Anregungen für die ganztägige (linke Ordinate) und halbtägige Schwingung (rechte Ordinate), Amplitude in Kelvin (nach CHAPMAN u. LINDZEN 1970).



gelöst. (Gilt in dieser Form für die Druckschwingung und die Anregung.) Die Gezeitenschwingung einer bestimmten Periode (Index n) setzt sich danach aus einer Summe von Wellentypen (modes) zusammen, welche sich durch unterschiedliche vertikale Abhängigkeit $G_{n,k}(z)$ und Breitenabhängigkeit $H_{n,k}(\varphi)$ unterscheiden.

Man erhält schließlich zwei gewöhnliche Differentialgleichungen zweiter Ordnung, die Vertikalgleichung für $G_{n,k}(z)$ und die Laplace'sche Gezeitengleichung, eine Eigenwertgleichung für die Hough'schen Funktionen $H_{n,k}$. Tabellen dieser Funktionen findet man bei CHAPMAN u. LINDZEN (1970) und bei KATO (1980). Die ersten drei symmetrischen Hough'schen Funktionen für die halbtägige Schwingung sind in Bild 6 dargestellt. Die Breitenfunktionen für die Gezeitenwindkomponenten leiten sich aus den Hough'schen Funktionen ab (CHAPMAN u. LINDZEN 1970).

Die in der Atmosphäre vorherrschenden thermischen (solaren) Gezeiten werden durch Absorption der Sonnenstrahlung während der Tagesstunden angeregt. Der Tagesgang der Anregung setzt sich im wesentlichen aus einer dominierenden ganztägigen Harmonischen und einer um das Sechsfache schwächeren halbtägigen Harmonischen zusammen (vgl. Bild 7b). Die wesentlichen Absorber sind Wasserdampf (verschiedene Infrarot-Banden) sowie Ozon (zwei UV-Banden, eine im sichtbaren Licht), wobei Ozon

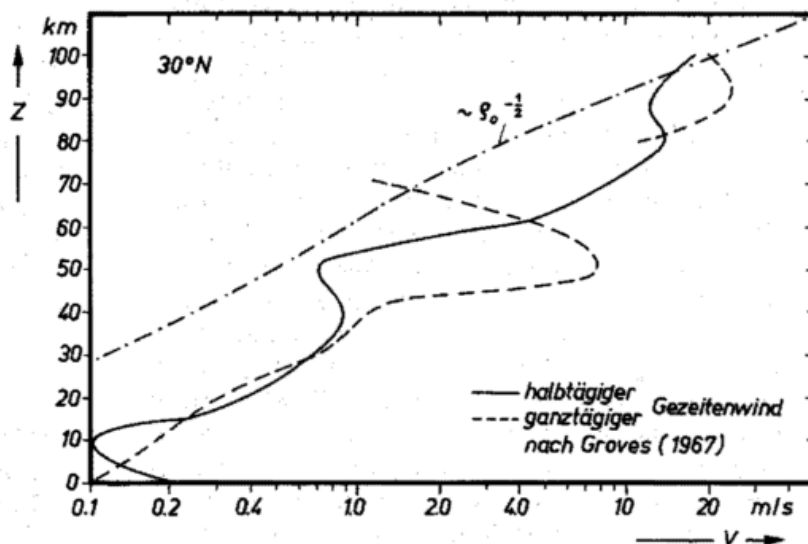
eine etwa 10-fach stärkere Anregung liefert (Bild 7b). In Bild 7 sind für die ganztägige und halbtägige Gezeitenschwingung die Anregungsquellen dieser beiden Absorber in ihrer Höhen- und Breitenabhängigkeit dargestellt. Die Gesamtquelle hat demnach die Form

$$Q(z, \varphi) = Z_1(z) B_1(\varphi) + Z_2(z) B_2(\varphi) \quad (4)$$

Ein Vergleich der Funktionen B_1 und B_2 mit Bild 6 zeigt, daß diese Breitenfunktionen bei der halbtägigen Schwingung gut durch die Hough'sche Funktion $H_{2,2}$ beschreibbar sind. Bei der ganztägigen Schwingung haben die Hough'schen Funktionen eine komplexere Struktur, so daß mehrere für die Approximation von B_1 und B_2 benötigt werden.

Aus der in Bild 7 gezeigten Struktur der Anregungsfunktionen läßt sich z. B. erklären, warum die halbtägige Schwingung oberhalb etwa 60 km stärker als die ganztägige werden kann, obwohl ihre Anregung sechsfach schwächer ist. Für den Wellentyp (2,2) ergibt die Lösung der Vertikalgleichung eine sehr große vertikale Wellenlänge (ca. 300 km), die die Ausdehnung der Quelle Z_2 weit übersteigt. Bei der ganztägigen Schwingung treten eine Reihe von Wellentypen auf mit relativ kleinen Wellenlängen, wodurch im Gebiet der Quelle Z_2 eine teilweise Auslöschung erfolgt. Die halbtägige Welle wird also von der O_3 -Quelle besonders effektiv abgestrahlt. Bild 8 zeigt Beobachtungsergebnisse, die dieses Verhalten gut erkennen lassen.

Bild 8: Beobachtete vertikale Amplitudenzunahme von ganztägigem und halbtägigem Gezeitenwind im Vergleich zum exponentiellen Anstieg der inversen Wurzel aus der atmosphärischen Dichte.



Nach der klassischen Gezeitentheorie ergeben sich für die Zonalkomponente u_2 und die Meridional Komponente v_2 des halbtägigen Gezeitenwindes folgende Ausdrücke

$$u_2(z, \varphi, t) = A(z) U_2(\varphi) \exp[i(k_1 z + 2\omega t)] \quad (5)$$

$$v_2(z, \varphi, t) = i A(z) V_2(\varphi) \exp[i(k_1 z + 2\omega t)] \quad (6)$$

falls die Schwingung aus einem einzelnen Wellentyp mit der vertikalen Wellenzahl k_1 und der zonalen bzw. meridionalen Breitenfunktion U_2 bzw. V_2 besteht. Da $i = \exp(i\pi/2)$ einen zusätzlichen Phasenwert von 90° ergibt, läuft das Maximum von v_2 dem von u_2 bei der halbtägigen Schwingung auf der Nordhalbkugel um 3 Std. voraus (umgekehrt auf der Südhalbkugel); was im Mittel auch beobachtet wird (vgl. Bild 1). Aus Gleichung (5) und (6) folgt ferner, daß die Phasenausbreitung von oben nach unten verläuft, denn ein bestimmter Phasenwert $\phi_0 = 2\omega t_0 + k_1 z$ wird bei abnehmender Höhe z zu einem späteren Zeitpunkt t_0 erreicht. Das entspricht ebenfalls der Beobachtung (vgl. Bild 2).

Für den Amplitudenanteil $A(z)$ gilt

$$A(z) \sim e^{z/2H} \quad (7)$$

(H ist die Skalenhöhe der Atmosphäre). Die Amplitude nimmt also exponentiell mit der Höhe zu, und zwar proportional $1/\sqrt{\rho_0}$, wobei ρ_0 die atmosphärische Dichte ist. Das gilt natürlich nur im Bereich der freien Ausbreitung der Gezeitenwelle, also außerhalb der Anregungsquelle. Bild 8 zeigt an Beobachtungsergebnissen, daß im Mittel dieser exponentielle Anstieg vom Erdboden bis in große Höhen stattfindet, aber ab ca. 100 km begrenzt erscheint.

Man kann sagen, daß die klassische Gezeitentheorie wesentliche Eigenschaften der beobachteten Gezeitenschwingungen gut wiedergeben kann. Wegen der fehlenden Berücksichtigung eines Grundwindes mit seiner Höhen- und Breitenabhängigkeit sowie eines damit gekoppelten meridionalen Temperaturgradienten können z. B. jahreszeitliche Variationen nicht und Breitenvariationen nur unzureichend wiedergegeben werden. Außerdem sind die schon unterhalb 100 km Höhe stark zunehmenden dissipativen Effekte (Wärmeleitfähigkeit, molekulare und turbulente Diffusion, Ionen-Reibung u.a.) und nichtlineare Wechselwirkungen (z. B. mit dem Grundwind) nicht mehr zu vernachlässigen.

Berücksichtigt man einen meridionalen Temperaturgradienten, so lassen sich die Gezeitengleichungen nicht mehr, wie in der klassischen Theorie, in die Vertikalgleichung und die Laplace'sche Gezeitengleichung aufspalten. Es tritt eine Moden-Kopplung ein und damit die Anregung weiterer Gezeiten-Wellentypen, die nicht in der thermischen Anregung enthalten sind (WALTERSCHEID u.a. 1980). In einem sehr umfassenden Modell von FORBES (1982 a,b) sind die meisten der in der klassischen Theorie nicht enthaltenen physikalischen Prozesse sowie neuere experimentelle Ergebnisse bei der Berechnung der Anregungsfunktionen berücksichtigt. So kommt z. B. oberhalb 90 km als zusätzlicher Absorber O_2 dazu. FORBES bleibt aber bei der linearen Theorie und nimmt wie in der klassischen Theorie keine Längenabhängigkeit an. Ein Vergleich mit beobachteten jahreszeitlichen und Breitenvariationen des ganztägigen und halbtägigen Gezeitenwindes in der

Mesopausenregion (80-100 km) ergibt zwar nicht immer eine gute quantitative Übereinstimmung (vgl. FORBES u. VIAL 1989), scheint diese Näherungen in diesem Höhenbereich jedoch in Anbetracht der auch bestehenden Ungenauigkeiten bei den Modell-Eingabedaten zu rechtfertigen. Vergleiche von experimentellen und theoretischen Ergebnissen aus dem internationalen MAP-Programm wurden von FORBES (1989) zusammengestellt. In einem dreidimensionalen Modell von KÄHLER (1988) werden auch nichtlineare Effekte berücksichtigt. Diese führen über eine Wechselwirkung mit den halbtägigen Gezeiten vor allem in niederen Breiten und oberhalb 70 km zu einer Beeinflussung des zonalen Grundwindes.

5 Ausblick

Die Gezeitenschwingungen stellen im oberen Teil der Mittleren Atmosphäre einen wesentlichen Faktor in der Energiebilanz dar. Genaue Kenntnisse über räumliche und zeitliche Variationen sind daher gefragt. Von Beobachtung und Theorie sind in den letzten Jahren dahingehend große Anstrengungen unternommen. Dabei wurde auch eine Reihe von Fortschritten erzielt (FORBES 1989). Beim Vergleich von Messungen und Modellergebnissen ergeben sich prinzipielle Schwierigkeiten, weil von der Theorie die starke Variabilität der gleichzeitig wirkenden physikalischen Prozesse schwerlich berücksichtigt werden kann. Daher zielt das ATMAP-Programm auf die Bestimmung klimatologischer Werte der Gezeitenschwingungen (MANSON u.a. 1989), um bessere quantitative Vergleiche zwischen Experiment und Theorie zu ermöglichen. Auf Lücken bei der Modellierung weist z. B. das in Bild 5 gezeigte Ergebnis über die solare Abhängigkeit der halbtägigen Gezeitenschwingung hin. Die starke Antikorrelation ist mit den bisherigen Modellen und Meßergebnissen über die solare Strahlung nicht erklärbar (GREISIGER u.a. 1987).

Unberücksichtigt blieb bisher bei der Modellierung die Wechselwirkung mit planetaren Wellen. Ferner fehlt eine konsistente Bestimmung der turbulenten Diffusion als Dämpfungsprozeß für die Gezeitenschwingungen oberhalb ca. 80 km Höhe. Die Turbulenz wird hier im wesentlichen durch Brechung interner atmosphärischer Schwerewellen erzeugt (vgl. Beiträge 12 und 13), bei deren vertikaler Ausbreitung das Gesamtwindfeld einschließlich der Gezeitenwinde zu berücksichtigen wäre.

Die Anregung und Ausbreitung der thermischen Gezeitenschwingungen werden von der Atmosphäre in ihrer Gesamtheit bestimmt. Daher müssen für eine Modellierung die entsprechenden globalen Felder von Absorbern, von Temperatur, Grundwind, dissipativen Faktoren etc. möglichst gut bekannt sein. Hier gibt es naturgemäß noch Lücken, die aber, z. B. mit Satellitenbeobachtungen, immer mehr geschlossen werden können.

Literatur

CHAPMAN, S.; R. S. LINDZEN; 1970: Atmospheric Tides - Thermal and Gravitational; D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht-Holland, 200 S.

- FELLOUS, J. L.; R. BERNARD; M. GLASS; M. MASSEBEUF; A. SPIZZICHINO; 1975: A study of the variation of atmospheric tides in the meteor zone; *J. Atm. Terr. Phys.*, 37, S. 1511-1524.
- FORBES, J. M.; 1985: Atmospheric Tides Middle Atmosphere Program (ATMAP); in *Handbook for MAP*, Vol. 17, ed. C. F. SECHRIST, S. 36-81, Urbana, Ill.
- FORBES, J. M.; 1982 a: Atmospheric tides 1: Model description and results for the solar diurnal components; *J. Geophys. Res.* 87, S. 5222-5240.
- 1982 b: Atmospheric tides 2: The solar and lunar semi-diurnal components; *J. Geophys. Res.* 87, S. 5241-5252.
- FORBES, J. M.; 1989: Atmospheric tides. Papers from the Intern. Middle Atmosphere Programm Symp., July 1988. Guest Editor J. M. FORBES; *J. Atm. Terr. Phys.* 51, No. 7/8 (Special issue).
- FORBES, J. M.; F. VIAL; 1989: Monthly simulations of the solar semi-diurnal tide in the mesosphere and lower thermosphere; *J. Atmos. Terr. Phys.* 51, S. 649-661.
- FUKAO, S.; K. AOKI; K. WAKASUGI; T. TSUDA; S. KATO; D. A. FLEISCH; 1981: Some further results on the lower stratospheric winds and waves over Jicamarca; *J. Atm. Terr. Phys.* 43, S. 649-661.
- GREENHOW, J. S.; E. L. NEUFELD; 1961: Winds in the upper atmosphere; *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 87, S. 472-489.
- GREISIGER, K. M.; R. SCHMINDER; D. KÜRSCHNER; 1987: Long-period variations of wind parameters in the mesopause region and the solar cycle dependence; *J. Atm. Terr. Phys.* 49, S. 281-285.
- GROVES, G. V. F.; 1967: Diurnal and semi-diurnal S-N wind components in the upper atmosphere derived from rocket measurements; *Space Research VII/2*, 986-1000, North-Holland Publ. Comp., Amsterdam.
- KÄHLER, M.; 1988: Thermische Gezeiten in einem dreidimensionalen Zirkulationsmodell; Freie Universität Berlin, Institut für Meteorologie, Meteorol. Abh., Neue Folge, Serie A Monographien, Bd. 5/Heft 3, Verl. D. Reimer, Berlin.
- KATO, S.; 1980: Dynamics of the Upper Atmosphere; Center for Academic Publications Japan/Tokyo; D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, 233 S.
- MANSON, A. H.; C. E. MEEK; H. TEITELBAUM; F. VIAL; R. SCHMINDER; D. KÜRSCHNER; M. J. SMITH; G. J. FRASER; R. R. CLARK; 1989: Climatologies of the semi-diurnal and diurnal tides in the middle atmosphere (70-110 km) at middle latitudes (40-55°); *J. Atmos. Terr. Phys.* 51, S. 579-593.
- ROPER, R. G.; 1984: MWR-Meteor wind radars, Ground Based Techniques; ed. by R. A. VINCENT, *Handb. for MAP* 13, S. 124-134, Urbana, Ill.
- RÜSTER, R.; I. M. REID; 1990: VHF-Radar observations of the dynamics of the summer polar mesopause region; *J. Geophys. Res.* 95, S. 10005-10016.
- SCHMINDER, R.; D. KÜRSCHNER; 1984: D1 LF Wind measurements in the 90 to 100 km height range, Ground-based techniques; ed. R. A. VINCENT, *Handbook for MAP*, Vol 13, S. 248-261, Urbana, Ill.
- SCHMINDER, R.; 1991: persönliche Mitteilung
- SIEBERT, M.; 1961: Atmospheric tides, in *Adv. in Geophysics*, Vol. 7, Academic Press, New York, S. 105-187.
- SPRENGER, K.; R. SCHMINDER; 1968: On the significance of ionospheric drift measurements in the l.f. range; *J. Atm. Terr. Phys.* 30, S. 693-700.
- SPRENGER, K.; K. M. GREISIGER; R. SCHMINDER; 1969: Seasonal changes in phase of the semidiurnal tidal wind component in the lower ionosphere; *Ann. Geophys.* 25, S. 505-509.
- WALTERSCHEID, R. L.; J. G. de VORE; S. V. VENKATESWARAN; 1980: Influence of mean zonal motion and meridional temperatur gradients on the solar semi-diurnal atmospheric tide: A revised spectral study with improved heating rates; *J. Atmos. Sci.* 37, S. 455-470.

8

B. NAUJOKAT

Stratosphärenenerwärmungen: Synoptik

1 Einleitung

Vor nunmehr 40 Jahren wurde die erste mittwinterliche Stratosphärenenerwärmung von SCHERHAG (1952) entdeckt, als die Radiosondennmessungen über Berlin im Februar 1952 einen explosionsartigen Temperaturanstieg von 40 K innerhalb von zwei Tagen im 10-hPa-Niveau zeigten. Diese erste synoptische Beschreibung einer derartigen Erwärmung führte zu der Bezeichnung *Berliner Phänomen*, obwohl dies durchaus kein lokales Phänomen war, wie sich in den Folgejahren erwies.

Die frühen Untersuchungen der Stratosphärenenerwärmungen waren, bedingt durch die Beobachtungsmöglichkeiten, auf die untere und mittlere Stratosphäre der Nordhalbkugel beschränkt. Bald (etwa ab 1958) ergänzten meteorologische Raketen das Radiosondennetz und erweiterten den Höhenbereich bis ca. 80 km, und ab 1969 standen Spektrometer-

und Radiometermessungen von Satelliten zur Verfügung, die globale Felder lieferten – wenn auch mit schlechterer vertikaler Auflösung. Inzwischen sind, insbesondere für die obere Stratosphäre und die Mesosphäre, weitere Meßtechniken (z.B. Radar und Lidar) hinzugekommen (vgl. Beiträge 7, 12 und 14).

Seit dem IGY (International Geophysical Year) 1957 werden am Meteorologischen Institut der Freien Universität Berlin tägliche Höhenfelder, seit dem IQSY (International Quiet Sun Year) 1964 auch Temperaturfelder verschiedener stratosphärischer Druckflächen bis heute analysiert. Der vorhandene Datensatz (erhältlich als gedruckte Karten in den Meteorologischen Abhandlungen des Instituts und als geographische Schnittpunkte auf Datenträgern) bietet eine gute Grundlage für die Darstellung und Erforschung der Stratosphärenenerwärmungen. In diesem Zusammenhang sei

auch auf die seit 1972 jährlich als Beilage zur Berliner Wetterkarte veröffentlichten ausführlichen Berichte über die stratosphärischen Winter hingewiesen.

Bereits während des IQSY wurde ein Warnsystem ins Leben gerufen, um die Meßaktivitäten während der auftretenden Erwärmungen weltweit zu koordinieren. Basierend auf den in den folgenden Jahren gesammelten Erkenntnissen wurde 1974 im Rahmen der WMO (World Meteorological Organisation) ein verbessertes Warnprogramm eingeführt und bis heute fortgeführt. Diese STRATALERT- und GEOALERT/STRATWARM-Meldungen werden im Winter und Frühjahr der Nordhalbkugel täglich von der Stratosphärengruppe der Freien Universität Berlin herausgegeben und über das GTS (Global Telecommunication System) verbreitet. Sie informieren über den aktuellen Zustand der nordhemisphärischen Strato- und Mesosphäre und alarmieren die verschiedenen Forschungsgruppen nicht mehr nur bei Erwärmungen, sondern auch z.B. bei besonders tiefen Temperaturen im Zusammenhang mit der Ozonzerstörung (vgl. Beitrag 11).

Die Stratosphärenerwärmungen sind auf der Nordhalbkugel in ihrer Intensität und ihrem räumlichen und zeitlichen Auftreten sehr variabel, wie die Temperaturen am Nordpol in der 10-hPa-Fläche für die 10 Winter 1978/79 bis 1987/88 zeigen (Bild 1, aus LABITZKE und van LOON 1991). Daher wurden für das Warnprogramm Kriterien entwickelt, die auf einer Einteilung der beobachteten Stratosphärenerwärmungen nach ihrem synoptischen Erscheinungsbild basie-

ren. Dabei wurde die Größenordnung einer Erwärmung definiert in Abhängigkeit von dem Betrag des Temperaturanstiegs, von der vertikalen und räumlichen Ausdehnung sowie von dem Effekt auf die hemisphärische (oder auch globale) Zirkulation. Diese Definitionen der verschiedenen Erwärmungstypen sind nach heutigem Erkenntnisstand zwar erweiterungswürdig, aber durchaus noch gültig. Sie werden im folgenden verwandt, zu Beginn der einzelnen Abschnitte vorgestellt und jeweils für einen typischen Fall an Hand von Karten und charakteristischen Kenngrößen dargestellt. Die Dynamik der Erwärmungen und ihre Modellierung werden in den Beiträgen 9 und 10 abgehandelt.

2 Kleine Mittwinterliche Erwärmungen

- *Minor Warmings* sind definiert durch einen kräftigen Temperaturanstieg in kurzer Zeit (mindestens 25 K in einer Woche) in irgendeiner stratosphärischen Schicht in irgendeinem Gebiet der Winterhemisphäre.

Diese Erwärmungen sind häufig auf die obere Stratosphäre beschränkt, jedenfalls dort stärker ausgeprägt als in den unteren Schichten. Trotz manchmal mit großen Erwärmungen vergleichbarer Intensität des Temperaturanstiegs bleibt der Polarwirbel unbeeinflusst. Minor Warmings unterschiedlicher Stärke werden in jedem Winter (meist mehrmals) beobachtet.

Ihr typisches Erscheinungsbild soll an Hand des starken

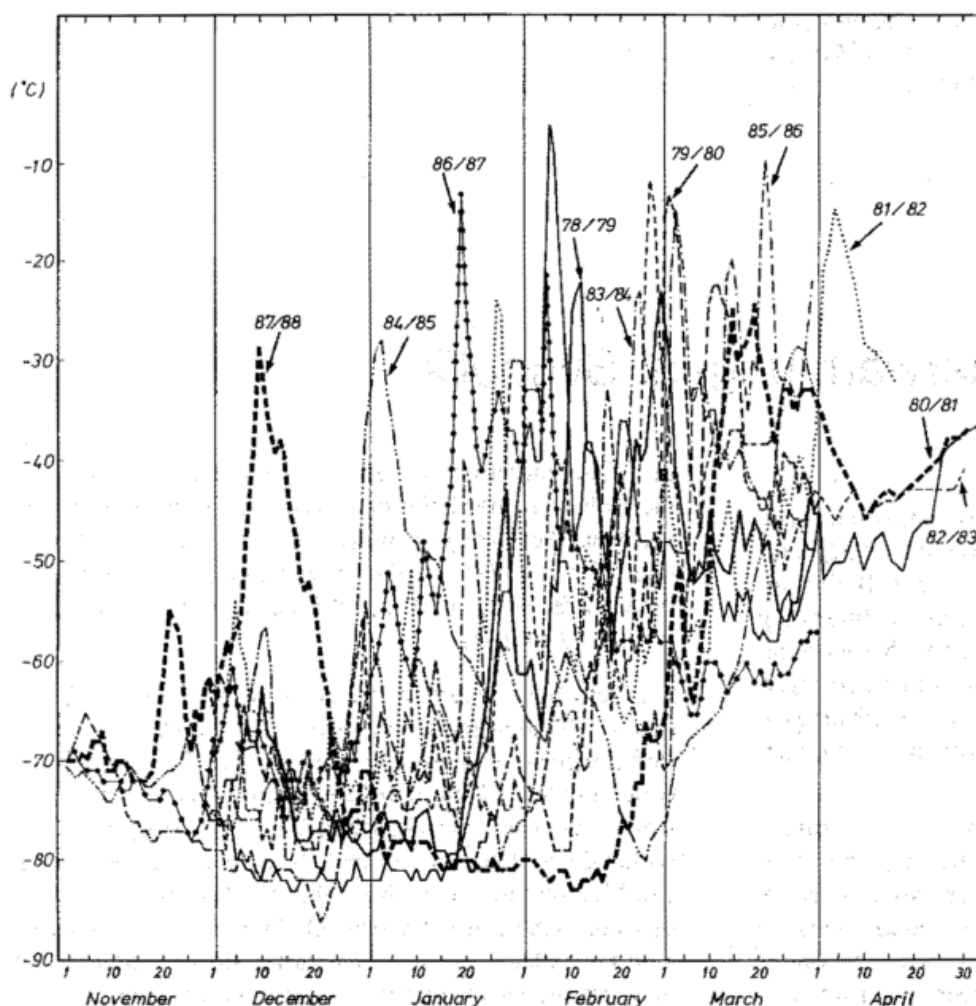


Bild 1: Temperaturverlauf am Nordpol in 10 hPa während der 10 Winter 1978/79 bis 1987/88 (aus LABITZKE und van LOON 1991)

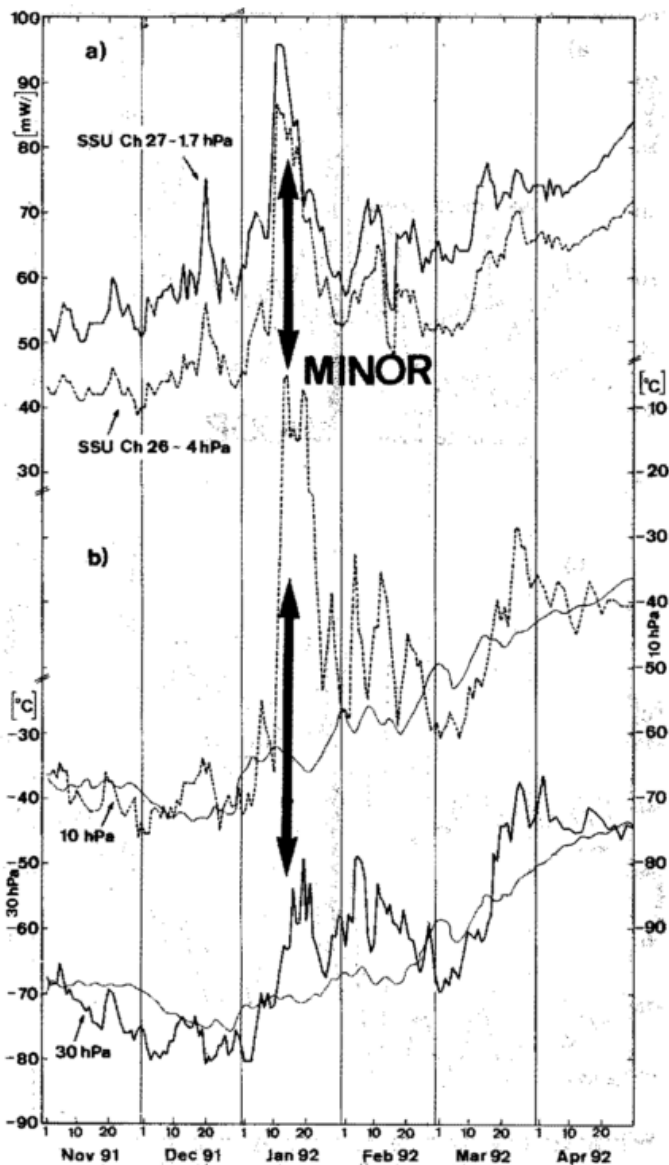


Bild 2: Temperaturverlauf am Nordpol im Winter 1991/92

- a) Strahlungsfluss ($\text{mW/m}^2 \text{sr}^{-1} \text{cm}$) im Kanal 27 und 26 des SSU, Hauptgewicht in 1.7 und 4 hPa
- b) Temperaturen ($^{\circ}\text{C}$) in 10 und 30 hPa, die dünnen Linien sind 20-jährige Mittelwerte (aus NAUJOKAT et al. 1992)

Ereignisses in diesem Jahr, im Januar 1992, beschrieben werden. Bild 2 zeigt den Temperaturverlauf am Nordpol im Winter 1991/92 für vier stratosphärische Niveaus. Die Strahlungsflüsse der beiden Kanäle des SSU (Stratospheric Sounding Unit) auf den NOAA-Satelliten können als Schwarzkörper-Temperaturen interpretiert werden, deren Hauptanteil entsprechend der Gewichtsfunktionen für diese Kanäle aus der oberen Stratosphäre stammen. Sie zeigen, daß die Erwärmung zuerst in den oberen Flächen auftritt und sich dann in abgeschwächter Form nach unten durchsetzt, während sich die obere Stratosphäre bereits wieder abkühlt.

Zur besseren Beurteilung des Zustands der winterlichen Stratosphäre dienen Kenngrößen (Bild 3), die aus täglichen Analysen berechnet werden: Der mittlere zonale Wind in 60°N (a) zeigt die Stärke des Polarwirbels und gegebenenfalls eine Zirkulationsumkehr an; die Temperaturdifferenz zwischen 60°N und dem Pol (d) gibt Auskunft über den Temperaturgradienten in hohen Breiten; die planetari-

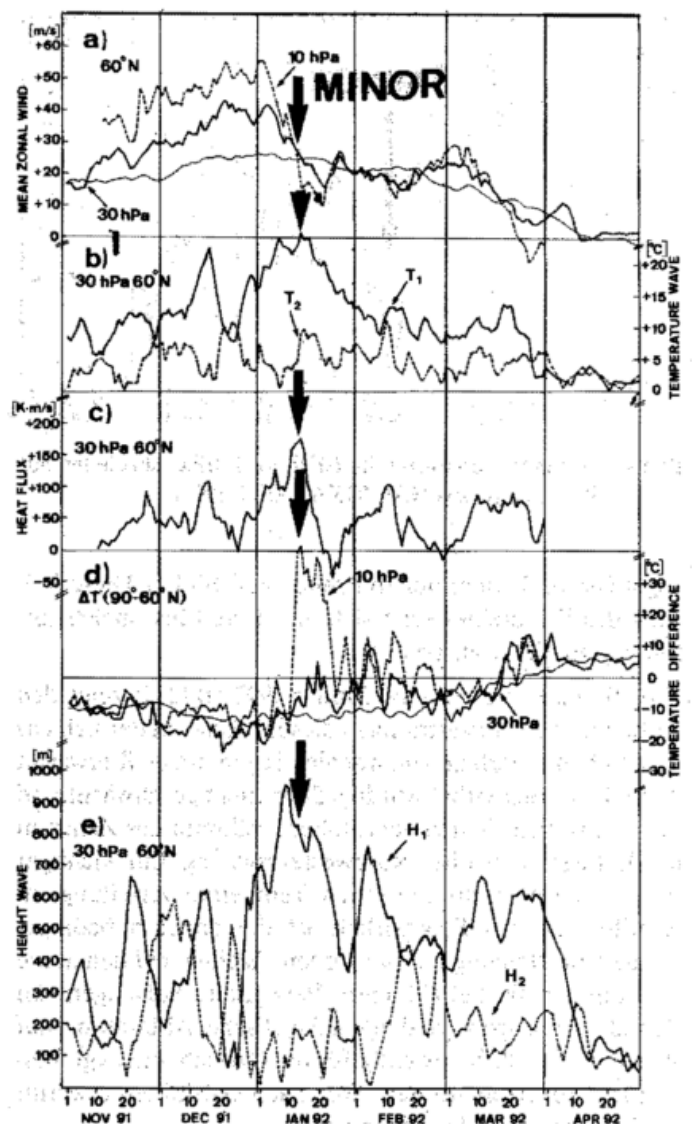


Bild 3: Kenngrößen in 60°N für den Winter 1991/92

- a) Mittlerer Zonalwind (m/s) in 10 und 30 hPa
- b) Amplituden der Temperaturwellen 1 und 2 ($^{\circ}\text{C}$) in 30 hPa
- c) Großturbulenter Wärmetransport (K m/s) in 30 hPa
- d) Temperaturdifferenz ($^{\circ}\text{C}$) zum Nordpol in 10 und 30 hPa
- e) Amplituden der Höhenwellen 1 und 2 (gpm) in 30 hPa, die dünnen Linien in a) und d) sind 20-jährige Mittelwerte (aus NAUJOKAT et al. 1992)

schen Wellen 1 und 2 der Temperatur (b) und der Höhe (e), die in 60°N ihre größten Amplituden haben, spielen bei der Entstehung von Stratosphärenerwärmungen eine wichtige Rolle (vgl. Beitrag 9) und sie übernehmen überwiegend den großturbulenten Wärmetransport in hohen Breiten (c). Danach kündigte sich die Erwärmung der oberen Stratosphäre im Januar 1992 in der unteren Stratosphäre bereits Ende Dezember 1991 an. Die Amplitude der planetarischen Welle 1 beginnt sich zu verstärken und verursacht einen kräftigen Wärmetransport nach Norden. Der Höhepunkt der Erwärmung wird erreicht, während die Aktivität der Höhenwelle bereits wieder abklingt. Über hohen Breiten herrscht bis zur 10-hPa-Fläche herab für längere Zeit ein positiver Temperaturgradient, der sich jedoch nur kurzfristig bis in die untere Stratosphäre durchsetzen kann. Der mittlere Zonalwind in 60°N nimmt deutlich ab (in 10 hPa stärker als in 30 hPa) und in der oberen Stratosphäre treten

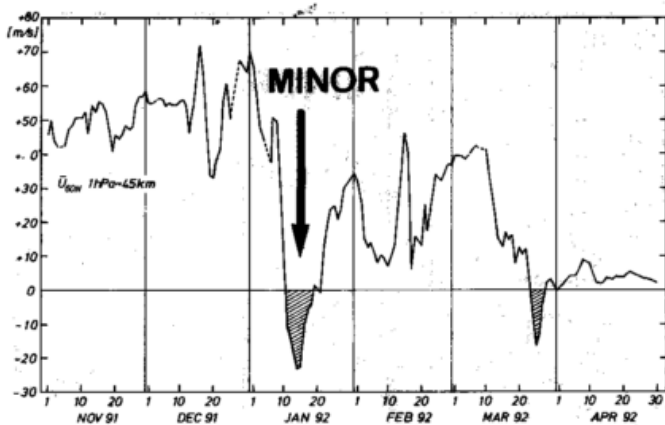


Bild 4: Mittlerer Zonalwind in 60°N in 1 hPa, abgeleitet aus SSU-Daten (aus NAUJOKAT et al. 1992)

sogar Ostwinde über hohen Breiten auf (Bild 4). Diese Störung des Windfeldes setzt sich bis in die Mesosphäre fort (NAUJOKAT et al. 1992).

Die 10-hPa-Karte vom 14. Januar 1992 (Bild 5) zeigt den Höhepunkt der Erwärmung in dieser Fläche, in der sich das Polargebiet innerhalb von nur vier Tagen um 60 K erwärmt hatte. Der Polarwirbel wurde jedoch nicht geschwächt und nur wenig nach Süden verschoben, während das Zentrum des Kältegebietes über Nordwesteuropa lag. Ein wichtiger Aspekt dieser asymmetrischen Temperaturverteilung im Randbereich des Polarwirbels ist die dadurch bedingte zusätzliche Neigung der isentropen Flächen, auf denen die Luft um den Wirbel zirkuliert: Verstärktes Aufsteigen von Kanada bis Europa bedingt adiabatische Abkühlung auf Werte unter -85°C (wichtig für die Ozonchemie, vgl. Beitrag 11), Absinken auf dem Weg nach Ostsibirien erwärmt die Luft dann wieder übernormal.

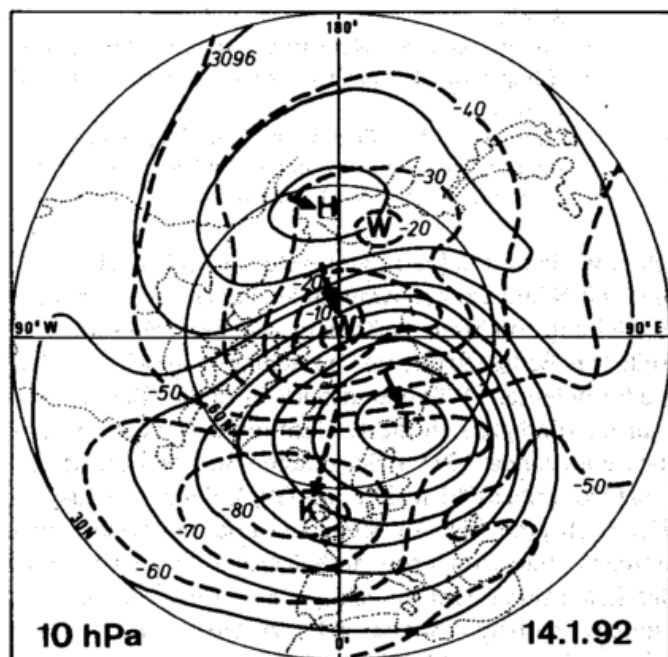


Bild 5: Höhen- und Temperaturfeld in 10 hPa am 14. Januar 1992, 00 UT; Isohypsen im Abstand von 320 gpm, Isothermen in $^{\circ}\text{C}$; die Pfeile zeigen die Verlagerung der Zentren innerhalb einer Woche

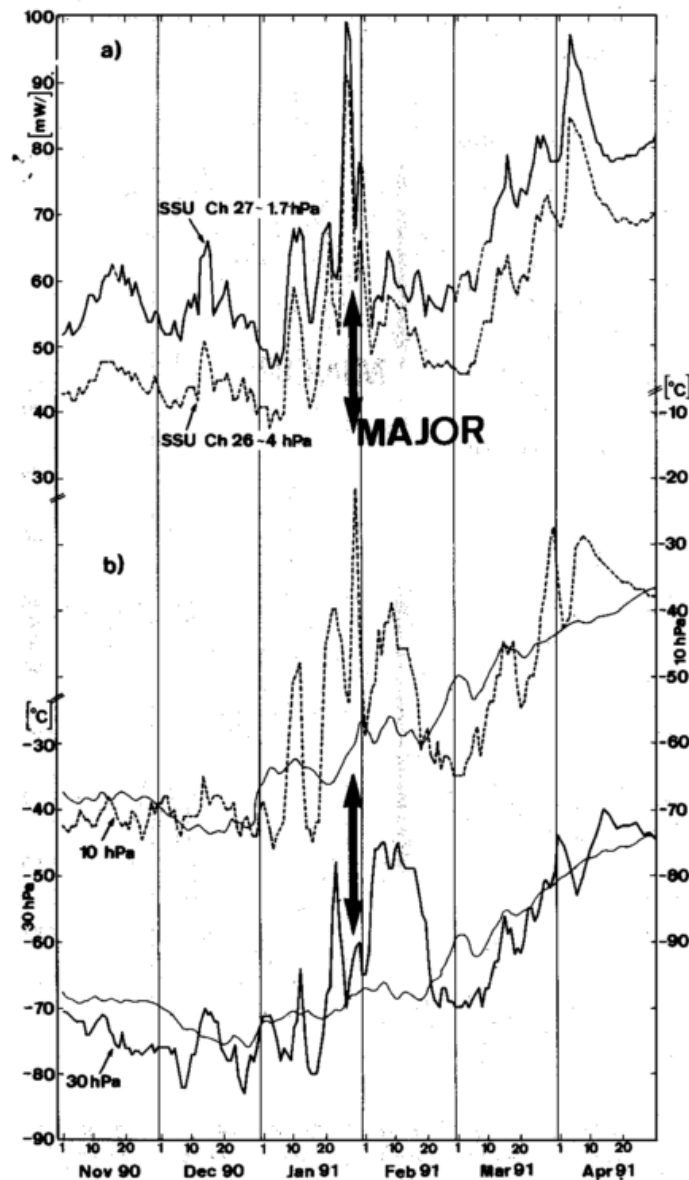


Bild 6: Temperaturverlauf am Nordpol im Winter 1990/91, sonst wie Bild 2 (aus NAUJOKAT et al. 1991)

3 Große Mittwinterliche Erwärmungen

- *Major Warmings* sind gekennzeichnet durch die Umkehr des winterlichen Temperaturgradienten zwischen 60° Breite und dem Pol (d.h. das zonale Temperaturmittel nimmt polwärts zu) in 10 hPa oder darunter, verbunden mit einer Zirkulationsumkehr (d.h. im zonalen Mittel von 60° Breite und polwärts treten Ostwinde auf) über hohen Breiten – dem Zusammenbruch des Polarwirbels.

Major Warmings können von Dezember bis Februar auftreten, jedoch nur einmal pro Winter; danach stellt sich der Polarwirbel wieder her. Sie werden nicht in jedem Winter beobachtet (vgl. Beiträge 3 und 4). In ihrem Anfangsstadium sind sie von Minor Warmings nicht zu unterscheiden, erst ihr späterer Effekt auf die gesamte hemisphärische Strato- und Mesosphäre macht sie zu großen Ereignissen.

Aus zwei Gründen soll der Winter 1990/91 als Beispiel betrachtet werden: Es traten mehrere Erwärmungen von z.T. ungewöhnlicher Intensität auf und der Zusammenbruch des Polarwirbels erfüllte nicht ganz das Kriterium für ein Major Warming, zeigte also die Schwächen der obigen

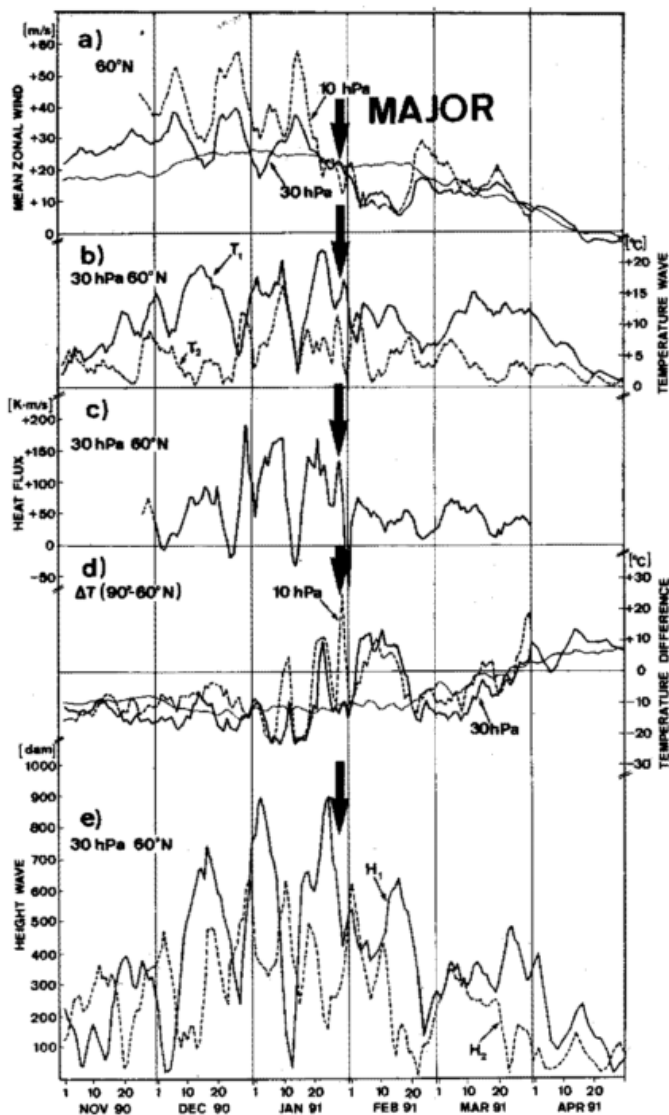


Bild 7: Kenngrößen in 60°N für den Winter 1990/91, sonst wie Bild 3 (aus NAUJOKAT et al. 1991)

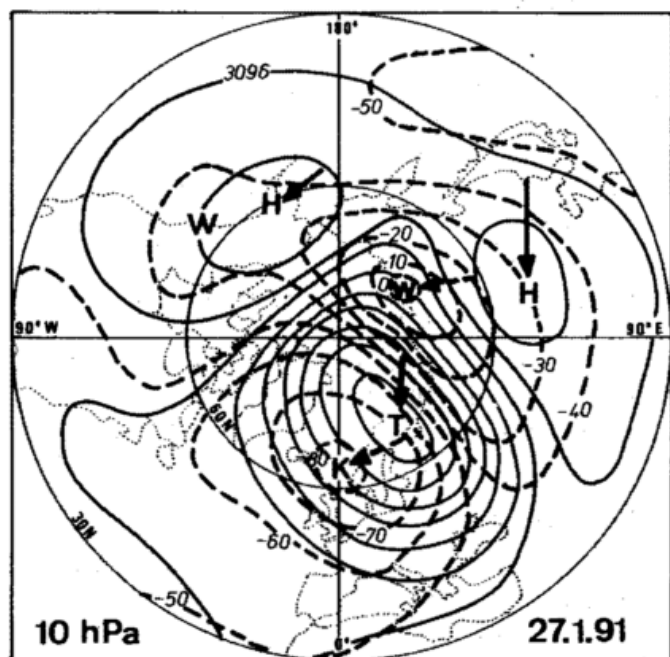


Bild 8: Höhen- und Temperaturfeld in 10 hPa am 27. Januar 1991, 00 UT, sonst wie Bild 5

Definition. Wie die Polkurven (Bild 6) und die Kenngrößen (Bild 7) zeigen, erfolgten in diesem Winter mehrere Wärmeeinträge in polare Breiten (wie oft vor großen Erwärmungen beobachtet), die alle mit einer Amplitudenverstärkung der planetarischen Welle 1 verbunden waren. Dabei treten schon Anfang Januar im 10-hPa-Niveau positive Temperaturen über Grönland auf (vgl. Titelbild dieses Hefes), und nach einer kurzen Abkühlungsphase werden Ende Januar über Nordostasien erneut positive Werte erreicht (Bild 8). Im Februar setzt sich die Erwärmung in die untere Stratosphäre durch, wie die 30-hPa-Temperatur am Nordpol (Bild 6) und der über hohen Breiten umgekehrte Temperaturgradient (Bild 7d) zeigen, und der Wirbel bricht zusammen. Deutlich sichtbar wird das an dem kräftigen Anwachsen der planetarischen Höhenwelle 2 während der Abnahme der Welle 1 (Bild 7e). Die 10-hPa-Karte vom 4. Februar 1991 (Bild 9) zeigt zwei geschwächte, nach Süden verschobene Tiefdruck- und Kältegebiete und eine Hochdruckbrücke quer über das Polargebiet. Dabei nimmt der mittlere Zonalwind in 60°N zwar stark ab (Bild 7a), doch die für ein Major Warming in der unteren Stratosphäre geforderten Ostwinde treten erst nördlich von 65°N auf.

Nach dem Zusammenbruch ist die Aktivität der planetarischen Wellen sehr schwach und es findet nur noch geringer Wärmetransport in hohe Breiten statt. Es setzt eine spätwinterliche Abkühlung ein und der Polarwirbel stellt sich wieder her. Ebenso wie die Erwärmung, beginnt auch die spätwinterliche Abkühlung in den oberen Schichten und wie LABITZKE (1981) an Hand von Raketen- und Satellitendaten gezeigt hat, treten im Verlauf einer großen Stratosphärenenerwärmung in den verschiedenen Schichten der Strato- und Mesosphäre entgegengesetzte Temperaturänderungen auf. So können an einer Station während der verschiedenen Stadien einer Erwärmung typische vertikale Temperaturprofile beobachtet werden, wie beispielsweise für den hier besprochenen Fall durch Raketenmessungen über Heiss Island (Bild 10). Die Erwärmung beginnt mit

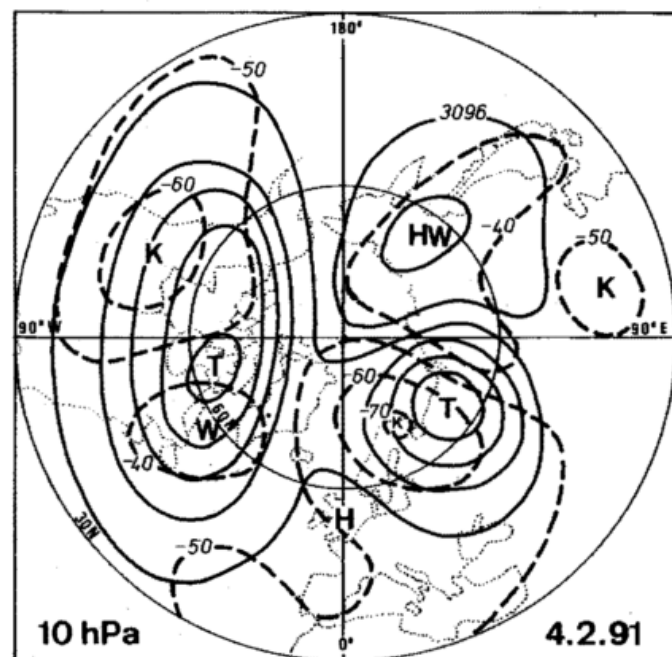


Bild 9: Höhen- und Temperaturfeld in 10 hPa am 4. Februar 1991, 00 UT, sonst wie Bild 5

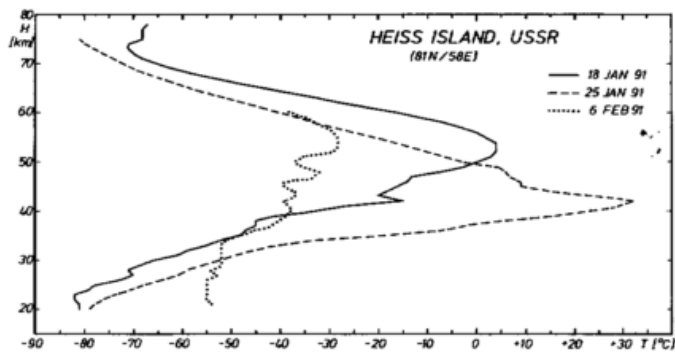


Bild 10: Vertikale Temperaturprofile von Raketenmessungen über Heiss Island (aus NAUJOKAT et al. 1991)

ansteigender Temperatur an einer hochliegenden Stratopause, während in der unteren Stratosphäre sehr niedrige Temperaturen auftreten. Beim Höhepunkt der Erwärmung liegt die Stratopause fast 10 km niedriger und hat sich ebenso wie die mittlere Stratosphäre beträchtlich erwärmt, während in den untersten Schichten noch keine Änderungen zu sehen sind; gleichzeitig kühlt sich die Mesosphäre ab. Im Reifestadium der Erwärmung, d.h. beim Zusammenbruch des Wirbels, hat sich der Temperaturanstieg in die untere Stratosphäre durchgesetzt, die obere Stratosphäre deutlich abgekühlt und die Mesosphäre wieder erwärmt (hier nur angedeutet am Punkt des Abbruchs der

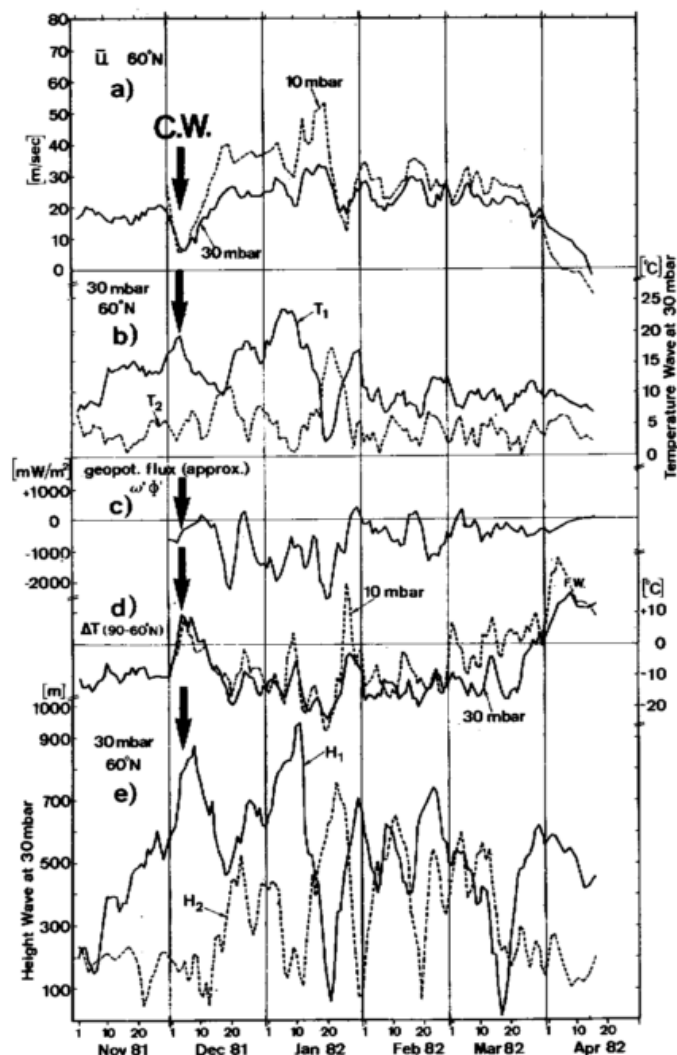


Bild 11: Kenngrößen in 60°N für den Winter 1981/82, sonst wie Bild 3 (aus NAUJOKAT et al. 1982)

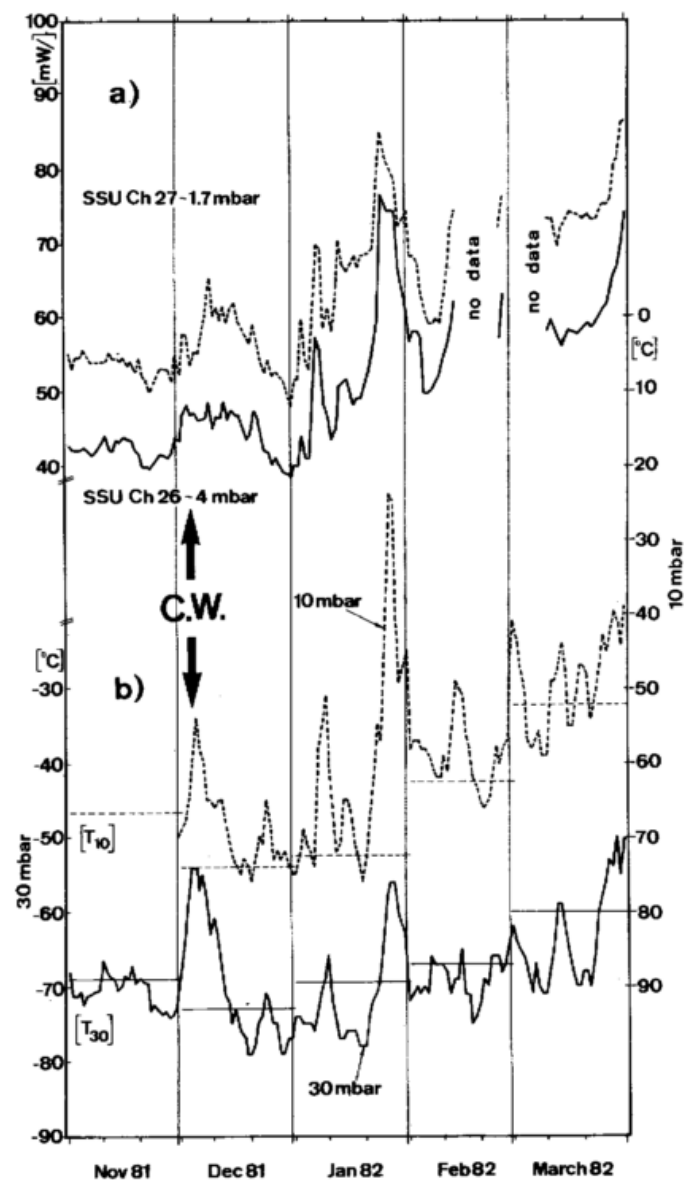


Bild 12: Temperaturverlauf am Nordpol im Winter 1981/82, sonst wie Bild 2 (aus NAUJOKAT et al. 1982)

Messung) - ein fast isothermes Temperaturprofil hat sich eingestellt.

Entgegengesetzte Temperaturänderungen treten auch zwischen hohen und niederen Breiten auf. Besonders deutlich ist die Abkühlung der tropischen oberen und mittleren Stratosphäre, während sich die Erwärmung über hohen Breiten ihrem Höhepunkt nähert.

Im Gegensatz zu den Minor Warmings wirken sich Major Warmings auf die gesamte Hemisphäre aus. Die Temperatur- und Zirkulationsänderungen und die damit verbundenen horizontalen und vertikalen Transporte haben beträchtliche Folgen für die Verteilungen von Ozon und anderen Spurengasen.

4 Kanadische Erwärmungen

- *Canadian Warmings* werden durch Pulsationen des Aleutenhochs verursacht, das sich nach Kanada verlagert, und können trotz geringer Intensität der Erwärmung zu einer Umkehr des winterlichen Temperaturgradienten polwärts von 60° Breite führen, manchmal sogar zu Ostwinden im zonalen Mittel von 60°N.

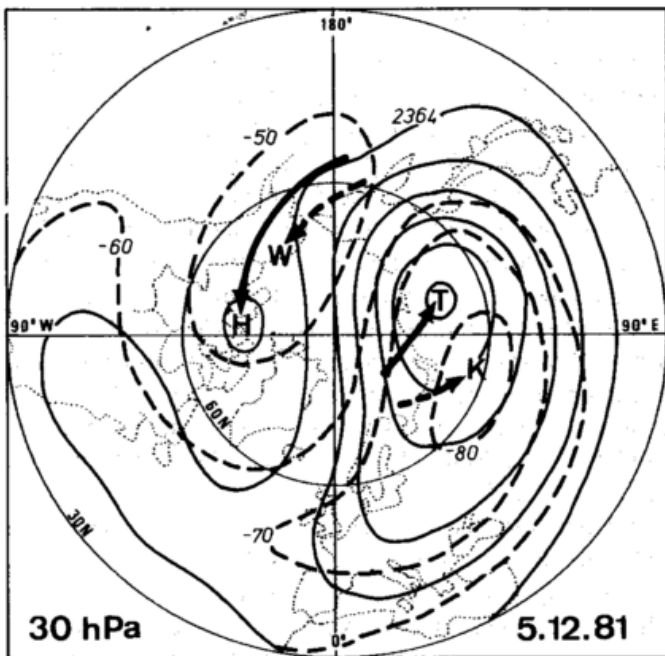


Bild 13: Höhen- und Temperaturfeld in 30 hPa am 5. Dezember 1981, 00 UT, sonst wie Bild 5

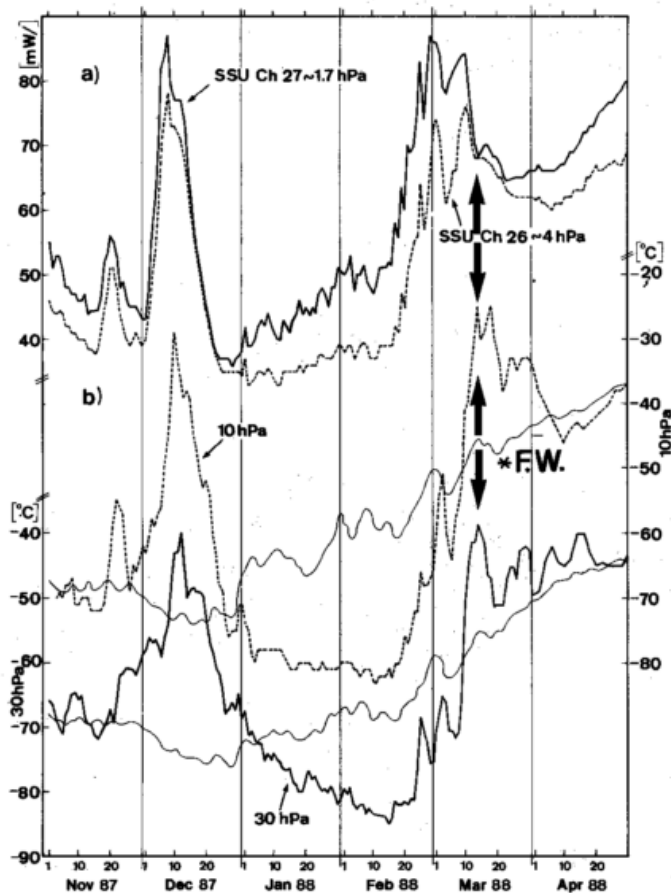


Bild 14: Temperaturverlauf am Nordpol im Winter 1987/88, sonst wie Bild 2 (aus NAUJOKAT et al. 1988)

Diese Erwärmungen sind in der unteren Stratosphäre stärker ausgeprägt als in der oberen und sie treten üblicherweise im Frühwinter, d.h. im November oder Dezember auf, aber nicht in jedem Jahr.

Als Beispiel wurde das Canadian Warming (C.W.) vom Dezember 1981 ausgewählt. An Hand der Kenngrößen (Bild 11) kann ein derartiges Ereignis durchaus mit den zuvor besprochenen Erwärmungstypen verwechselt werden. Die Temperaturdifferenz zwischen 60°N und dem Pol ist positiv (d) und der zonale Wind im Mittel von 60°N nimmt deutlich ab (a). Aber auch ein bedeutender Unterschied ist erkennbar: Die große Amplitude der planetarischen Höhenwelle 1 (e) tritt nicht vor der Umkehr des Temperaturgradienten über hohen Breiten auf, sondern gleichzeitig damit. Auch der Temperaturverlauf am Nordpol (Bild 12) zeigt den Unterschied zu den Minor Warmings (z.B. im gleichen Winter Ende Januar 1982) durch die mit der Höhe abnehmende Intensität des Temperaturanstiegs. LABITZKE (1977) hat schon für frühere Fälle gezeigt, daß die Kanadischen Erwärmungen eine Erscheinung der unteren und mittleren Stratosphäre sind.

Die synoptische Situation zeigt die 30-hPa-Karte vom 5. Dezember 1981 (Bild 13). Das verstärkte Aleutenhoch hat sich mit seinem sonst über Ostasien liegenden Wärmegebiet, das eine normale Intensität aufweist, nordostwärts nach Kanada verlagert, und der Polarwirbel mit dem Kältegebiet wurde südostwärts nach Sibirien abgedrängt. Im weiteren Verlauf zieht dieses Hoch unter Abschwächung nach Südosten auf den Atlantik (in manchen Fällen erreicht es auch Europa) und geht schließlich im subtropischen Hochdruckring auf.

5 Frühjahrserwärmungen

- *Final Warmings* führen zur endgültigen Umstellung des Temperaturgradienten und der Zirkulation zu sommerlichen Bedingungen.

Diese Erwärmung kann allmählich geschehen (mit der in polare Breiten rückkehrenden Sonne) oder das Erscheinungsbild einer großen Erwärmung haben, d.h. ein *Major Final Warming* (* F. W.) sein. Der Zeitpunkt dieser Umstellung variiert beträchtlich und liegt in den einzelnen Jahren zwischen März und Mai. Entsprechend wird das Final Warming als früh oder spät bezeichnet, wobei ein Major Final Warming stets früh eintritt und schon im Februar beginnen kann. Auch hierfür sollte die Definition überdacht werden und besser ein energetischer Parameter zur Klassifikation benutzt werden. Offensichtlich handelt es sich um ein Major Warming, das so spät auftritt, daß sich der Polarwirbel jahreszeitlich bedingt nicht restaurieren kann.

Der sehr interessante Winter 1987/88 soll hier beispielhaft beschrieben werden. Im Dezember 1987 trat das früheste Major Warming auf, das jemals beobachtet wurde. Die Polkurven (Bild 14) und die Kenngrößen (Bild 15) zeigen alle in Abschnitt 3 beschriebenen Charakteristika. Eine sich bereits Ende November verstärkende planetarische Welle 1 übernahm den Wärmetransport nach Norden, Anfang Dezember erreichte die Erwärmung in der oberen Stratosphäre ihren Höhepunkt, setzte sich dann nach unten durch und Mitte Dezember brach der Polarwirbel zusammen,

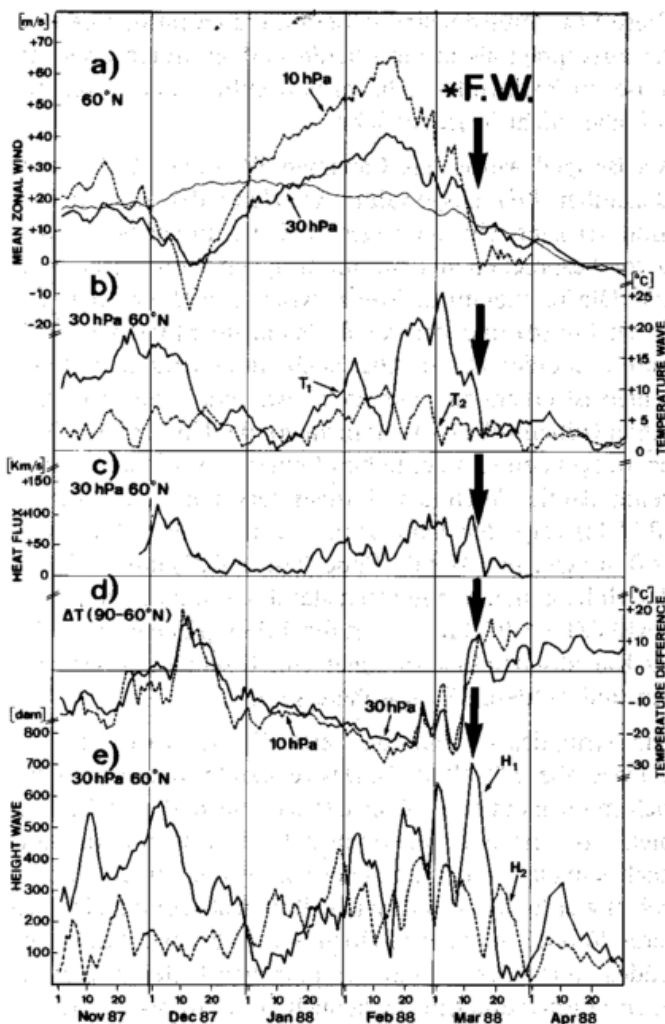


Bild 15: Kenngrößen in 60°N für den Winter 1987/88, sonst wie Bild 3 (aus NAUJOKAT et al. 1988)

sichtbar an den Ostwinden im zonalen Mittel von 60°N. Danach folgte eine anhaltende Abkühlungsperiode, die in der unteren Stratosphäre Mitte Februar zu extrem niedrigen Temperaturen im Polargebiet (Bild 14b) und zu ungewöhnlich starken Westwinden rund um den Polarwirbel führte (Bild 15a). Zur gleichen Zeit beginnt sich die planetarische Welle 1 erneut zu verstärken (Bild 15 b und e). Der damit verbundene Wärmetransport führt Ende Februar zu einer kräftigen Erwärmung der oberen Stratosphäre, die sich schnell nach unten durchsetzt (Bild 14). Bereits ab Mitte März ist der Temperaturgradient über hohen Breiten in der unteren Stratosphäre umgekehrt (Bild 15d) und die winterliche Westwindzirkulation ist zusammengebrochen (Bild 15a). Die 10-hPa-Karte vom 14. März 1988 (Bild 16) zeigt, daß die Erwärmung fast die gesamte Hemisphäre erfaßt hat und daß die beiden Zentren des gespaltenen Polarwirbels bereits weit nach Süden abgedrängt sind. Gleichzeitig trat in der oberen Stratosphäre und in der Mesosphäre noch eine schwache spätwinterliche Abkühlung auf (NAUJOKAT et al. 1988), doch bis Ende März war auch in den hohen Schichten die Umstellung zur Sommerzirkulation abgeschlossen.

Im Gegensatz dazu liegt in einem Jahr mit einem späten Final Warming der Wirbel im März noch fast am Pol und ist kräftig entwickelt, wie die 10-hPa-Karte vom 12. März 1990 zeigt (Bild 17). Zwar herrscht nur noch ein schwacher Temperaturgradient über hohen Breiten, doch endgültig positiv wird er in der unteren Stratosphäre erst Mitte April und die Zirkulationsumkehr erfolgt nicht vor Mitte Mai. Anders als auf der Südhalbkugel (vgl. Abschnitt 6) – hat dies jedoch keine dramatischen Auswirkungen auf die Ozonchemie, da während des Winters durch die Störungen des Polarwirbels bereits höhere Ozongehalte aus niederen Breiten in das Polargebiet gelangen (vgl. Beitrag 9).

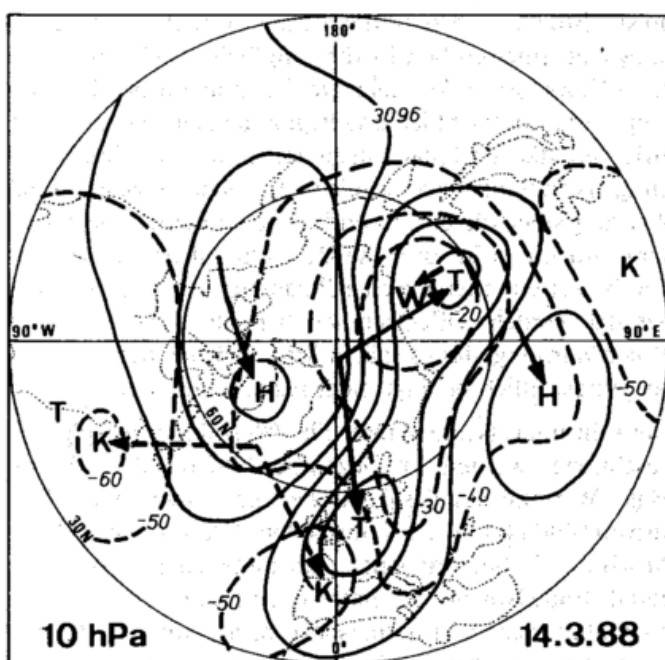


Bild 16: Höhen- und Temperaturfeld in 10 hPa am 14. März 1988, 00 UT, sonst wie Bild 5

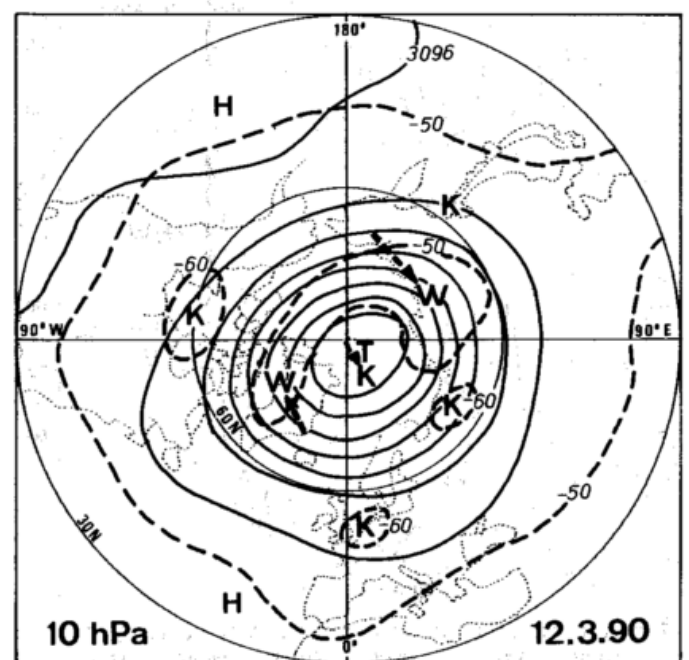


Bild 17: Höhen- und Temperaturfeld in 10 hPa am 12. März 1990, 00 UT, sonst wie Bild 5

6 Erwärmungen auf der Südhalbkugel

Auf der Südhalbkugel ist die Variabilität im Winter und auch von Jahr zu Jahr viel geringer als auf der Nordhalbkugel. Die in der oberen Stratosphäre ebenfalls beobachteten Minor Warmings (LABITZKE 1981) können nicht in die mittlere und untere Stratosphäre vordringen; es gibt keinen Zusammenbruch des starken, kalten Polarwirbels, d.h. keine Major Warmings im Mittwinter. Kanadische Erwärmungen treten definitionsgemäß nicht auf, da es keine dem Aleutenhoch vergleichbare persistente Antizyklone in hohen Breiten der winterlichen Stratosphäre auf der Südhalbkugel gibt. Die Frühjahrserwärmungen sind jedoch fast immer Major Final Warmings. Ihr Zeitpunkt ist weniger variabel als auf der Nordhalbkugel; sie treten frühestens im Oktober, spätestens im November auf. Dieser im Vergleich zur Nordhalbkugel späte Übergang zum Sommer begünstigt die Ausbildung des Ozonlochs. Bei starken, frühen Final Warmings ist das Ozonloch deutlich von geringerer Intensität und kleinerer räumlicher Ausdehnung, wie z. B. KANZAWA und KAWAGUCHI (1990) für den Fall 1988 beschrieben haben.

Ursache der geringeren Variabilität im Winter ist die geringe Aktivität der planetarischen Wellen, die erst im antarktischen Frühjahr ihr Maximum erreichen (vgl. Beitrag 1). Ein Hinweis auf die enge Kopplung mit der Troposphäre ist auch in der Tatsache zu sehen, daß die Umstellung zur sommerlichen Temperaturverteilung in der oberen Stratosphäre längst vollzogen ist, wenn in den unteren Schichten noch ein kräftiger Polarwirbel angetroffen wird (LABITZKE 1981).

7 Schlußbemerkung

Die große Variabilität der winterlichen Stratosphäre der Nordhemisphäre wurde an Hand einiger typischer Beispiele dargestellt und es wurde auf die unterschiedlichen Verhältnisse auf der Südhalbkugel eingegangen.

Seit sich die Berliner Forschungsgruppe mit dem Phänomen der Stratosphärenenerwärmungen beschäftigt (genau seit 1952) ist keine Erwärmung genau wie eine andere vor sich gegangen. So konnte diese Zusammenstellung der synoptischen Erscheinungsbilder der Erwärmungen aus der Fülle der Details nur einige wichtige herausstellen. Für fast jede Erwärmung der letzten 40 Jahre gibt es Veröffentlichungen, die alle Aspekte ausführlich beleuchten. Die folgende Literaturliste enthält jedoch nur Arbeiten, die in die-

sem Beitrag erwähnt wurden bzw. aus denen Abbildungen entnommen wurden, erhebt somit keinen Anspruch auf Vollständigkeit.

Literatur

- KANZAWA, H. und S. KAWAGUCHI: Large Stratospheric Sudden Warming in Antarctic Late Winter and Shallow Ozone Hole in 1988. *Geophys. Res. L.* 17 (1990), S. 77–80.
- LABITZKE, K.: Interannual Variability of the Winter Stratosphere in the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.* 105 (1977), S. 762–770.
- LABITZKE, K.: Stratospheric-Mesospheric Midwinter Disturbances: a Summary of Observed Characteristics. *J. Geophys. Res.* 86 (1981), S. 9665–9678.
- LABITZKE, K. und H. van LOON: Some Complications in Determining Trends in the Stratosphere. *Adv. Space Res.* 11 (1991), S. (3)21–(3)30.
- NAUJOKAT, B., K. PETZOLDT, K. LABITZKE und R. LENSCHOW: The Fourth Winter of PMP-1, 1981/82: A Winter With Several Interesting Features. Beilage zur Berliner Wetterkarte SO 9/82 B (1982), 12 S.
- NAUJOKAT, B., K. LABITZKE, R. LENSCHOW, K. PETZOLDT und R.-C. WOHLFART: The Stratospheric Winter 1987/88: An Unusually Early Major Midwinter Warming. Beilage zur Berliner Wetterkarte SO 6/88 (1988), 20 S.
- NAUJOKAT, B., K. LABITZKE, R. LENSCHOW, K. PETZOLDT und R.-C. WOHLFART: The Stratospheric Winter 1989/90: Very Cold With a Pronounced Minor Warming and a Late Final Warming. Beilage zur Berliner Wetterkarte SO 12/90 (1990), 20 S.
- NAUJOKAT, B., K. LABITZKE, R. LENSCHOW, K. PETZOLDT, B. RAJEWSKI und R.-C. WOHLFART: The Stratospheric Winter 1990/91: A Major Midwinter Warming as Expected. Beilage zur Berliner Wetterkarte SO 13/91 (1991), 20 S.
- NAUJOKAT, B., K. PETZOLDT, K. LABITZKE, R. LENSCHOW, B. RAJEWSKI, M. WIESNER und R.-C. WOHLFART: The Stratospheric Winter 1991/92: The Winter of the European Arctic Stratospheric Ozone Experiment. Beilage zur Berliner Wetterkarte SO 18/92 (1992), 23 S.
- SCHERHAG, R.: Die explosionsartige Stratosphärenenerwärmung des Spätwinters 1951/52. *Ber. Deut. Wetterdienst* 38 (1952), S. 51–63.

Dynamik der Stratosphärenenerwärmungen

1 Einleitung

Die in der Nordhemisphäre spontan auftretenden Erwärmungen der polaren winterlichen Stratosphäre verbunden mit dramatischen großräumigen Zirkulationsumstellungen sind als *Stratosphärenenerwärmungen* seit ihrer Entdeckung 1952 zunehmend Gegenstand der Forschung gewesen. Durch theoretische Erkenntnisse über die Wellenausbreitung und durch die Simulation dieser Vorgänge in numerischen Modellen der thermo- und hydrodynamischen Grundgleichungen ist die Bedingung für dieses großskalige Phänomen hinreichend erkannt. Die Stratosphärenenerwärmungen werden durch lange troposphärische Wellen angeregt, die sich in die Stratosphäre ausbreiten und dort bei der Überlagerung mit den stehenden Wellen (oder Wellenwechselwirkung) durch Divergenz ihrer Impuls- und Wärmeflüsse den zonalen Grundstrom verändern.

Die Simulation von Erwärmungen in numerischen Modellen wurden durch mechanische Wellenanregung im Tropopausenniveau erreicht, wobei verschiedene Amplituden der Wellenzahl 1 und 2, teilweise verschiedene Phasen, aber meist stehende Wellenanregung über einen festen Zeitraum angenommen wurde (s. DAMERIS, Beitrag 10); gemäß der fiktiven Randbedingungen, der numerischen Auflösung und der notwendigen Approximationen, läßt die Dynamik der modellierten Erwärmungen gegenüber der Realität verschiedene Fragen offen; es ist daher wichtig, die Dynamik des Winters aus Realdaten darzustellen, um für zukünftige Modellversuche die notwendigen Verbesserungen aufzuzeigen.

2 Wechselwirkung der planetaren Wellen mit dem zonalen Grundstrom

Bei einer starken lang anhaltenden Wellenanregung aus der Troposphäre kann sich der stratosphärische Jet, der um den ungestörten winterlichen Polarwirbel von West nach Ost mit bis zu 100 m/s weht, in wenigen Tagen sehr stark abschwächen. Dabei wird zur Aufrechterhaltung des geostrophischen Gleichgewichts (thermische Windrelation) eine Erwärmung in hohen Breiten durch Absinken beobachtet. Wenn dadurch eine Umkehr des meridionalen Temperaturgefälles zwischen dem Pol und dem Breitenkreismittel in 60°N erreicht wird, aber der zonale Westwind weiterhin um den abgeschwächten Wirbel erhalten bleibt, spricht man von einem 'minor warming'. Ein 'major warming' wird erreicht, wenn durch weitere Wellenanregung die Umkehr zu Ostwind in der Polarkalotte bis 60°N bewirkt wird, wobei dieser dann um eine warme Antizyklone weht (s. Beitrag 8).

Zur Diagnose der Wellenausbreitung und der Wirkung der Wellen auf den zonalen Grundstrom eignet sich der Eliassen-Palm-Vektor (im weiteren Text EP-Vektor). Er wurde aus der Theorie entwickelt, indem man die Drehimpulsbilanzgleichung im Eulerschen Koordinatensystem so umwandelte, daß sich eine transformierte semi-lagrange-

sche Gleichung ergab. Es war nämlich erkannt worden (ANDREWS et. al. 1976), daß Wellen mit gleichbleibender Amplitude, die sich linear ausbreiten, d.h. keine Wechselwirkung eingehen, im Eulerschen System eine mittlere Meridionalzirkulation ergeben, die die Drehimpuls- und Wärmetransporte der stetigen Wellen gerade ausgleicht, so daß diese Wellen den Grundstrom nicht verändern können.

Wenn diese fiktive meridionale Zirkulation von der beobachteten mittleren Meridionalzirkulation $\bar{v}$, $\bar{w}$ (der Querstrich steht für das Breitenkreismittel) im Eulerschen Koordinatensystem abgezogen wird, ergibt sich durch Einsetzen der Größen in die quasigeostrophische Bilanzgleichung die Änderung des mittleren Zonalwindes als Wirkung der sich verändernden planetaren Wellen

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f \bar{v}^* = \frac{1}{A \cos \varphi} \nabla \cdot \mathbf{F} \quad (1)$$

mit Coriolisparameter f , geographischer Breite φ und Erdradius A .

Der Eliassen-Palm-Vektor $\mathbf{F}$ mit der Vertikalkomponente im Druck p

$$F_p = f A \cos \varphi \bar{v}^* \Theta' / \frac{\partial \Theta}{\partial p} \quad (2)$$

und der Meridional Komponente

$$F_\varphi = -A \cos \varphi \bar{v}^* u' \quad (3)$$

berechnet sich also nur aus Wärme- und Impulsfluß der Wellen.

Die Gleichung sagt aus, daß sich die Änderung des zonalen Windes $\bar{u}$ im Breitenkreismittel aus der Divergenz des Eliassen-Palm-Vektors $\mathbf{F}$ ergibt, wobei das Coriolismoment der restlichen Meridionalzirkulation $f \bar{v}^*$ der Windänderung entgegenwirkt. Im Gegensatz zum Eulerschen System ergibt sich in dem transformierten System, daß das Vorzeichen der zonalen Windänderung durch die Wellenanregung gegeben ist und sich das Coriolismoment der mittleren Meridionalzirkulation nur als Dämpfung auswirkt. Die zeitliche Änderung des zonalen Grundstroms im Eulerschen Koordinatensystem ergibt sich dagegen als kleine Differenz zweier fast gleicher großer Terme, so daß nicht einmal das Vorzeichen der Windänderung mit Sicherheit erkannt werden kann.

Der EP-Vektor $\mathbf{F}$ zeigt den Fluß der Wellenenergie an, und die Divergenz dieses Flusses ergibt die Kraft, die auf die Einheitsmasse zur Geschwindigkeitsänderung in zentraler Richtung wirkt (Divergenz/Konvergenz erzeugt Beschleunigung in Richtung Ost/West).

Die meridionale Restzirkulation $\bar{v}^*$, $\bar{w}^*$ ist für den Transport von invarianten Spurengasen (Ozon in der mittleren Stratosphäre) von großer Bedeutung, weil sie wesentlich zur breitenabhängigen Verteilung dieser Größen beiträgt.

Dabei ist die Vertikalkomponente $\bar{w}^*$ dieser semi-lagrange-schen mittleren Zirkulation der zonal gemittelten Tempe-

raturänderung direkt proportional

$$\frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial t} = Q - \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial p} \bar{\omega}^* \quad (4)$$

(Q steht für Erwärmung durch Energiezufuhr – wie Strahlung oder dissipative Vorgänge), d.h. eine zeitliche Zunahme der potentiellen Temperatur erfolgt bei einer mittleren Absinkbewegung ($\bar{\omega}^* > 0$).

Mit dieser Betrachtungsweise kann man die Ozonzunahme bei einer Stratosphärenerwärmung in der mittleren Stratosphäre erklären, weil mit dem Absinken die hohen Ozonmischungsverhältnisse (Maximum ungefähr in 30 km s. SCHMIDT, Beitrag 11) nach unten transportiert werden.

Für die Diagnose der Entwicklung einer Stratosphärenerwärmung im Laufe eines Winters aufgrund der oben genannten Beziehungen ist die quantitative Kenntnis der atmosphärischen Zustandsgrößen erforderlich. Aus der langen Reihe der jährlichen Winter-Reports für die Stratosphäre (Beilage zur Berliner Wetterkarte) läßt sich erkennen, daß die Wellenstörungen bis 90 km Höhe nachweisbar sind. Die Windbeobachtungen in diesen Schichten, die durch ionosphärische Messungen möglich sind, zeigen in allen Wintern Zirkulationsumstellungen in dieser Höhe im Zusammenhang mit den Wärme- und Impulsflüssen der mittleren Stratosphäre (s. NAUJOKAT, Beitrag 8). Eine hinreichend genaue Analyse der Zustandsgrößen der Mittleren Atmosphäre, die Voraussetzung für die Ableitung dynamischer Größen der Nordhemisphäre ist, bietet aber trotz Satelliten-, Raketen-, Radiosonden-, Lidar- und Ionosphärenmessungen heute noch immer große Schwierigkeiten.

Die täglichen Temperaturanalysen von der Stratospheric Sounder Unit auf den NOAA-Satelliten sind Mitteltemperaturen über 10 km dicke Schichten und können die starken vertikalen Temperaturgradienten an der Stratopause während der Erwärmungen nicht hinreichend auflösen; die Raketenmessungen liegen nur 1x wöchentlich in geringer Anzahl vor; Radiosonden erreichen nur sporadisch Höhen über 35 km. Die Höhenbereiche zwischen 30 und 70 km werden mit Temperaturmessungen einzelner Lidars an wenigen Stationen überbrückt.

Ein hervorragender Datensatz wurde aus dem Satellitenexperiment Limb Infrarot Monitor of the Stratosphere (LIMS) für den Winter 1978/79 gewonnen, aus dem wertvolle dynamische Erkenntnisse abgeleitet wurden (s. Text zu Bild 7). Weil sich dieser Winter aber etwas außergewöhnlich verhielt, wird hier ein typischer Winterverlauf von einem anderen Jahr dargestellt. Der hierfür benutzte Datensatz, der alle oben erwähnten Messungen einbezieht, wurde während des Middle Atmosphere Programs für die WINE-Kampagne (Winter In Northern Europe) mit Hilfe einer speziellen Umkehrmethode für die von Satelliten gemessenen Strahldichten erarbeitet, wobei auch starke vertikale Temperaturgradienten in 20 bis 60 km aufgelöst wurden (PETZOLDT et al. 1987).

Für den MAP/WINE-Winter 1983/84 werden hier für typische Tage die Wind- und Temperaturverhältnisse und die daraus abgeleiteten dynamischen Größen dargestellt. Obwohl die Erwärmungen der einzelnen Winter zu sehr unterschiedlichen Zeiten auftreten, scheinen viele Entwicklungen ähnlich abzulaufen: Wellenverstärkung, Wel-

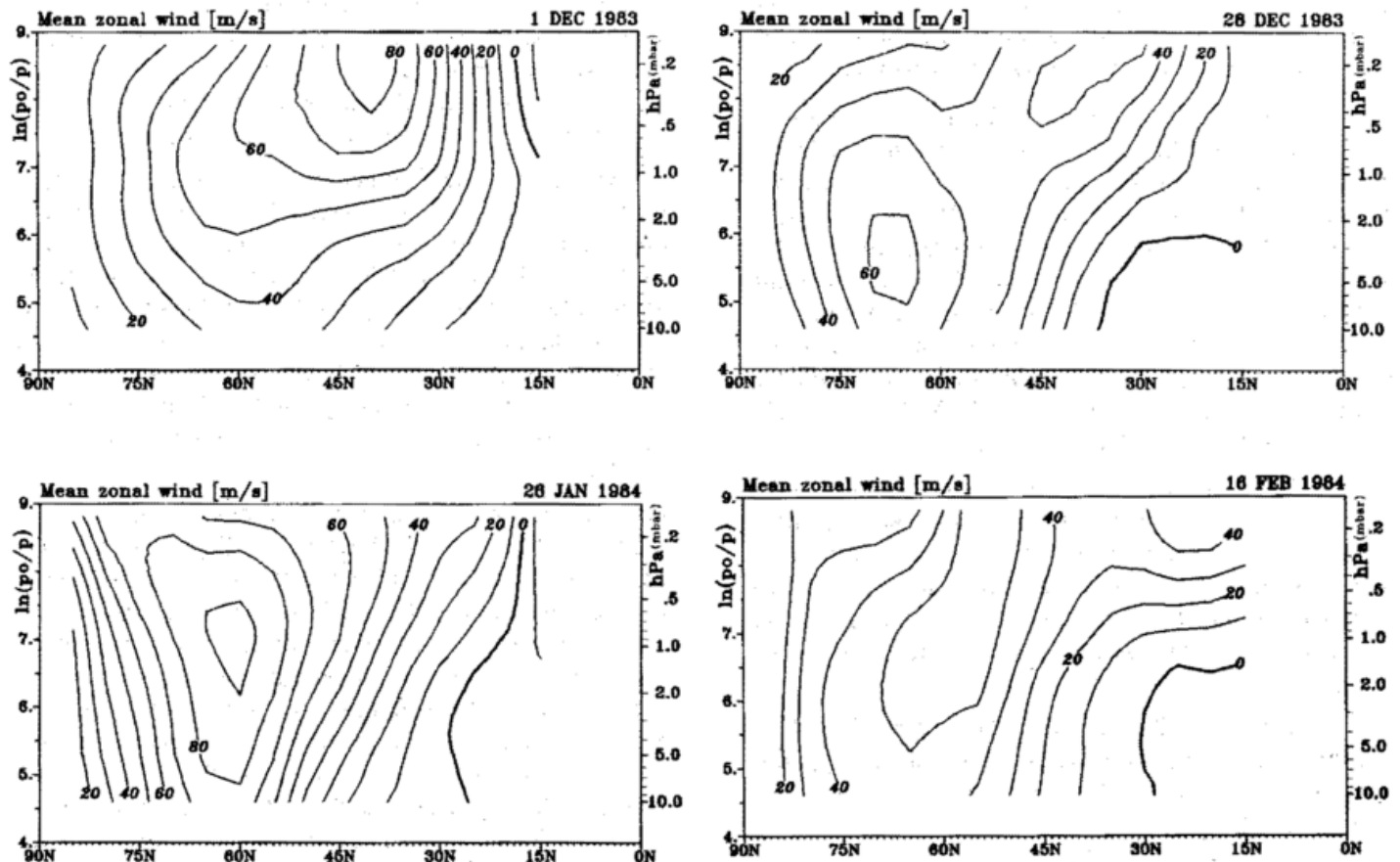


Bild 1: Breitenkreismittel des Zonalwindes (m/s).

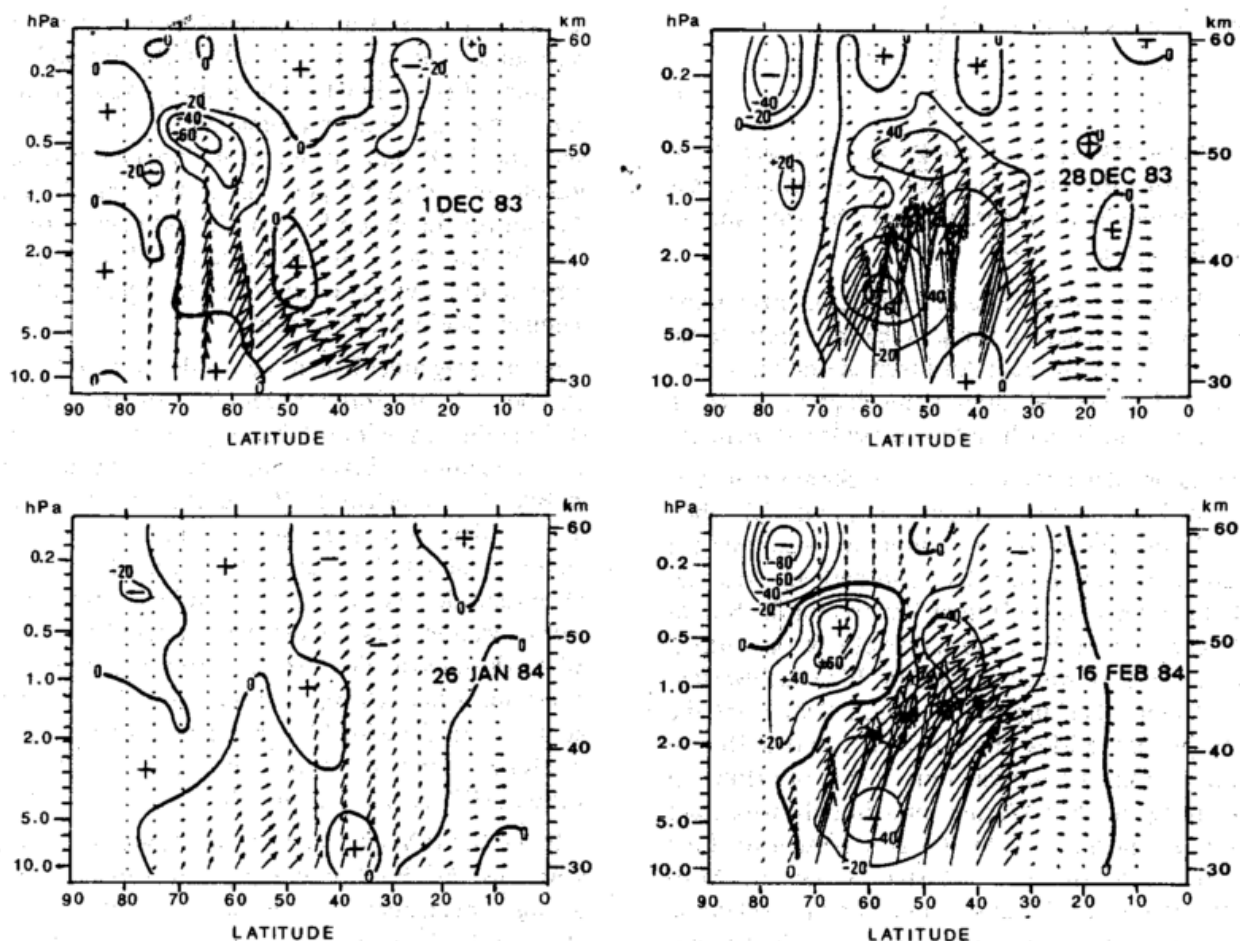


Bild 2: Eliassen-Palm-Vektor und seine Divergenz (m/s /Tag).

lenfokussierung, Verschiebung des Jetmaximums, Veränderung der Wellenausbreitungsbedingungen bis zum spontanen Zusammenbruch der Westwindzirkulation.

In Bild 1 weist ein frühwinterlicher Polarwirbel im Stratopausenniveau das Windmaximum in 60°N mit über 50 m/s im Zonalmittel auf und hat in der Mesosphäre, wo in hohen Breiten der Wind aufgrund der zum Pol zunehmenden Temperatur wieder abnimmt, ein Jetmaximum von über 80 m/s in subtropischen Breiten erreicht. Der Wellenfluß wird durch die Pfeile des EP-Vektors angezeigt, und man erkennt, daß die typische Ausbreitung fast senkrecht aus der unteren Stratosphäre nach oben stattfindet, während in mittleren und subtropischen Breiten die Wellen mehr und mehr äquatorwärts abgelenkt werden.

Am 28. Dezember bahnt sich ein 'minor warming' in der oberen Stratosphäre an; das Jetmaximum hat sich dort nach Norden verschoben und die Wellenenergie wird zum Windmaximum fokussiert, was starke Konvergenz des EP-Vektors in der Stratosphäre bedeutet (Bild 2), die zu erheblicher Windabschwächung und polaren Temperaturerhöhung führt (LABITZKE et al. 1984).

Der später wieder voll ausgebildete Winterwirbel zeigt am 26. Januar keinerlei Störung durch Wellenausbreitung. Das Jetmaximum der Mesosphäre ist aber bereits weit nach Norden verschoben.

Am 16. Februar beginnt dann eine große Stratosphärenenerwärmung. Der Jet ist schon abgeschwächt und die starke

EPV-Konvergenz bedeutet eine weitere Beschleunigung in westlicher Richtung (Abbremsung des Westwindes), so daß der westliche Zonalwind zusammenbricht und sich bis zum 23. Februar 84 in der Polarkalotte der Strato- und Mesosphäre Ostwind im Zonalmittel durchsetzt (Bild 3c).

Die Veränderung der Temperatur im zonalen Mittel von 30 bis 60 km während dieses Winterablaufs (Bild 3a und 3b) drückt sich nicht nur in der Erwärmung der Polarkalotte um ca. 50°C in der Stratosphäre aus, sondern auch durch die veränderte Stratopausenlage: Während Anfang des Winters die Stratopause im Polargebiet oberhalb von 50 km anzutreffen ist, von wo sie sich zum Äquator abwärts neigt, ist sie während der Erwärmung in hohen Breiten sehr niedrig und warm, wohingegen sich die äquatoriale Stratopause abgekühlt hat.

Die stärksten großturbulenten Meridionaltransporte von Wärme und Drehimpuls, durch die der EP-Vektor definiert ist, wird meist durch die planetare Welle 1 in hohen Breiten übernommen. In Bild 4 ist die Phase und Amplitude dieser nach Westen wandernden Welle für den behandelten Winter in Polarkoordinaten dargestellt; d.h. die sich verändernde Amplitude wird mit der Lage des wandernden Maximums aufgetragen und als zeitliche Polygonkurve verbunden. Man erkennt, daß sich die Welle 1 um eine stehende Welle (angedeutet durch den Mittelpunkt eines Kreises in 170°W mit 220 m Amplitude) im Zeitraum eines Monats bewegt. Verstärkungen der Amplitude (um den 18. Januar und Anfang Februar) sind durch Wechselwirkungen

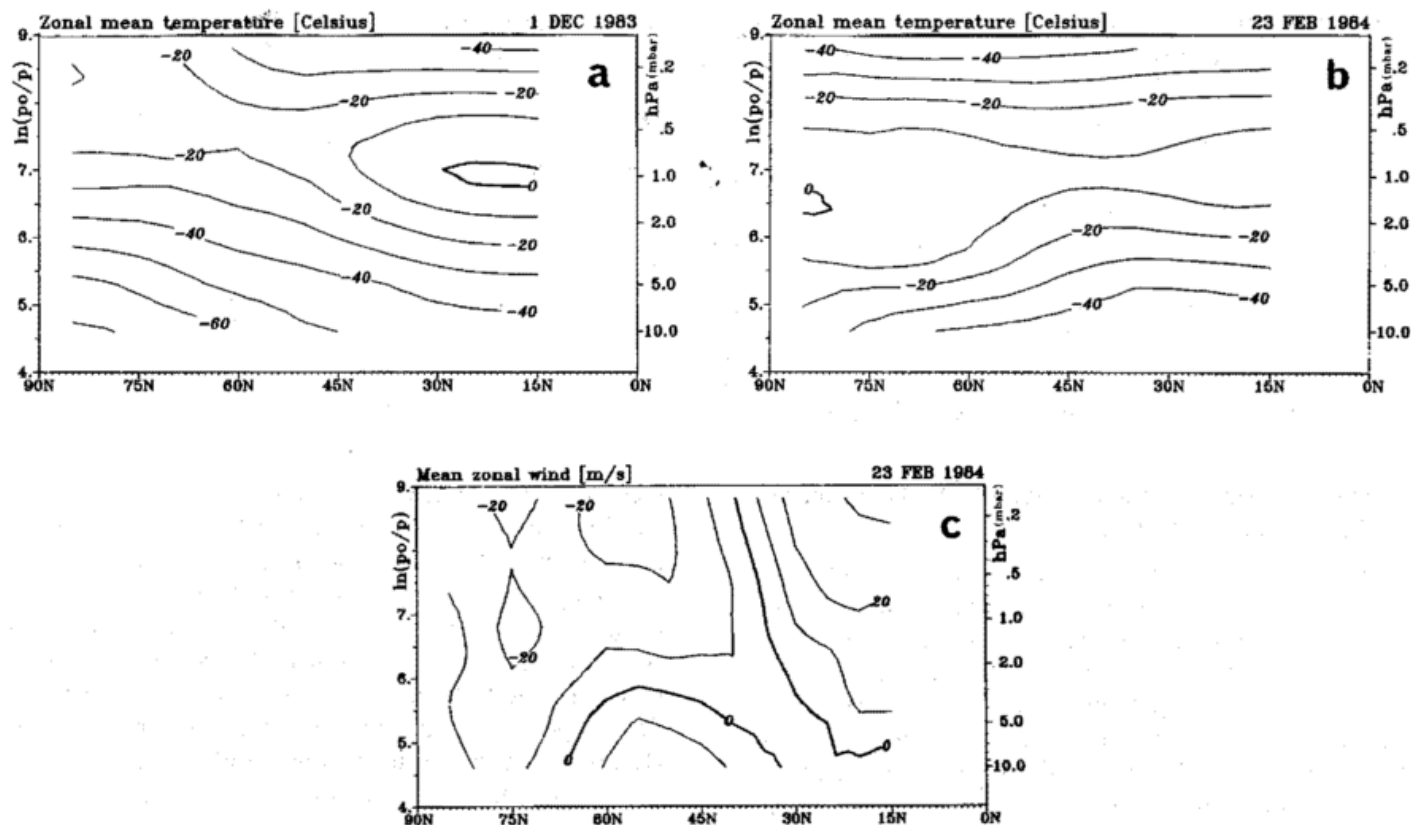


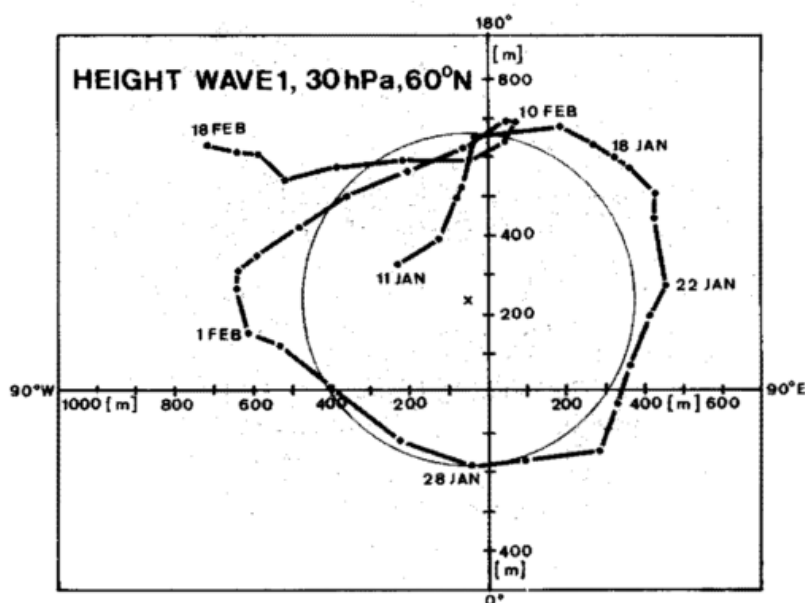
Bild 3: Meridionalschnitt der Breitenkreismittel. a) Temperatur (°C) 1. Dezember 1983, b) Temperatur (°C) 23. Februar 1984, c) Zonalwind (m/s) 23. Februar 1984.

mit der Welle 2 (hier nicht gezeigt, aber veröffentlicht in der Winterbeilage, LABITZKE et al., 1984) bedingt (Interferenz) und hatten eine Abschwächung des mittleren Zonalwindes zur Folge. Nach dem 9. Februar als das Maximum der wandernden Welle das etwas verschobene Aleutenhoch erreicht, tritt eine Verringerung der Phasengeschwindigkeit und nachfolgend eine Richtungsänderung der Phasenverlagerung, sowie starkes Anwachsen der Amplitude auf. Dieses Verhalten der Wellen bei Phasenannäherung kann als Resonanz gedeutet werden (PLUMB 1981). Die Amplitude ist mit maximalen Werten über 2200m zwischen 65°N und 70°N in Stratopausenhöhe für den 9. Februar im Meridionalschnitt in Bild 5 dargestellt.

Zwischen dem so verstärkten und nach Norden verschobe-

nen Aleutenhoch und dem noch immer kräftigen Polartief, das zur Europäischen Arktis abgedrängt wurde, weht ein sehr starker Jet über das gesamte Polargebiet hinweg von Sibirien nach Ostkanada (s. NAUJOKAT, Beitrag 8 für weitere Erwärmungsfälle, als Beispiel 14. Januar 1992); die weitere Anwendung eines zonalen Wellenkonzepts bei dem die starken Wellenamplituden einen schwachen verbleibenden Grundwind überlagert werden, ist also fragwürdig, da in ihm angenommen wird, daß sich schwache Störungen in einer starken Grundströmung ausbreiten. Man kann für diesen atmosphärischen Zustand bessere Einsichten erwarten, wenn man von der Erhaltung der Wirbelgröße ausgeht, weil Antizyklone und Zyklone aufeinander einwirkende Wirbel darstellen.

Bild 4: Amplitude und Phase (Lage des Max) der Höhenwelle 1 in 30 hPa und 60°N in Polarkoordinaten.



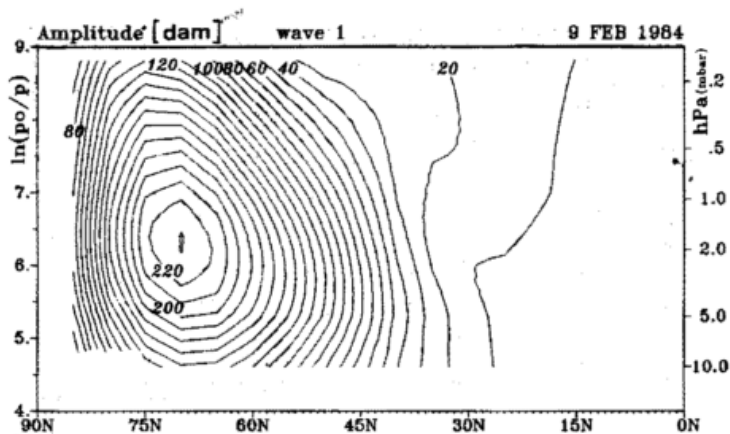


Bild 5: Amplitude der Höhenwelle 1 im Meridionalschnitt vom 9. Februar 1984.

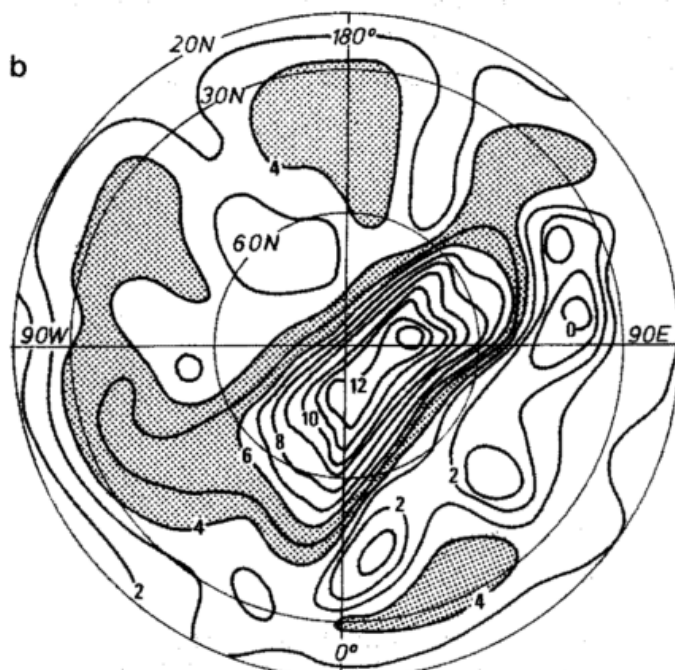
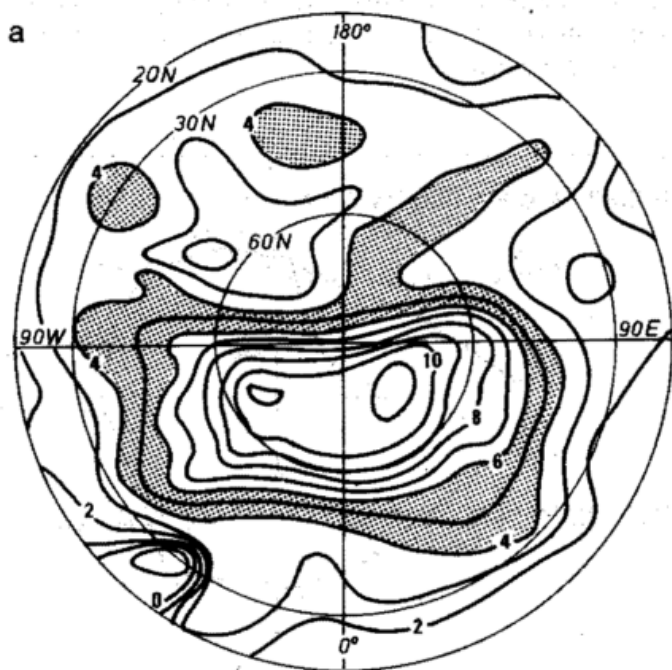
3 Ertelsche Wirbelinvariante (potentielle Vorticity) und brechende planetare Wellen

Eine von ERTTEL (1942) erkannte Wirbelinvariante kann benutzt werden, um zu untersuchen, wie sich der Polarwirbel materiell während der Stratosphärenenerwärmung verhält. Wenn man diese dynamische Erhaltungsgröße – die sogenannte Ertelsche potentielle Vorticity (im folgenden PV abgekürzt) – auf materiellen Flächen berechnet, kann man verfolgen, wie sich der Wirbel als materielle Einheit verlagert, oder wie sich Wirbelteile abspalten und der Wirbel erodiert. Die Flächen gleicher potentieller Temperatur (Isentropen) stellen bei adiabatischer Bewegung der Luftteilchen solche Flächen dar, auf denen die Advektion der Teilchen, denen bestimmte Wirbelintensitäten aufgeprägt sind, verfolgt werden können. Aus vorhandenen Temperatur- und Höhenanalysen auf Druckflächen können die Isentropenflächen interpoliert werden, die bei starken Temperaturunterschieden entsprechend stark geneigt sind; über kalten Gebieten wölben sich die Isentropenflächen hoch auf, während in den Wärmegebieten die Isentropenflächen ihre

niedrigste Lage erreichen. Während der Wellenverstärkung vor einer Stratosphärenenerwärmung führt die Advektion der invarianten Wirbelgröße auf den Isentropenflächen zu den bekannten Erscheinungen: Niedrige PV wird mit dem Südwestjet zwischen dem Polarwirbel und dem Aleutenhoch aus subtropischen Breiten weit nach Norden verschoben, so daß sich die Antizyklone laufend verstärkt und nach Norden ausweitet; an der Ostseite des Aleutenhochs wird gleichzeitig hohe PV südwärts zum Stillen Ozean verfrachtet, wo sich eine kalte Tiefdruckrinne ausbildet.

Eine eindrucksvolle Studie dieser Vorgänge wurde 1984 veröffentlicht (PALMER u.a. 1984); sie veranschaulicht das Brechen planetarer Wellen als nichtlinearen Mechanismus für die Stratosphärenenerwärmung im Januar/Februar 1979. Im Bild 6 erkennt man die Entwicklung eines Zusammenbruchs des Polarwirbels in der Zeitspanne von einem Monat; während am 23. Januar ein kräftiges nach Kanada verschobenes Aleutenhoch neuen Nachschub von geringer Wirbelintensität aus niedrigen Breiten von dem asiatischen Kontinent erhält, haben sich über Kalifornien, dem Pazifi-

Bild 6: Ertelsche Wirbelinvariante (potentielle vorticity) auf der 850 K Isentropenfläche (aus McINTYRE et al. 1984) mit der Einheit $\text{g H} / \text{p} \cdot 10^{-4} \text{K m}^{-1} \text{s}^{-1}$). a) 23. Jan. 1979, b) 1. Feb. 1979, c) 23. Feb. 1979.



schen Ozean bis nach Japan schon stärkere Verwirbelungen in einer Zunge herausgezogen, die vom nordamerikanischen Trog des Polartiefs ausging. Weitere Verstärkung der Vorgänge bahnt sich an, als auch auf der atlantischen Seite durch den nordwärts gerichteten Transport sich eine Antizyklone über Eurasien weiter nach Norden verlagert. Sie sorgt nun ihrerseits für eine Zunge tiefen Drucks, die sich von Ost nach West über die subtropischen Breiten Asiens und Afrikas schiebt. Bis Ende Februar eskalieren die Vorgänge derart, daß dann eine totale Durchmischung der PV vom Pol bis zu den Subtropen erreicht ist: Niedrige Wirbelintensität breitet sich über den Pol hinweg aus mit Zentren in 60°N, wo auch die Reste des erodierten geteilten Polarwirbels angelangt sind; dadurch wird dort im Zonalmittel der gleiche Wert erreicht wie in polaren und subtropischen Breiten. Diese meridionale Durchmischung der potentiellen Vorticity gilt als großräumiges Resultat von brechenden Rossby-Wellen in der sogenannten 'Surfzone'. Als Surfzone erscheint dabei die schwachgradientige Umgebung des ungestörten Polarwirbels, die sich erheblich unterscheidet von dem ringförmigen Randbereich des Polarwirbels, der eine starke Zunahme der Vorticity zur Wirbelmitte hin aufweist, bevor im Wirbelzentrum gleichförmig hohe Werte auftreten. Der Name wurde wegen der Ähnlichkeit zur wellenbrechenden Zone im strandnahen Bereich gewählt, wo die Wellen-Surfer sich tummeln.

Mit den vertikal hochaufgelösten Daten des LIMS-Experiments auf dem Satelliten NIMBUS 7 wurde dann versucht, diese Surfzone auf der Isentropenfläche 850K (ca. 10 hPa in 28 bis 31 km) darzustellen (BUTCHART und REMSBERG 1986); es wurde für mehrere Isolinien bestimmter PV-Werte die eingeschlossene Fläche höherer Werte berechnet. Wenn man die Größe dieser Fläche als Ordinate aufträgt, bewegt man sich mit dem Wirbel und gewinnt damit eine Darstellungsmöglichkeit, die nicht mehr mit willkürlichen Zonalmitteln längs eines Breitenkreises arbeitet, sondern tatsächlich die Verhältnisse zwischen Wirbel und umgebenden Randbereich beleuchtet. In Bild 7 sind die PV-Werte gegen diese eingeschlossene Fläche im Zeitver-

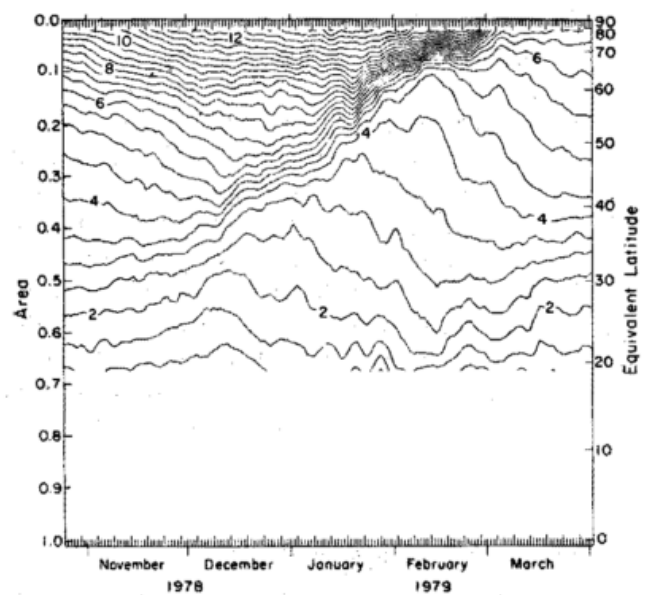
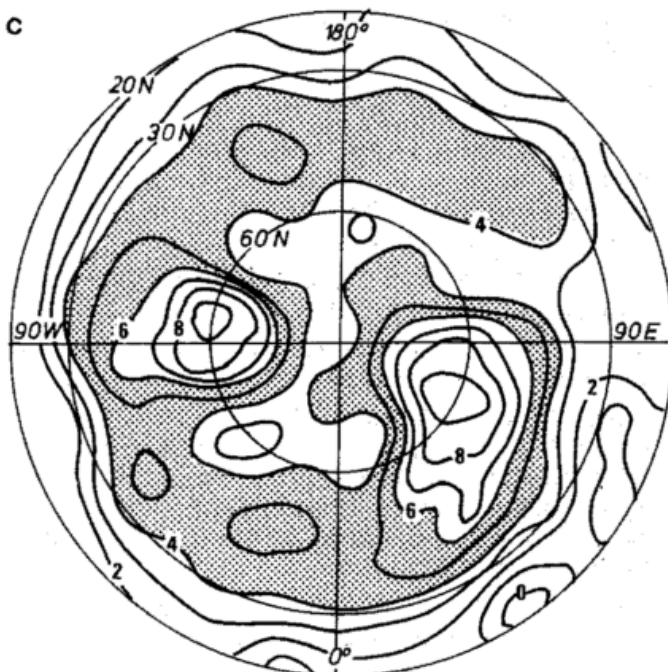


Bild 7: Isolinien-Werte der Ertelschen Wirbelinvarianten (pot. vorticity) ($g H / p 10^{-4} K m^{-1} s^{-1}$) in Abhängigkeit von der Größe der eingeschlossenen Fläche auf dem 850-K-Isentropenniveau (aus BUTCHART und REMSBERG 1986).

lauf des Winters 1978/79 aufgetragen. Man erkennt, daß immer höhere Wirbelwerte von November bis Mitte Januar im Zentrum auftauchen und ihre Fläche zunimmt: Der Wirbel vertieft sich. Die niedrigen Wirbelwerte in südlichen Breiten breiten sich bis Dezember nach Norden aus, so daß dann in mittleren Breiten eine Surfzone entstanden ist, die an den scharfgradientigen Rand des Polarwirbels anschließt. Durch die nichtlineare Wechselwirkung der planetaren Wellen mit dem Wirbel wird dessen Randbereich immer enger, die Surfzone breitet sich immer weiter aus, d.h. der Wirbel erodiert, und höhere Wirbelwerte, die zu Anfang des Winters im inneren Wirbelbereich lagen, werden später zur Randzone. Die Mischungszone nimmt bis Ende Februar stetig zu, so daß der meridionale Gradient der Wirbelintensität um den kleinen Restwirbel nur noch halb so groß ist wie Anfang Dezember.

Natürlich wird der Polarwirbel auch mit wiederkehrender Sonne in hohen Breiten abgeschwächt, aber die breitenabhängigen unregelmäßigen Perioden mit zu- und abnehmender Wirbelintensität in Bild 7 lassen klar erkennen, daß diese Strukturen dynamisch bedingt sind; es wird geringere Wirbelintensität in höhere und stärkere Wirbelintensität in niedrige Breiten großturbulent gemischt.

Diese großskaligen Phänomene haben besondere Bedeutung für die Spurenstoffverteilung in der Nordhemisphäre. Im Gegensatz zur Antarktis, wo sich das Ozonloch durch chemische Zerstörung in dem ungestörten Wirbel entwickeln kann, wirken sich in der Nordhemisphäre vor allem drei dynamische Vorgänge aus. Erstens werden bei einem gestörten Polarwirbel, in dessen Randbereich sich starke Tiefdrucktröge und Hochdruckkeile entwickeln, Meridionaltransporte wirksam; durch sie werden, ebenso wie die geringeren Werte der Wirbelgröße, auch höhere Ozongehalte aus niederen zu höheren Breiten transportiert. Die Mischungsvorgänge, die zur Wirbelerosion führen, wirken außerdem auch dem Ozonabbau im Wirbel entgegen.



Selbst bei starker Chloraktivierung durch heterogene Chemie, wie sie in den kalten Gebieten des Wirbels auch in der Nordhemisphäre während der letzten Winter gemessen wurden, treten bei wiedereinsetzender Sonnenbestrahlung nicht die dramatischen Ozonverluste auf, wie sie in dem ungestörten Polarwirbel der Antarktis beobachtet wurde (s. SCHMIDT, Beitrag 11); mit den sich nach Norden ausbreitenden Stratosphärenenerwärmungen werden höhere Ozonkonzentrationen zunehmend in tiefere Schichten und über das gesamte Polargebiet verbreitet. Da der erodierte Restwirbel zuletzt in mittlere Breiten verschoben wird, können sich die chemischen Abbauvorgänge, die zu verringertem Ozongehalt führen, dort bemerkbar machen.

4 Zusammenfassung und Diskussion

Aus der Darstellung des Eliassen-Palm-Vektors im Laufe eines Winters wird die Wirkungsweise der planetaren Wellen auf den zonalen Grundstrom des winterlichen Polarwirbels in der nordhemisphärischen Stratosphäre klar:

Aus der Troposphäre breiten sich die langen Wellen fast senkrecht in die Stratosphäre aus; dort werden sie zunehmend nach Süden abgelenkt, so daß sich häufig die gesamte Wellenenergie in der oberen Stratosphäre zum Äquator ausbreitet. Die Divergenz dieses Wellenvektors zeigt an, wo sich die mittlere Zonalströmung verstärkt oder sich abschwächt. Wann diese Abschwächung zu einer Stratosphärenenerwärmung führt, hängt von den Ausbreitungsbedingungen in Strato- und Mesosphäre und dem weiteren Wellenverhalten in der Troposphäre ab.

Eine Erklärung für die Entstehung einer Stratosphärenenerwärmung aufgrund der Wellenausbreitung hat Matsuno gegeben (MATSUNO 1971), bevor der EP-Vektor analytisch formuliert war; er nahm an, daß durch das Coriolismoment der südwärts gerichteten Meridionalzirkulation, die durch den nach Norden gerichteten Wärmetransport der Wellen induziert wird, bei länger andauernder Anregung der Westwind so geschwächt wird, daß eine kritische Schicht entsteht; diese kritischen Schichten, in denen die Verlagerung der Wellen im Grundstrom gleich seiner Geschwindigkeit ist, verhindern die weitere Wellenausbreitung. Unterhalb dieser Schicht sollte sich der Abschwächungsprozeß weiter fortsetzen, so daß sich die kritische Schicht immer weiter nach unten schiebt, und allmählich der Zonalwind zusammenbricht.

Die Erfahrung der nachfolgenden Jahre zeigte, daß solche kritischen Schichten, die sich weiter nach unten durchsetzen, in der Stratosphäre nicht vorkommen, sondern daß die Entwicklung zum 'major warming' stattfindet, indem der abgeschwächte und nach Norden verschobene Westwindjet letzten Endes abrupt in der gesamten Strato- und Mesosphäre zusammenbricht.

Es bleibt aber die Tatsache, daß ein sich ausbreitendes Wellenpaket eine Konvergenzzone des Eliassen-Palm-Vektors vor sich herschiebt und damit den Grundstrom abbremst. Wenn die Wellen, die sich in der oberen Stratosphäre horizontal zum Äquator ausbreiten, dort auf kritische Flächen treffen, kann der Matsuno-Effekt wieder wirksam werden: Die kritische Fläche verlagert sich sukzessiv nach Norden

in das Wellenausbreitungsgebiet hinein. Kritische Flächen treten im äquatorialen Gebiet zwischen den in verschiedenen Höhen periodisch auftretenden Ostwindjäten (s. Beitrag 4) und den polaren Westwinden auf, und an ihnen können die Wellen absorbiert oder reflektiert werden.

Wenn sich mit der kritischen Schicht auch die Surfzone und das Jetmaximum weiter nach Norden verlagern, wird die Ausbreitungsrichtung der Wellen (die Eliassen-Palm-Vektoren), die zum Jetmaximum fokussiert werden, weiter ausgerichtet.

Für die Vorgänge der rapiden Wellenverstärkung, die letzten Endes zum rasanten Vorgang des Zusammenbruches der Zonalströmung und der Verlagerung des schrumpfenden Wirbels in mittlere Breiten führen, kann man dann (außer dem beschriebenen Brechen der planetaren Wellen in der Surfzone) auch Aspekte der dynamischen Instabilität (barotrope, wie auch barokline Scherungsinstabilität) und der Frontogenese heranziehen, da sowohl Raketen- wie auch Radiosondenbeobachtungen lokale Gradienten aufweisen, die diesen Kriterien genügen. Wenn die Messungen des 1991 gestarteten Upper Air Research Satelliten (UARS) den Anforderungen an die benötigte Vertikal- und Horizontalaufösung genügen, kann man neue Erkenntnisse aus den Satellitenbeobachtungen in den nächsten Jahren in dieser Richtung erwarten.

Literatur

- ANDREWS, D. G.; McINTYRE M. E. (1976): Planetary waves in horizontal and vertical shear: the generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration. *J. Atmos. Sci.* 33, S. 2031–2048.
- BUTCHART, N.; E. E. REMSBERG (1986): The area of the stratospheric polar vortex as a diagnostic for tracer transport on an isentropic surface. *J. Atmos. Sci.* 43, S. 1319–1339.
- ERTEL, H. (1942): Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. *Meteorol. Z.* 59, S. 271–281.
- LABITZKE, K.; NAUJOKAT, B.; LENSCHOW, R.; PETZOLDT, K. (1984): The second winter of MAP-DYNAMICS, 1983/84: The winter of MAP-WINE. Beilage zur Berliner Wetterkarte, SO 15/84, Inst. f. Meteorol., FU Berlin.
- McINTYRE, M. E.; PALMER, T. N. (1984): The "surfzone" in the stratosphere. *J. Atmos. Terr. Phys.* 46, S. 825–849.
- MATSUNO, T. (1971): A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.* 28, S. 1479–1494.
- PETZOLDT, K.; LENSCHOW, R.; HAUCHECORNE, A.; KOKIN, G. A.; MEYER, W.; NEILL, A. O.; PHILBRICK, C. R.; SCHMIDLIN, F.; THOMAS, R. (1987): Large scale structure of the stratosphere and the lower mesosphere (20–60 km) over the northern hemisphere during the MAP/WINE campaign. *JATP* 49, S. 621–637.
- PLUMB, R. A. (1981): Instability of the distorted polar night vortex: a theory of stratospheric warmings. *J. Atmos. Sci.* 38, S. 2514–2531.

Modellierung von Stratosphärenerwärmungen: Ein Überblick

1 Einleitung

Eine der dramatischsten Veränderungen der Zirkulation der Mittleren Atmosphäre ist eine plötzliche große Stratosphärenerwärmung im Winter in der Nordhemisphäre. In normalen Wintermonaten beobachtet man eine Temperaturabnahme von mittleren Breiten zum Pol. Diese polwärts gerichtete Temperaturabnahme bewirkt in der Stratosphäre einen Westwind in zonaler Richtung. In manchen Jahren kommt es nun zu plötzlichen starken Erwärmungen der polaren Stratosphäre. Der ursprünglich negative Temperaturgradient zwischen 60°N und Pol kehrt sich um. Lokal können Temperaturanstiege von 40 bis 60 K innerhalb weniger Tage beobachtet werden. Es kommt zu einem Zusammenbruch des Polarwirbels, die ursprünglich vorherrschenden Westwinde gehen in Ostwinde über.

Untersuchungen von gemessenen Daten der Atmosphäre zeigten schon früh den dynamischen Charakter einer Stratosphärenerwärmung (z. B. JULIAN und LABITZKE 1965). Es wurden eine Reihe von Hypothesen aufgestellt, um die plötzlichen Erwärmungen in der polaren Stratosphäre zu erklären. Der heute allgemein anerkannte Mechanismus zur Erzeugung von Stratosphärenerwärmungen ist das vertikale Ausbreiten von in der Troposphäre erzeugten planetaren Wellen (sogenannten ROSSBY-Wellen) in die Stratosphäre und ihre Wechselwirkung mit dem zonalen Grundstrom. Diese Hypothese wurde von MATSUNO (1971) aufgestellt und mit einem numerischen Modell der Stratosphäre getestet (vgl. Abschnitt 2).

Die großskaligen planetaren Wellen werden durch thermische und mechanische Störungen in der Troposphäre angeregt. Im Wellenspektrum der Mittleren Atmosphäre sind in erster Linie die baroklinen, quasi-stationären Wellen von Bedeutung. Sie sind im wesentlichen nur in mittleren Breiten der Winterhemisphäre zu beobachten. Gemäß CHARNEY und DRAZIN (1961) können sich großskalige planetare Wellenstörungen aus der Troposphäre in die Stratosphäre ausbreiten, wenn die vorherrschenden Winde gemäßigte Westwinde sind. Die Amplituden der beobachteten Wellenstörungen zeigen zudem eine starke hemisphärische Abhängigkeit: Sie sind im Winter der Nordhemisphäre deutlich größer als im Winter der Südhemisphäre. Dadurch ist der Polarwirbel im Winter der Südhemisphäre stabiler, man beobachtet generell keine großen Stratosphärenerwärmungen in diesen geographischen Breiten. Vor und während einer Stratosphärenerwärmung sind die Amplituden der quasi-stationären Wellen 1 und 2 in der Nähe der Tropopause signifikant erhöht. Die erhöhte Wellenaktivität bedeutet einen verstärkten nach oben und polwärts gerichteten Transport von Impuls und Wärme. Im Bereich der maximalen Wellenamplituden (etwa 60°N) wird der Impuls der Welle an den mittleren Grundstrom abgegeben. Dies geschieht zuerst an der sogenannten kritischen Schicht in der oberen Mesosphäre (etwa 70 km Höhe), wo die Phasengeschwindigkeit der Welle die gleiche Geschwin-

digkeit wie der mittlere zonale Wind hat. Die Folge ist, daß der Westwind abgebremst wird und die Temperaturen der polaren Gebiete ansteigen. Die kritische Schicht wandert abwärts und verhindert somit die weitere Ausbreitung der planetaren Wellen nach oben. Je nach Stärke des Impulses der Wellen kommt es zu einem völligen Zusammenbruch des Polarwirbels.

Im folgenden sollen verschiedene Modellstudien und deren Ergebnisse vorgestellt werden. Dabei soll der historischen Entwicklung der numerischen Behandlung von Stratosphärenerwärmungen Rechnung getragen werden, wobei kein Anspruch auf Vollständigkeit erhoben wird. Am Ende des Artikels werden der gegenwärtige Stand der modellmäßigen Untersuchung von Stratosphärenerwärmungen dargestellt und zukünftige weiterführende Untersuchungen vorgeschlagen.

2 Matsunos Modell

Das Ziel der Studie von MATSUNO (1971) war es, ein dynamisches Modell zur Simulation von Stratosphärenerwärmungen unter Berücksichtigung der vertikalen Ausbreitung von planetaren Wellen und ihrer Wechselwirkung mit den zonalen Winden zu entwickeln. Es war der erste Versuch der numerischen Behandlung einer Stratosphärenerwärmung, der sich im nachhinein als wegweisend für spätere Simulationen erweisen sollte. Die wesentliche Frage, die es zu beantworten galt war, wie die Stratosphäre auf die aus der Troposphäre kommenden Wellen reagiert.

MATSUNO benutzte ein Modell, welches auf der adiabatischen geostrophischen potentiellen Vorticity-Gleichung basiert. Das Modell berücksichtigt zwei Prozesse, zum einen die Ausbreitung planetarer Wellen in einem zonal gemittelten Windsystem und zum anderen die Änderungen des Zonalwindes bedingt durch angeregte Wellen. (Eine ausführliche Beschreibung findet man in der Arbeit von MATSUNO (1971)). Bei der hier benutzten Modellversion handelt es sich um ein hemisphärisches Modell (nur Winterhemisphäre) mit einer vertikalen Erstreckung von 0 bis 100 km Höhe. Die horizontale Auflösung beträgt $\Delta\theta = 5^\circ$ und der vertikale Abstand zweier Gitterpunkte wurde auf $\Delta z = 2.5$ km festgelegt. Der Zeitschritt wurde auf $\Delta t = 1$ Stunde konstant gehalten.

Gestört wurde die Modellatmosphäre im Bereich der Tropopause in Abhängigkeit von der Breite θ und der Zeit t :

$$F(\theta, t) = \begin{cases} 0, & 0^\circ < \theta < 30^\circ \\ \sin[\pi(\theta - 30^\circ)/60^\circ] \Phi_{\max} \cdot f(t), & 30^\circ \leq \theta \leq 90^\circ \end{cases}$$

Aufgrund dieser Formulierung wird das größte Störsignal der Welle bei 60° angenommen. Die Zeitfunktion $f(t)$ wurde, wie in Bild 1 dargestellt, gewählt, d. h. innerhalb von

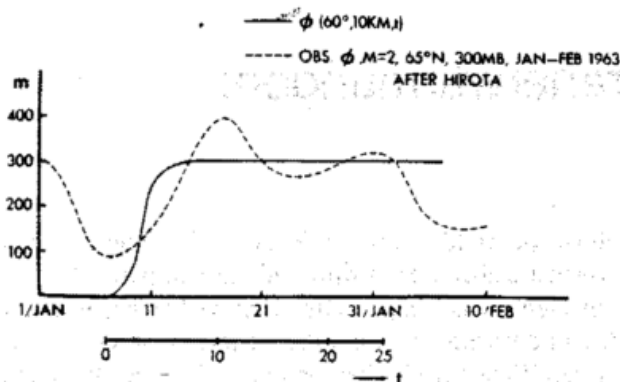


Bild 1: Durchgezogene Linie: Zeitliche Entwicklung der Amplitude (in m) der im Modell angeregten Wellenstörung bei 60°N in 10 km Höhe. Gestrichelte Linie: Beobachtete Amplitude der zonalen Welle 2 in Abhängigkeit von der Zeit (Januar-Februar 1963) bei 65°N im 300 hPa Druckniveau. Aus MATSUNO (1971).

etwa drei Modelltagen steigt die Amplitude der Welle auf ihren Maximalwert und wird für den Rest der Simulation konstant gehalten. Im Vergleich mit den bis dahin bekannten Beobachtungen (z. B. HIROTA und SATO 1969) wurde die Wahl dieser Zeitfunktion als ausreichend gut erachtet. Die maximale Amplitude der Wellen $\Phi_{\max}$ wurde vorgegeben, ebenso die zonale Struktur der Welle, d. h. Wellen der zonalen Wellenzahl 1 oder 2. An dieser Stelle sei erwähnt, daß in der Modellstudie von MATSUNO immer nur eine Welle (stationär) in einem Experiment zugelassen wurde. In der Arbeit von MATSUNO (1971) werden fünf verschiedene Experimente diskutiert, von denen hier nur zwei exemplarisch vorgestellt werden sollen.

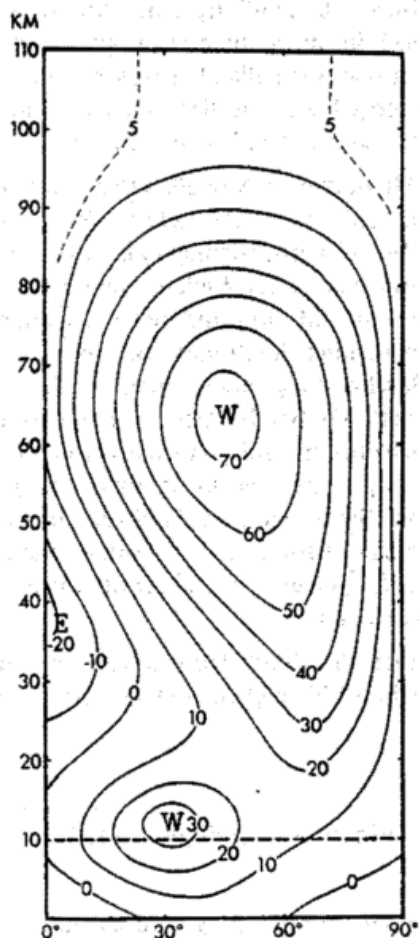


Bild 2: Anfangsfeld des mittleren zonalen Windes für die Experimente C1 und C2 (in m/s). Aus MATSUNO (1971).

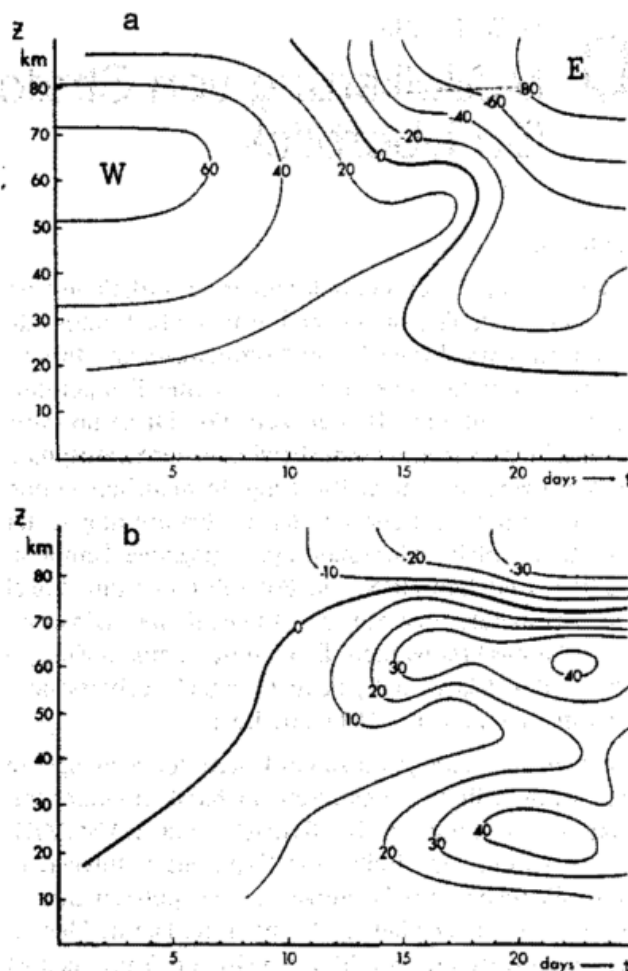


Bild 3: (a) Zeitliche Entwicklung des mittleren zonalen Windes (in m/s) bei 60°N in Abhängigkeit von der Höhe für das Modellexperiment C1. (b) Zeitliche Entwicklung der Poltemperatur (Abweichungen vom Anfangszustand in °C) in Abhängigkeit von der Höhe für das Modellexperiment C1. Aus MATSUNO (1971).

In beiden Experimenten wurde das Modell mit einem realistischen Windfeld initialisiert (Bild 2). Das mit C1 bezeichnete Experiment wurde mit einer zonalen Welle 1 und das mit C2 bezeichneten Experiment mit einer zonalen Welle 2 in Tropopausennähe gestört. $\Phi_{\max}$ wurde für beide Experimente gleich 300 gpm gesetzt. Die Ergebnisse sind in Bild 3 und 4 dargestellt. Bei beiden Simulationen zeigen sich die wesentlichen Merkmale einer großen Stratosphärenerwärmung, d. h. Abnahme des Zonalwindes mit anschließender Umkehr der Windrichtung bis in die untere Stratosphäre und die Erwärmung der polaren Stratosphäre. Es ergeben sich aber auch deutliche Unterschiede im Vergleich zu den aus den Beobachtungen gewonnenen Erkenntnissen. So ist der Verlauf der Nullwindlinie in Experiment C1 (vgl. Bild 3a) zwischen Modelltag 15 und 20 nicht so wie erwartet: Während sich nach den Beobachtungen die Nullwindlinie kontinuierlich mit fortschreitender Zeit nach unten bewegt, entsteht am Modelltag 15 in der unteren Stratosphäre ein zweites Ostwindgebiet, welches sich erst 5 Modelltage später mit dem Ostwindregime in der oberen Stratosphäre verbindet. Parallel dazu findet man eine Erwärmung von zwei Atmosphärenschichten in etwa 25 und 65 km Höhe (vgl. Bild 3b). Auch dieses Phänomen wird in dieser Form nicht

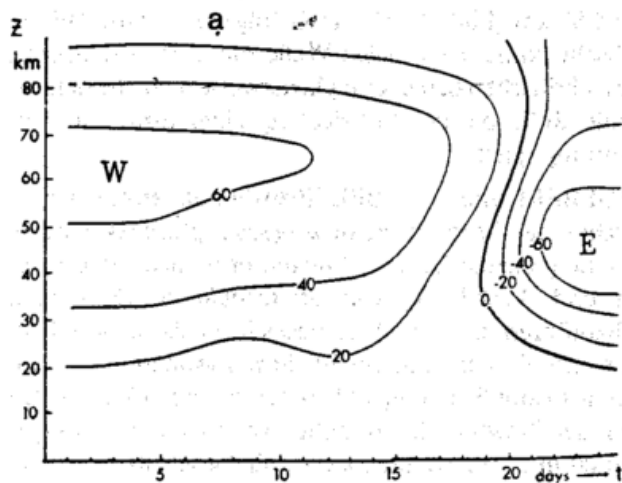


FIG. 13. Same as Fig. 10 except for case C2.

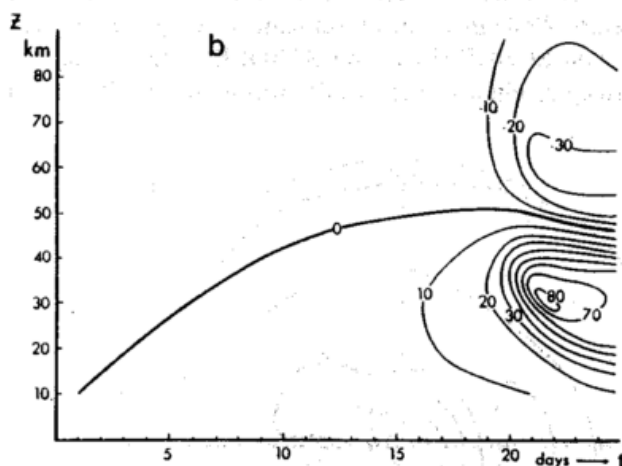


Bild 4: Wie Abbildung 3, jedoch für das Modellexperiment C2. Aus MATSUNO (1971).

in der Realität beobachtet. Die Ergebnisse des Experiments C2 (Bild 4) weisen diese Doppelstruktur nicht auf. Jedoch sind auch hier, wie im Experiment C1, die berechneten Ostwinde zu stark. Ein sehr interessantes Ergebnis ist, daß beide Simulationsexperimente eine Abkühlung der Atmosphäre oberhalb der Stratosphärenenerwärmung berechnen. Bis zu dem Zeitpunkt der Veröffentlichung von MATSUNO (1971) war dieses Phänomen nur von QUIROZ (1969) diskutiert worden. Erst durch LABITZKE (1972) wurde die Abkühlung der Mesosphäre als begleitendes Merkmal einer Stratosphärenenerwärmung erkannt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Ergebnisse dieser ersten numerischen Simulation von großen Stratosphärenenerwärmungen alle wichtigen Merkmale dieses Phänomens enthalten. MATSUNO zeigte, daß die plötzlichen Erwärmungen der Stratosphäre im wesentlichen durch die Prozesse der vertikalen Ausbreitung von planetaren Wellen und ihrer Wechselwirkung mit dem Zonalwind beschrieben werden können.

3 Weitere Modelle

GEISLER (1974) entwickelte ein einfaches numerisches Modell (Annahme einer isotherm geschichteten Atmosphäre, Vorgabe eines eindimensionalen Windprofils), um die Wechselwirkung zwischen planetaren Wellen und dem zonalen Grundstrom, als einen möglichen Mechanismus der Entstehung von Stratosphärenenerwärmungen, zu unter-

suchen. Die Untersuchungen von verschiedenen Modellparametern zeigen deutlich die Abhängigkeit bestimmter typischer Merkmale einer Stratosphärenenerwärmung von der Art, Amplitude und Dauer der Wellenstörung. Die Berücksichtigung des Newtonschen Abkühlungsansatzes bei einer Simulation bewirkt, im Vergleich zu einem sonst identischen Modellauf ohne Newtonsche Abkühlung, daß die simulierte maximale Erwärmung der Stratosphäre in höheren Schichten auftritt und um etwa 15 K geringer ausfällt. Ferner verzögert sich der Beginn der Erwärmung um etwa 7 Tage. Im Vergleich mit der im Winter 1967/68 beobachteten Stratosphärenenerwärmung zeigt sich, daß die Einbeziehung des Newtonschen Abkühlungsansatzes in die Simulation zu realistischeren Werten führt. Weitere Modelluntersuchungen zeigen die Zeitabhängigkeit der Entstehung einer stratosphärischen Erwärmung von dem gewählten Anfangswindprofil, welches in der Arbeit von GEISLER durch den Parameter U_0 (= Windgeschwindigkeit am unteren Modellrand) bestimmt wird. Bei einer Wahl von U_0 zwischen 10 m/s und 25 m/s beginnen im Modell die Erwärmungen etwa zu gleichen Zeitpunkt. Erwärmungen in der Modellatmosphäre treten generell später auf, wenn große

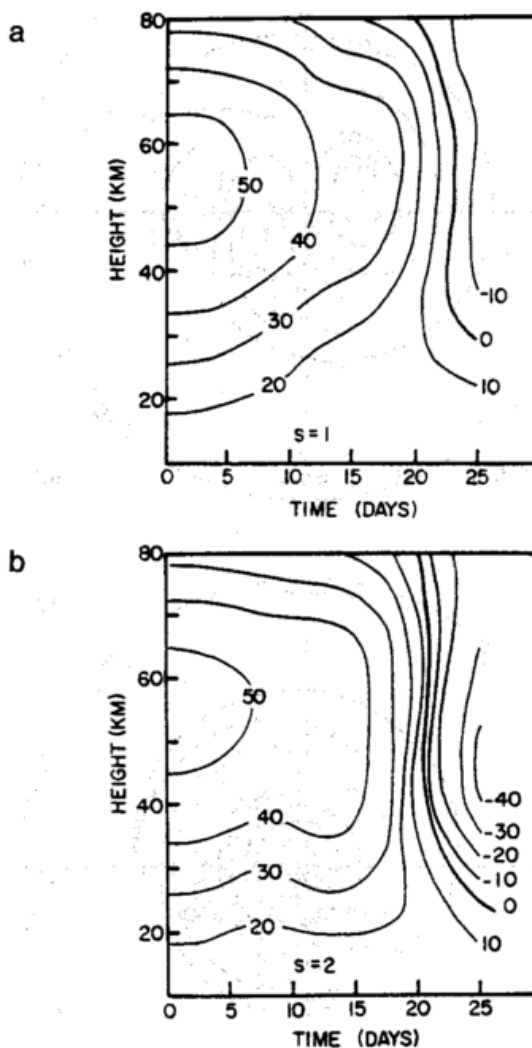


Bild 5: Zeitliche Entwicklung des mittleren zonalen Windes (in m/s) bei 60°N. (a) Ergebnis für den Modellauf, bei dem ausschließlich eine zonale Welle der Wellenzahl 1 ($s=1$) mit einer maximalen Amplitude von 300 gpm am unteren Modellrand angeregt wurde. (b) Wie (a), jedoch für eine zonale Welle der Wellenzahl 2 ($s=2$). Aus HOLTON (1976).

(> 25 m/s) und kleine (< 10 m/s) Werte für U_0 vorgegeben werden. Wird auch hier wieder der Newtonsche Abkühlungsansatz bei den Simulationen berücksichtigt, werden für Werte von $U_0 < 12$ m/s keine Stratosphärenerwärmungen mehr gefunden.

HOLTON (1976) entwickelte ein Modell, welches auf den ursprünglichen dynamischen Gleichungen (horizontale Bewegungsgleichungen, thermodynamische Gleichung, Kontinuitätsgleichung, hydrostatische Gleichung) basiert. Mit diesem Modell lassen sich, im Gegensatz zu MATSUNOs Formulierung, auch ageostrophische und diabatische Effekte berücksichtigen. HOLTONs Arbeit bestätigte im wesentlichen die Ergebnisse von MATSUNO. Jedoch fand er nicht die von MATSUNO beobachtete Doppelstruktur bei einer Stratosphärenerwärmung, die ausschließlich mit einer zonalen Welle 1 angeregt wurde. Ferner beobachtet HOLTON kein langsames Absinken der Nullwindlinie, sondern eine mehr oder weniger abrupte Umkehrung des mittleren Zonalwindes in Höhen zwischen

30 und 80 km (Bild 5). HOLTON folgerte daraus, daß die Wechselwirkung der zonalen Welle mit dem Grundstrom an einer kritischen Schicht möglicherweise nicht die herausragende Rolle bei der Entwicklung einer Stratosphärenerwärmung spielt.

SCHOEBERL und STROBEL (1980) benutzten ein mechanistisches, semi-spektrales, quasi-geostrophisches Modell, um weitergehende Untersuchungen bezüglich der Entstehung und Ausbildung von Stratosphärenerwärmungen durchzuführen. Besonderheit dieses Modells ist die selbstkonsistente Berechnung der Erwärmungsraten durch Absorption solarer Strahlung (Absorber O_2 und O_3). Es wurde ferner der Newtonsche Abkühlungs- und der Rayleigh-Reibungsansatz verwendet, was somit die selbstkonsistente Berechnung des mittleren zonalen Windfeldes erlaubt. Auch bei diesem Modellansatz wurde jeweils nur eine planetare Welle in Tropopausennähe angeregt. Die Ergebnisse von SCHOEBERL und STROBEL zeigen, daß die Entwicklung einer großen Erwärmung im wesentlichen von

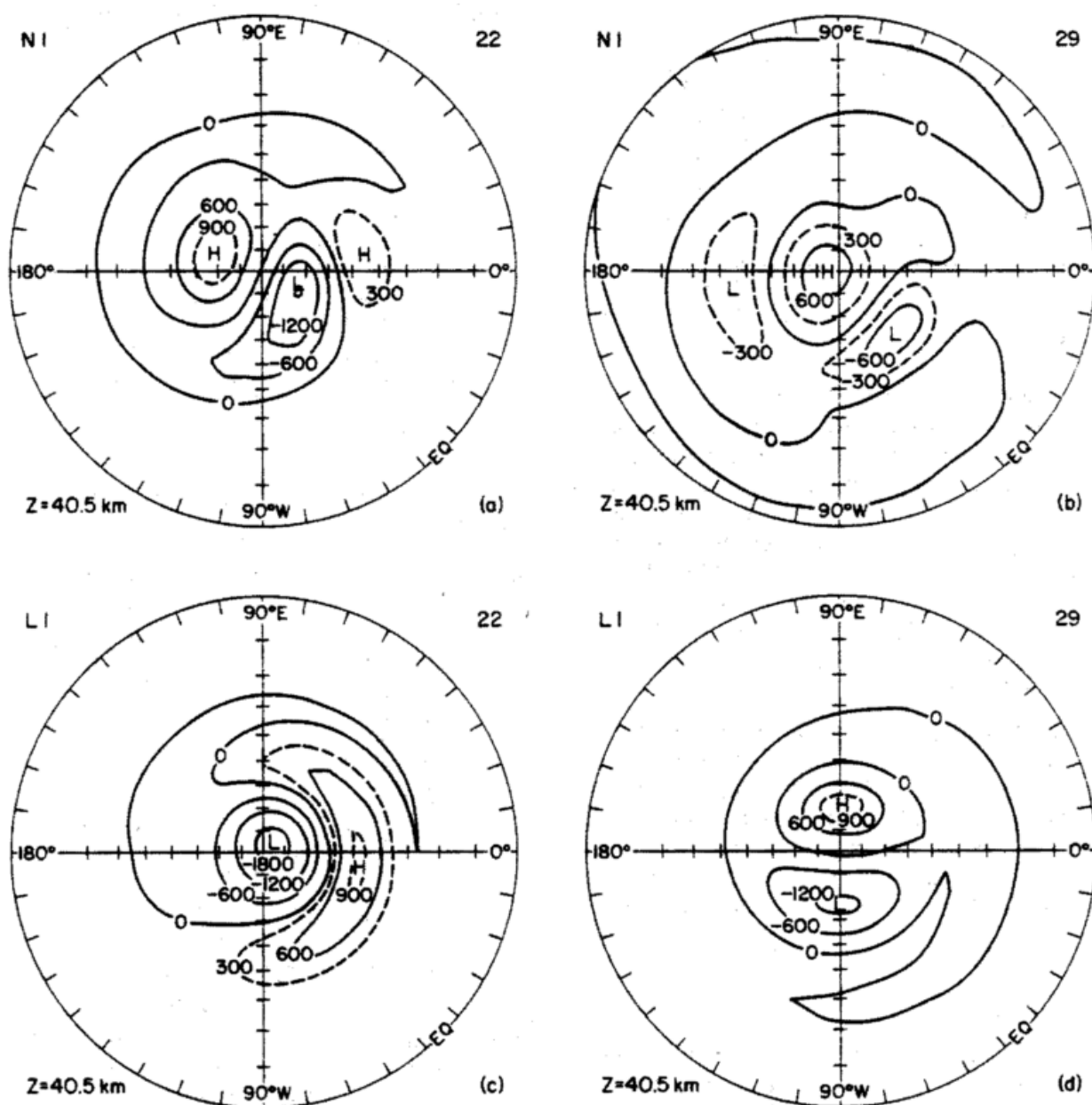


Bild 6: Polarstereographische Projektionen der Höhenabweichungen (in m) in 40.5 km Höhe für die Modelltage 22 ((a) und (c)) und 29 ((b) und (d)). Mit N1 bzw. L1 sind die Ergebnisse der Modellsimulationen gekennzeichnet, die die nichtlineare Welle-Welle Wechselwirkung bzw. nur die Welle-Grundstrom Wechselwirkung (hier nur Welle 1) berücksichtigen. Aus LORDI u. a. (1980).

LORDI und Mitarbeiter (1980) entwickelten ein spektrales Modell zur Simulation von stratosphärischen Erwärmungen, bei dem erstmals auch die Wechselwirkung von Wellen untereinander Berücksichtigung fand. Die Ergebnisse von LORDI u. a. zeigen, daß die nichtlineare Welle-Welle-Wechselwirkung eine bedeutende Rolle bei der Entwicklung des Zonalwindes und der Temperatur spielt. Wird z. B. das Modell mit einer zonalen Welle der Wellenzahl 1 in der Nähe der Tropopause gestört, so spaltet sich der Polarwirbel auf (Welle-2-Struktur; Bild 6). Mit den bisher diskutierten Modellen war es generell nicht möglich, diesen für Stratosphärenenerwärmungen charakteristischen Prozeß zu simulieren. Bei den Modellen, die nur die Wechselwirkung zwischen einer Welle und dem Grundstrom berücksichtigten, wurde der Polarwirbel nur verlagert, abgeschwächt oder verstärkt. Ähnlich wie in der Arbeit von SCHOEBERL und STROBEL (1980) wird von LORDI u. a. eine Abkühlung der polaren Mesosphäre bei gleichzeitiger Erwärmung der äqui-

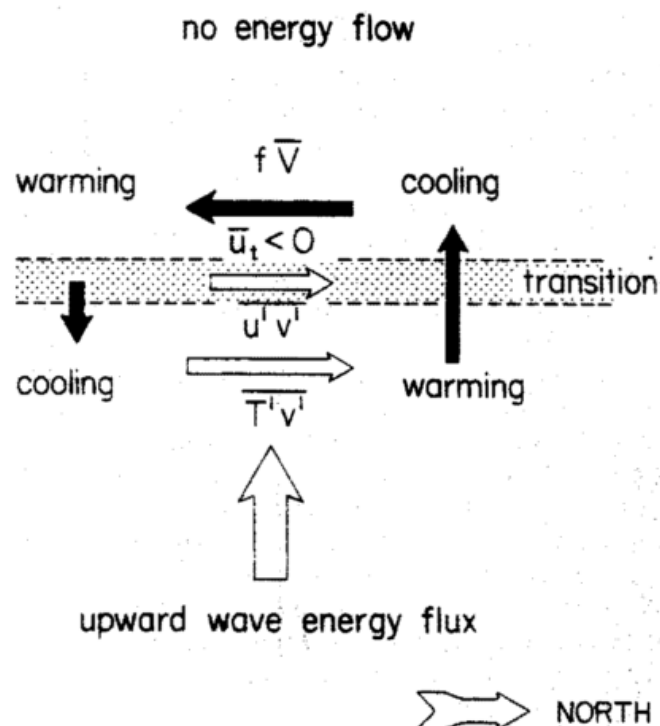


Bild 7: Schematische Darstellung der wichtigsten Merkmale während einer Stratosphärenenerwärmung. Planetare Wellen wandern aus der unteren in die Mittlere Atmosphäre (großer offener Pfeil). Impuls und Wärme werden horizontal nach Norden transportiert (kleine offene Pfeile). Die induzierte meridionale Zirkulation wird durch die drei schwarzen Pfeile dargestellt. Aus LORDI u. a. (1980).

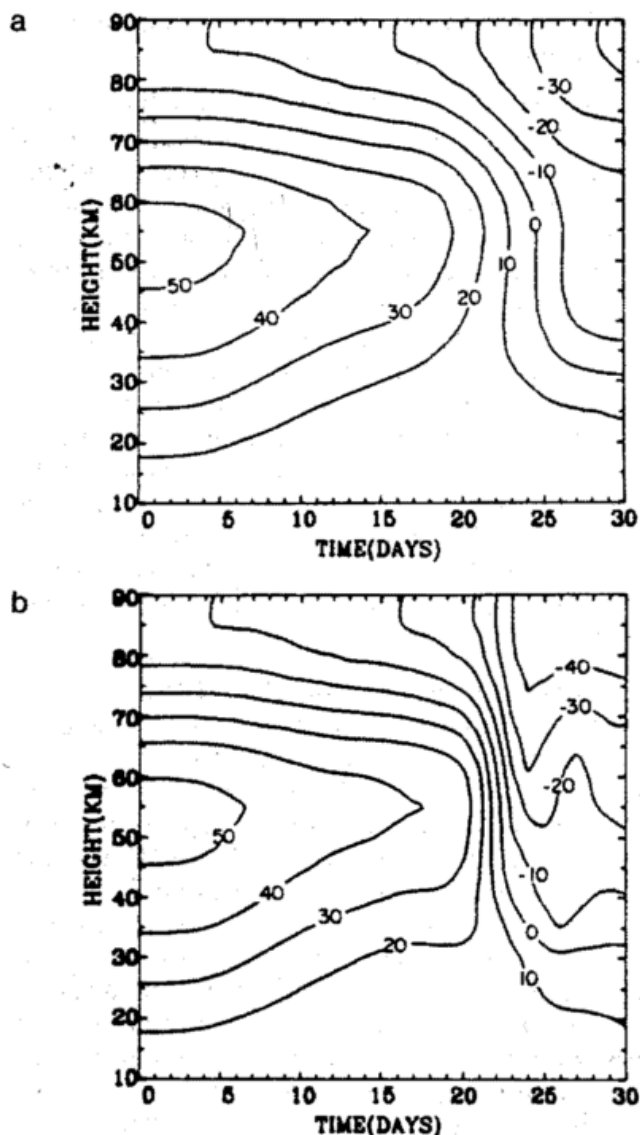


Bild 8: Zeitlichen Entwicklung des mittleren zonalen Windes (in m/s) bei 60°N, für (a) den sogenannten linearen Fall (nur Welle-Grundstrom Wechselwirkung) und (b) den sogenannten nichtlinearen Fall (Welle-Welle Wechselwirkung). Aus HSU (1981).

torialen Mesosphäre und einer Abkühlung der Stratosphäre in niederen Breiten gefunden. Mit Hilfe einer schematischen Darstellung (Bild 7) versuchten LORDI u.a. eine Zusammenfassung der wichtigsten Merkmale während einer Stratosphärenenerwärmung. Die Darstellung folgt dabei im wesentlichen den schon von MATSUNO (1971) beschriebenen Prozessen.

HSU (1981) untersuchte ähnlich wie LORDI u. a. (1980) die Rolle der Welle-Welle-Wechselwirkung, indem er das Modell von HOLTON (1976) weiterentwickelte. Wesentliches Ergebnis dieser Arbeit ist, daß eine durch eine zonale Welle 1 angeregte Erwärmung der Stratosphäre unter Berücksichtigung nichtlinearer Effekte eine wesentlich stärkere Erwärmung und eine plötzliche Abbremsung des mittleren Zonalwindes bewirkt, als wenn nur (quasi) lineare Effekte (Wechselwirkung Welle-Grundstrom) zugelassen werden (Bild 8). Obwohl in den von HSU vorgestellten Modellsimulationen eine zonale Welle der Wellenzahl 2 nicht am unteren Modellrand angeregt wurde, zeigen die Analysen des Geopotentials für die „nichtlinearen“ Modell-

läufe ein signifikantes Anwachsen der Amplitude der Welle 2 während den Simulationen.

Mit einer ebenfalls voll nichtlinearen Modellversion untersuchten BUTCHART u. a. (1982) die beobachtete Stratosphärenenerwärmung von 1979. Dazu wurde das Modell mit Realdaten initialisiert. Auch die Anregung der planetaren Wellen im Modell erfolgte auf der Grundlage gemessener Daten. BUTCHART u. a. konnten alle wesentlichen Merkmale der beobachteten Erwärmung reproduzieren. Sie fanden heraus, daß die richtige Wahl des Anfangswindfeldes eine wesentliche Bedingung für die Entstehung einer starken Erwärmung darstellt. Um die beobachtete Erwärmung mit ihren wesentlichen Merkmalen nachzustellen, war es notwendig, die zonale Welle 2, wie aus den Realdaten analysiert, mit etwa 10° pro Tag nach Osten wandern zu lassen. Auf der anderen Seite wurde als Ergebnis festgehalten, daß die Welle-Welle-Wechselwirkung zwischen der zonalen Welle 1 und 2 nicht entscheidend für die Entwicklung der Erwärmung ist.

Ebenfalls in Anlehnung an das Modell von HOLTON (1976) entwickelten KLINKER und ROSE (1983) ein dreidimensionales Modell der Mittleren Atmosphäre. Mit diesem Modell untersuchte ROSE die Entwicklung einer Stratosphärenenerwärmung bei gleichzeitiger Anregung einer zonalen Welle 1 und 2 in Tropopausennähe. Wie bei HSU (1981) wurden Modellläufe mit bzw. ohne Berücksichtigung nichtlinearer Prozesse (Welle-Welle-Wechselwirkung bzw. nur Welle-Grundstrom-Wechselwirkung) durchgeführt. In einer ersten Serie von Experimenten wurde die Amplitude der Welle 1 auf 300 gpm und die der Welle 2 auf 100 gpm festgesetzt. Der zeitliche Verlauf der Wellenstörung wurde wie in der Arbeit von MATSUNO (1971) gewählt (vgl. Bild 1). Die Ergebnisse der Experimente, bei denen in den Modellgleichungen die (quasi-) linearen (L12) und die voll nichtlinearen Terme (N1200) berücksichtigt wurden, unterscheiden sich trotz gleicher Rand- und Anfangsbedingungen signifikant voneinander (Bild 9a und 9b). Aufgrund dieses Ergebnisses scheint die Berücksichtigung nichtlinearer Effekte unentbehrlich für die Reproduktion der wichtigsten Strukturen, sowie des zeitlichen Verlauf einer Stratosphärenenerwärmung zu sein. Anders sehen die Ergebnisse von ROSE aus, wenn die Amplitude der Welle 1 auf 100 gpm und die der Welle 2 auf 300 gpm festgesetzt wurde (Bild 10a und 10b). Sowohl in der Simulation ohne (L21) als auch in der mit Berücksichtigung der nichtlinearen Terme in den dynamischen Gleichungen (N2100) fand man nur sehr geringe Unterschiede in den Ergebnissen.

Im Unterschied zu den Experimenten N1200 und N2100 wurden noch zwei Szenarien gerechnet, bei denen zwischen der zonalen Welle 1 und 2 eine Phasendifferenz von 45 Grad geographischer Länge angenommen wurde (N1245 und N2145). Die Ergebnisse sind in den Bildern 9c und 10c dargestellt. Signifikante Unterschiede zu den Modellversuchen ohne Phasenverschiebung (N1200 und N2100) ergeben sich wiederum nur bei dominierender Welle 1. Die Modellergebnisse von ROSE legen den Schluß nahe, daß eine Stratosphärenenerwärmung, die im wesentlichen durch eine zonale Welle 1 angeregt wird, stärker durch nichtlineare Effekte beeinflusst wird als eine, die durch eine zonale Welle 2 gesteuert wird. Festzuhalten bleibt, daß mit Aus-

nahme des Experiments L12, alle Simulationen die typischen Charakteristika von großen Stratosphärenenerwärmungen zeigen.

Die Welle-Welle-Wechselwirkung wurde auch von MATSUNO (1984) in seinem Modell berücksichtigt, um in verschiedenen Experimenten die Unterschiede zwischen kleinen und großen Stratosphärenenerwärmungen zu untersuchen. MATSUNO zeigte, daß, bei entsprechender Wahl der Anfangsbedingungen, eine Störung des Geopotentials in 10 km Höhe durch eine zonale Welle 1 mit einer Amplitude von 300 gpm nur zu einer kleinen Erwärmung führt, wogegen bei einem Anwachsen der Amplitude auf 400 gpm eine große Stratosphärenenerwärmung erzeugt wird. Die Unterschiede dieser beiden Modellläufe wurden mit Hilfe der potentiellen Vorticity analysiert: In beiden Fällen werden Gebiete mit niedriger potentieller Vorticity aus äquatorialen Breiten in die polare Stratosphäre advehiert und Gebiete mit hoher potentieller Vorticity aus dem Polarbereich weg verlagert. Im Fall der großen Erwärmung beobachtete MATSUNO eine irreversible Durchmischung der potentiellen Vorticity auch in polaren Breiten, wogegen bei der kleinen Erwärmung die irreversible Durchmischung auf niedere und mittlere Breiten beschränkt bleibt.

Das Modell von ROSE (1983) wurde von JAKOBS (1986) weiterentwickelt: Auf der Grundlage der hemisphärischen Modellversion von ROSE wurde eine globale Version erstellt, die zusätzlich die unteren Thermosphärenschichten einschließt. Vorteil dieses Modells ist die Möglichkeit der globalen Betrachtung der dynamischen Prozesse in der Mittleren Atmosphäre. So kann z. B. die Bedeutung der äquatorialen Windsysteme für dynamische Prozesse in mittleren und hohen Breiten untersucht werden. Ferner können Strukturen in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre analysiert werden. Da sich die Bewegungs- und Energiebilanzgleichung für die Mesosphäre und die untere Thermosphäre wesentlich von denen für die Stratosphäre unterscheiden, werden in dieser Modellversion spezielle Beschleunigungsprozesse und zusätzliche Wärmequellen und -senken berücksichtigt (molekulare Wärmeleitung, dynamische Viskosität, Ionenreibung). DAMERIS (1988) und DAMERIS und EBEL (1990) untersuchten mit dem von JAKOBS bereitgestellten Modell die Auswirkungen der äquatorialen quasi-zweijährigen Oszillation (QBO) auf die Entwicklung von Stratosphärenenerwärmungen. Dazu wurde das Modell mit verschiedenen Windfeldern initialisiert (z. B. Bild 11), die die verschiedenen Phasen der QBO repräsentieren sollten. Ansonsten wurden gleiche Randbedingungen gewählt: In allen Experimenten wurde eine Stratosphärenenerwärmung simuliert, indem, wie bei ROSE (1983), eine zonale Welle 1 mit 300 gpm bzw. eine zonale Welle 2 mit 100 gpm in Tropopausennähe angeregt wurde. In den dynamischen Gleichungen wurden die nichtlinearen Terme berücksichtigt. Als ein wesentliches Ergebnis der verschiedenen Experimente ergab sich, daß die dynamischen Effekte nördlich von 60°N unterhalb von etwa 30 km Höhe generell stärker ausgeprägt sind (d. h. stärkere Erwärmung und Windumkehr), wenn Ostwinde in der äquatorialen unteren Stratosphäre vorherrschen, unabhängig von der Windrichtung in der äquatorialen oberen Stratosphäre. Bei den Analysen zeigte sich, daß die Lage der Nullwindlinie in

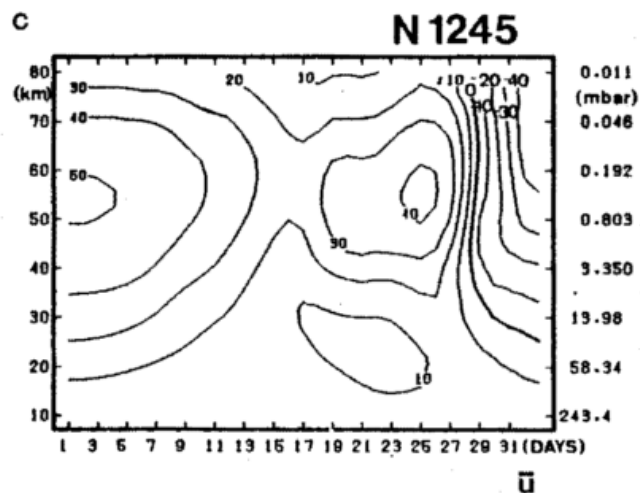
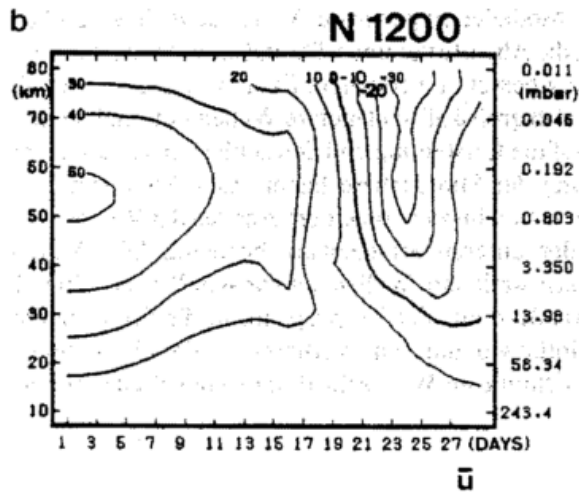
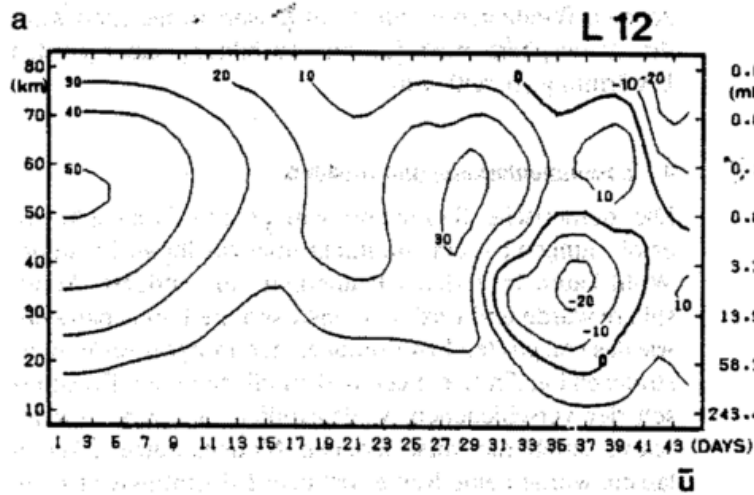


Bild 9: Zeit-Höhen-Schnitt in 62.5°N der mittleren zonalen Windkomponente (in m/s). Für die Experimente L12 (a), N1200 (b) und N1245 (c). Aus ROSE (1983).

niederen Breiten, die entscheidend durch die Phase der QBO geprägt wird, die Ausbreitung der planetaren Wellen und damit den Impuls- und Wärmetransport im mittleren und hohen Breiten beeinflusst.

HOLTON und AUSTIN (1991) untersuchten den Einfluß der QBO auf die Ausbildung einer Stratosphärenerwärmung im Zusammenhang mit der Stärke der Anregung durch planetare Wellen. Dazu wurde in verschiedenen Experimenten die Amplitude der zonalen Welle 1 zwischen

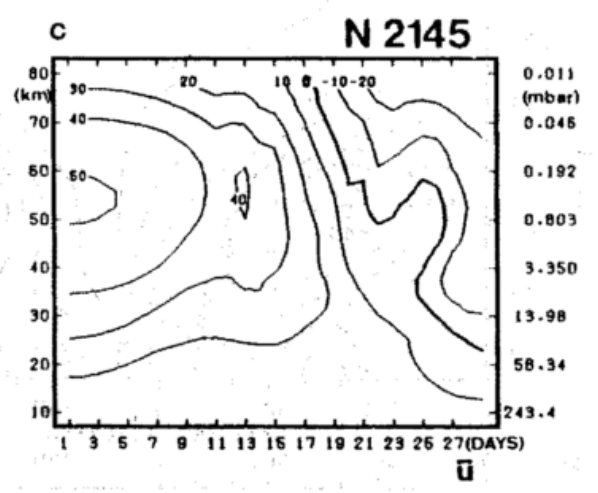
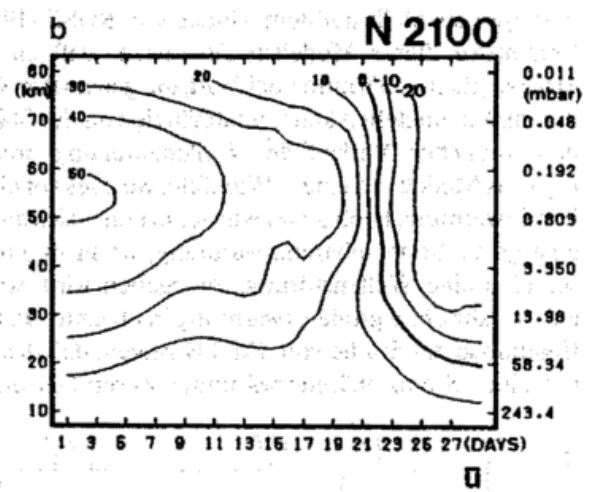
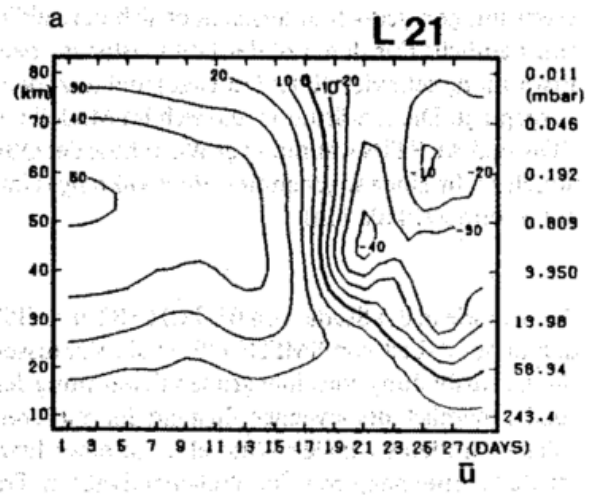


Bild 10: Wie Abbildung 9, jedoch für die Experimente L21 (a), N2100 (b) und N2145 (c). Aus ROSE (1983).

100 gpm und 400 gpm variiert. Das Ergebnis war, daß die Phase der QBO kaum einen Einfluß auf eine plötzliche Erwärmung der Stratosphäre hat, wenn die Amplitude der zonalen Welle 1 klein (< 200 gpm) bzw. wenn sie groß ist (400 gpm): Im ersten Fall ergab sich generell keine Stratosphärenerwärmung, im zweiten Fall ergaben sich sowohl für die West- als auch für die Ostphase der QBO große Stratosphärenerwärmungen. Bei Anregung einer zonalen Welle 1 mit gemäßigter Amplitude (250-300 gpm) fanden die Autoren zwar auch für beide Phasen der QBO Stratosphären-

erwärmungen, jedoch unterscheidet sich der zeitliche Verlauf deutlich: Für den Fall der QBO-Ostphase beginnt die Erwärmung sehr viel früher (16 Tage) und ist zudem stärker ausgeprägt. Die Erwärmung, die sich im Modell von HOLTON und AUSTIN während der Westphase der QBO ergab, ähnelt mehr einer sogenannten *final warming* (Umstellung auf Sommerzirkulation).

Ähnlich wie in der Studie von BUTCHART u. a. (1982) wurden in der Arbeit von SMITH (1991) die Voraussetzungen für die Ausbildung von einer großen Erwärmung der Stratosphäre, nämlich der jeweilige Zustand der mittleren Atmosphäre (mittleres zonales Windfeld) vor einer Erwärmung im Zusammenhang mit der Wellenaktivität in Tropopausennähe untersucht. Die Untersuchungen von SMITH basierten ebenfalls auf dem Modell von ROSE (1983). Die Ergebnisse dieser Modellstudie zeigen, daß eine große Stratosphärenerwärmung bei Vorgabe geeigneter Windfelder immer entstehen kann, unabhängig von der Stärke und dem zeitlichen Verlauf der Wellenanregung: Initialisiert man das Modell mit einem Windfeld, welches vor einer großen Erwärmung beobachtet wurde, so ergibt sich auch dann eine große Stratosphärenerwärmung, wenn in Tropopausennähe eine Wellenstörung vorgegeben wird, wie sie in einem Jahr ohne große Erwärmung beobachtet wurde. Die Ergebnisse der Studie von SMITH zeigen, daß das Auftreten einer Stratosphärenerwärmung wesentlich durch die

zonalen Winde in der unteren Stratosphäre gesteuert wird; die Atmosphäre muß für die Ausbildung einer großen Erwärmung „bereit“ sein.

4 Zusammenfassung und Ausblick

Die numerische Simulation von großen Stratosphärenerwärmungen hat eine nunmehr über 20-jährige Tradition. Wohl kaum in anderes Phänomen der mittleren Atmosphäre wurde und wird so intensiv simuliert und analysiert, wie das von großen Erwärmungen der nordpolaren Winterstratosphäre. Trotz einiger Widersprüche in den Ergebnissen der verschiedenen Modellstudien, die sich teilweise schon durch die verschiedenen Modellansätze erklären lassen, wurden eine Reihe wichtiger Erkenntnisse aus den numerischen Studien gewonnen. Die Untersuchungen mit Hilfe von Modellen trugen in der Vergangenheit wesentlich dazu bei, die Abläufe vor und während einer Stratosphärenerwärmung besser zu verstehen. Es steht heute unzweifelhaft fest, daß großskalige planetare Wellen entscheidenden Einfluß auf die Entstehung und den zeitlichen Verlauf einer Erwärmung der Stratosphäre haben. Eine Stratosphärenerwärmung wird immer von einem Anstieg der Wellenaktivität in der unteren Stratosphäre begleitet. Die Wellen (meist quasi-stationäre Wellen der zonalen Wellenzahlen 1 und 2) wandern aus der Troposphäre in die Stratosphäre und beeinflussen dort das vorherrschende Zirkulationssystem. Nichtlineare Wechselwirkungen der Wellen unter-

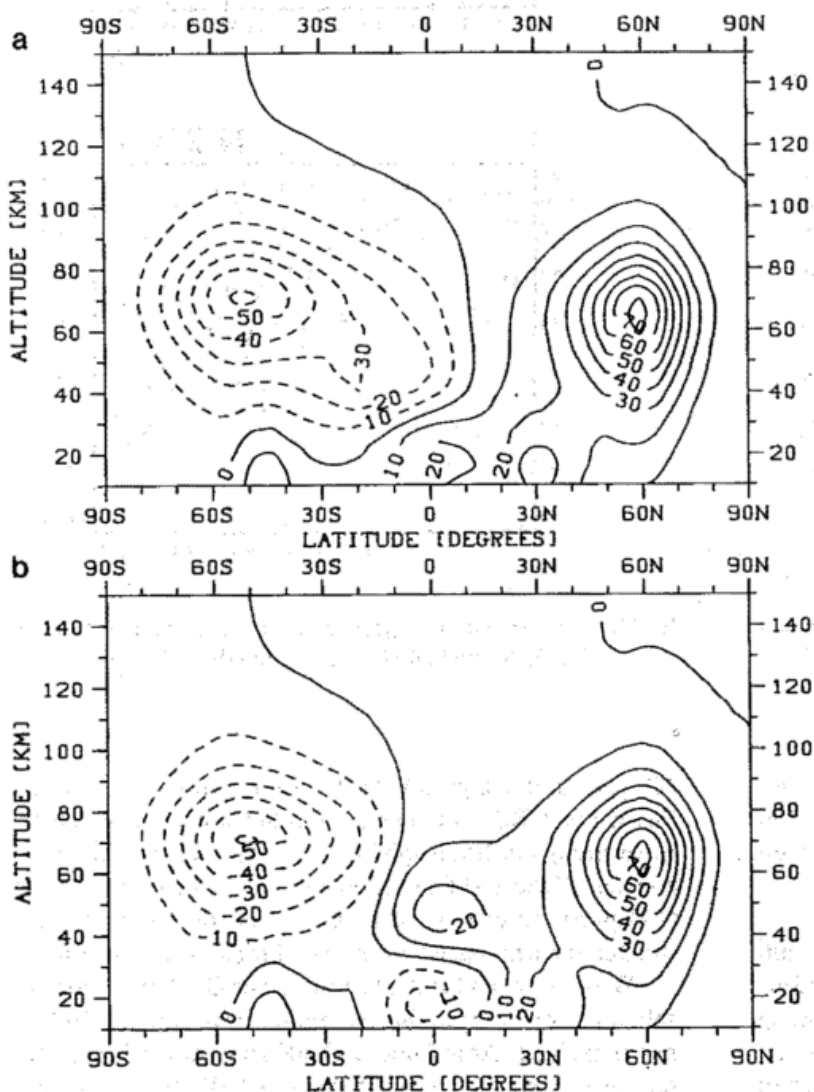


Bild 11: Anfangsfelder des mittleren zonalen Windes (in m/s) zur Untersuchung des Einflusses der jeweiligen Phase der QBO auf die Entwicklung einer Stratosphärenerwärmung. (a) QBO-Westphase; (b) QBO-Ostphase. Positive (negative) Winde entsprechen Westwinden (Ostwinden). Aus DAMERIS und EBEL (1990).

einander spielen eine wichtige Rolle. Die dynamische Struktur der mittleren Atmosphäre, sowohl in niederen Breiten (Stichwort: QBO) als auch in mittleren und hohen Breiten, ist mitentscheidend, ob es zu einer großen Erwärmung kommt oder nicht.

Aber trotz aller gewonnenen Erkenntnisse bleiben eine Reihe von Fragen noch unbeantwortet. So ist z. B. das abrupte Anwachsen der Aktivität der planetaren Wellen vor und auch während einer Stratosphärenenerwärmung relativ schlecht verstanden. Mögliche Erklärungen könnten sein:

- (a) Resonanz der quasi-stationären planetaren Wellen,
- (b) Interferenz zwischen stationären und wandernden planetaren Wellen.

Nicht nur die quasi-stationären planetaren Wellen haben ihr Amplitudenmaximum in mittleren bis hohen Breiten der Winterhemisphäre, sondern auch die großskaligen nach Westen wandernden planetaren Wellen (z. B. die 5-, 10- und 16-Tage Welle). Bei geeigneter Überlagerung kann es so zu einer plötzlichen Verstärkung der Wellenaktivität kommen. Die Amplituden der wandernden planetaren Wellen sind generell kleiner als die der quasi-stationären planetaren Wellen. Bei idealer Überlagerung kann der Anteil der wandernden Wellen zur gesamten Wellenaktivität die gleiche Größenordnung haben, wie der der quasi-stationären Wellen. Für zukünftige numerische Studien von stratosphärischen Erwärmungen wäre der Einschluß von wandernden planetaren Wellen wichtig, um u. a. einen besseren Einblick in die Bedeutung der nichtlinearen Wechselwirkung zu bekommen.

Eine Reihe weitergehender Untersuchungen ist noch erforderlich, um ein vollständiges Bild über die Entstehung und den Verlauf von großen Stratosphärenenerwärmungen zu erhalten. Gerade hier ist auch in Zukunft die Zusammenarbeit zwischen Experimentatoren und Modellern gefragt.

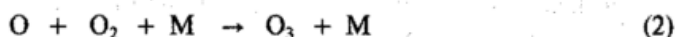
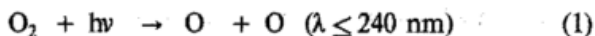
Literatur

- BUTCHART, N.; S. A. CLOUGH; T. N. PALMER u. P. J. TREVELLYAN: Simulations of an observed stratospheric warming with quasigeostrophic refractive index as a model diagnostic. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 108, S. 475-502, 1982.
- CHARNEY, J. G. u. P. G. DRAZIN: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 66, S. 83-110, 1961.
- DAMERIS, M.: Investigation of the influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the evolution of stratospheric warmings using a three-dimensional circulation model. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 61, S. 355-366, 1988.
- DAMERIS, M. u. A. EBEL: The quasi-biennial oscillation and major stratospheric warmings: A three-dimensional model study. *Ann. Geophysicae*, 8, S. 76-86, 1990.
- GEISLER, J. E.: A numerical model of the sudden stratospheric warming mechanism. *J. Geophys. Res.*, 79, S. 4989-4999, 1974.
- HIROTA, I. u. Y. SATO: Periodic variation of the winter circulation and intermittent vertical propagation of planetary waves. *J. Met. Soc. Jap.*, 47, S. 390-402, 1969.
- HOLTON, J. R.: A semi-spectral numerical model of wave-mean flow interactions in the stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, 33, S. 1639-1649, 1976.
- HOLTON, J. R. u. J. AUSTIN: The influence of the equatorial QBO on sudden stratospheric warmings. *J. Atmos. Sci.*, 48, S. 607-618, 1991.
- HSU, C.-P. F.: A numerical study of the role of wave-wave interactions during sudden stratospheric warmings. *J. Atmos. Sci.*, 38, S. 189-214, 1981.
- JAKOBS, H. J.: Untersuchungen von Schwerewelleneffekten mit Hilfe eines 3-D Zirkulationsmodells der mittleren Atmosphäre. *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln*, Heft 50, 1986.
- JULIAN, P. R. u. K. LABITZKE: A study of atmospheric energetics during the January-February 1963 stratospheric warming. *J. Atmos. Sci.*, 22, S. 597-610, 1965.
- LABITZKE, K.: The interaction between stratosphere and mesosphere in winter. *J. Atmos. Sci.*, 29, S. 1395-1399, 1972.
- LORDI, N. J.; A. KASAHARA u. S. K. KAO: Numerical simulation of stratospheric sudden warmings with a primitive equation spectral model. *J. Atmos. Sci.*, 37, S. 2746-2767, 1980.
- MATSUNO, T.: A dynamical model of stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, 28, S. 1479-1494, 1971.
- MATSUNO, T.: Dynamics of minor stratospheric warmings and "preconditioning". *Dynamics of the Middle Atmosphere*, Herausgeber: J. R. HOLTON und T. MATSUNO, S. 333-351, Terrapub, Tokio, 1984.
- QUIROZ, R. S.: The warming of the upper stratosphere in February 1966 and the associated structure of the mesosphere. *Mon. Wea. Rev.*, 97, S. 541-552, 1969.
- ROSE, K.: On the influence of nonlinear wave-wave interaction in a 3-d primitive equation model for sudden stratospheric warmings. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 56, S. 14-41, 1983.
- SCHOEBERL, M. R. u. D. F. STROBEL: Numerical simulation of sudden stratospheric warmings. *J. Atmos. Sci.*, 37, S. 214-236, 1980.
- SMITH, A. K.: Preconditioning for stratospheric sudden warmings: Sensitivity studies with a numerical model, pers. Mitteilung, 1991.

1 Einleitung

In den vergangenen Jahren wurden in PROMET mehrere Beiträge zum Thema „Ozon in der Atmosphäre“ publiziert. Heft 4'86 und 1/2'87 enthalten Beiträge, die diesem Thema gewidmet sind, darunter einen über die *Grundlagen der globalen stratosphärischen Ozonchemie* (EHHALT). In Heft 4'88 erschien der Aufsatz von CRUTZEN über *Ozonabnahmen in der antarktischen Stratosphäre*, mit einer Beschreibung und Bewertung der damals diskutierten Hypothesen für die Entstehung des sogenannten *Ozonlochs*.

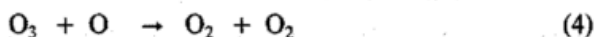
Ozon entsteht als Folge der Photolyse von molekularem Sauerstoff. Dieser erste Schritt der Ozonbildung findet überwiegend in den Tropen in Höhen über etwa 20 km statt, denn nur hier ist die Strahlungsintensität bei Wellenlängen unter 240 nm ausreichend intensiv.



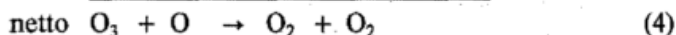
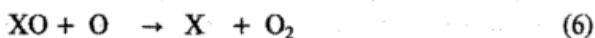
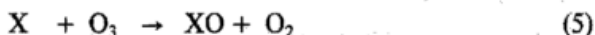
Diese natürliche Ozonproduktion wird durch Abbaureaktionen ausgeglichen. Ozon absorbiert Sonnenstrahlung, überwiegend im UV-Bereich, und wird dabei photolytisiert:



Die Ozonphotolyse führt nicht zu einem Nettoverlust von Ozon, da die gebildeten O-Atome nach (2) sofort O₃ zurückbilden. Ein wirksamer Abbauprozess ist dagegen die Reaktion:



die bei den niedrigen Temperaturen in der Stratosphäre allerdings relativ langsam ist. Sie wird jedoch, auch in der ungestörten Stratosphäre, durch verschiedene Radikale (X = NO, OH, Cl) katalysiert. Die entsprechenden Reaktionszyklen können durch die allgemeine Form:



dargestellt werden. Ihr Nettoeffekt entspricht der Reaktion (4). In der Stratosphäre spielen die Stickoxide, NO_x (NO, NO₂), die bei der Oxidation von Lachgas, N₂O, entstehen, die wichtigste Rolle für das photochemische Gleichgewicht des Ozons. Obwohl das meiste Ozon im Bereich der Tropen gebildet wird, ist dort der Ozongehalt der Stratosphäre relativ gering.

Der vorliegende Beitrag behandelt insbesondere die Wirkungsmechanismen, die die Konzentrationsverteilung des Ozons in der arktischen Stratosphäre bestimmen. Die chemische Lebenszeit des Ozons ist außerhalb der Tropen in der unteren und Mittleren Stratosphäre so lang, daß die Konzentrationsverteilung durch Transportprozesse, d. h.

durch die stratosphärische Zirkulation bestimmt ist. Ozon verhält sich ähnlich wie ein langlebiges Spurengas. Wir wissen jedoch seit der Entdeckung des „Ozonloches“, daß die Ozonchemie in den polaren Gebieten im Winter durch chemisch/physikalische Prozesse beeinflusst werden kann, die zu erheblichen Störungen des mittleren Ozongleichgewichts führen.

Während der Polarnacht können sich bei Temperaturen unter 195 K an unterkühlten Aerosolen Eisteilchen bilden. Zusätzlich zur reinen Gasphasenchemie laufen an den Oberflächen dieser Eiskristalle *heterogene* Reaktionen ab, die das chemische Gleichgewicht im Bereich des Polarwirbels erheblich verändern können. Der antarktische Polarwirbel bleibt während der Wintermonate regelmäßig über eine lange ungestörte Phase bestehen und ist extrem kalt. Bis zum Ende der Polarnacht nimmt die Konzentration der reaktiven Chlorverbindungen so stark zu, daß zu Beginn des antarktischen Frühjahrs in der unteren Stratosphäre, im Höhenbereich von 12 bis 22 km, das vorhandene Ozon innerhalb weniger Wochen fast vollständig durch katalytische Reaktionszyklen abgebaut werden kann. Die Gesamt-ozonmenge nimmt im Bereich des „Ozonlochs“ während eines Monats um fast die Hälfte ab.

Wegen der unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen ist eigentlich nicht zu erwarten, daß eine dem antarktischen „Ozonloch“ vergleichbare Störung auch in der arktischen Stratosphäre eintreten könnte. Der arktischen Polarbereich wird nämlich auch im Winter durch starke Wellen beeinflusst (PETZOLDT, in diesem Heft) und dadurch die polare Luftmasse häufig mit Luft aus mittleren und niedrigen Breiten vermischt. Allerdings ergab die Auswertung von Satellitenmessungen, daß auch über hohen Breiten der Nordhemisphäre während des letzten Jahrzehnts die mittlere Gesamt-ozonmenge im Winter doppelt so stark abgenommen hat als selbst die pessimistischsten Modellvorhersagen erwarten ließen (STOLARSKI et al. 1991).

Der folgende Text beschreibt die Ozonverteilung in der Arktis und diskutiert die wichtigsten physikalisch/chemischen Prozesse, die als Ursache für diese verstärkte Ozonabnahme im arktischen Winter infrage kommen können.

2 Die Konzentrationsverteilung des Ozons in der Arktis

Bild 1 zeigt, daß die Ozonsäulendichte während des ganzen Jahres vom Äquator zu hohen Breiten hin zunimmt und zwar in der Nordhemisphäre bis ca. 70°N und in der Südhemisphäre bis ca. 60°S. Dies liegt daran, daß durch die Zirkulationsprozesse ozonreiche Luft von der mittleren tropischen Stratosphäre in die untere Stratosphäre hoher Breiten transportiert wird, und Ozon sich dabei wie ein konservativer Tracer verhält. Während der Polarnacht wird der abwärts gerichtete Transport – über beiden Polen – zusätzlich durch diabatische Abkühlung verstärkt. Das Maximum der Ozonkonzentration liegt in Höhen unter 20 km, etwa 5

¹ Polar Stratospheric Clouds

km niedriger als über mittleren Breiten und fast 10 km niedriger als in den Tropen.

Bild 1 zeigt gleichzeitig, daß sich die Transportprozesse in hohen Breiten beider Hemisphären grundsätzlich unterscheiden. Der arktische Polarwirbel hat eine geringere Ausdehnung und ist weniger beständig als der in der Antarktis. Zwar kühlt sich auch hier die Luft im Bereich der Polarnacht stetig ab, aber die mittleren Temperaturen sind etwa 10 °C höher als in der Antarktis, denn von der relativ warmen Ozeanoberfläche des Nordpolarmeeress wird mehr Energie zugestrahlt als von dem eisbedeckten Hochplateau in der Antarktis. Die Luftmassen zirkulieren nicht so gleichmäßig um den geographischen Nordpol. Schon im Dezember können im Verlauf einer Stratosphärenwärmung Luftmassen aus mittleren Breiten in den Bereich der Arktis verfrachtet werden. Das Maximum der Ozonsäulendichte wird daher über hohen und mittleren Breiten der Nordhemisphäre im Frühjahr beobachtet, während es in der Südhemisphäre erst einen Monat vor Sonnenhöchststand erreicht wird.

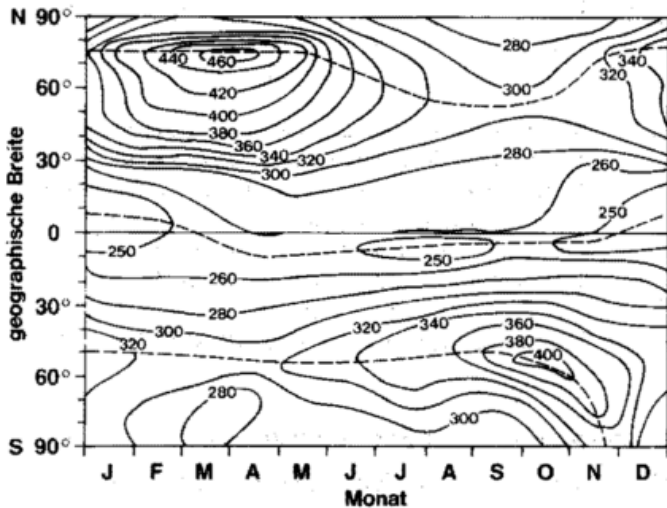


Bild 1: Ozonverteilung in der globalen ungestörten Atmosphäre. Dargestellt ist die Gesamtsäulendichte (in Dobson-Einheiten) in Abhängigkeit von der geographischen Breite und für verschiedene Jahreszeiten (nach LONDON, 1980).

Wegen des starken Einflusses der Transportprozesse in der Arktis schwankt die Ozonmenge über einer einzelnen Station erheblich. Bild 2 zeigt als Beispiel eine Zeitreihe für die Station Oslo (LARSEN und HENRIKSEN 1990). Die deutliche, positive Korrelation des Ozongehaltes mit der Lufttemperatur bestätigt die Rolle der stratosphärischen Transportprozesse für die Ozonverteilung. Wie Bild 3 zeigt, können infolge dieser Mischungsprozesse auch starke Strukturen in den Vertikalprofilen des Ozons auftreten.

3 Anthropogene Störung des Ozongleichgewichtes

Seit einigen Jahrzehnten nimmt die Konzentration der „Quellgase“ der verschiedenen Radikale, N_2O , CH_4 sowie verschiedener organischer Chlorverbindungen insbesondere der Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW) in der Stratosphäre zu. So ist z. B. die Gesamtkonzentration der wichtigsten chlorhaltigen Quellgase, $CFCl_3$, CF_2Cl_2 ,

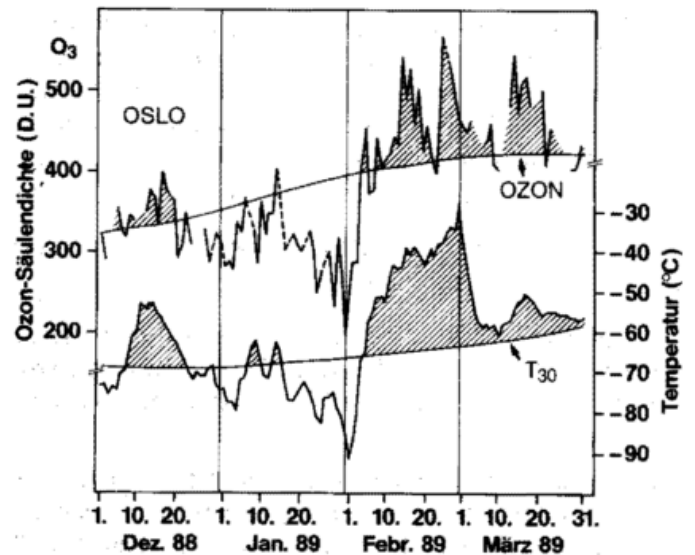


Bild 2: Zeitliche Variation des Gesamt-Ozons (DU) über Oslo im Winter 1988/89 im Vergleich zur Lufttemperatur bei 30 hPa (ca. 23 km). Die deutliche Korrelation der Abweichungen vom langjährigen Mittel bestätigt den Einfluß der Transporte. Dies gilt auch überwiegend für die niedrigen Ozonwerte im Januar, die eine Folge von adiabatischem Aufsteigen sind. Nur während weniger Tage war die Temperatur so niedrig, daß ein chemischer Ozonabbau möglich gewesen wäre. Nach LARSEN und HENRIKSEN (1990).

$C_2F_3Cl_3$, CCl_4 und CH_3CCl_3 , nahezu auf das Fünffache der natürlichen Menge (CH_3Cl) angewachsen (SCHMIDT et al. 1991). Dies hat zu einem Anstieg der Konzentration der Radikale und damit einer Verstärkung des katalytischen Ozonabbaus in der Stratosphäre geführt.

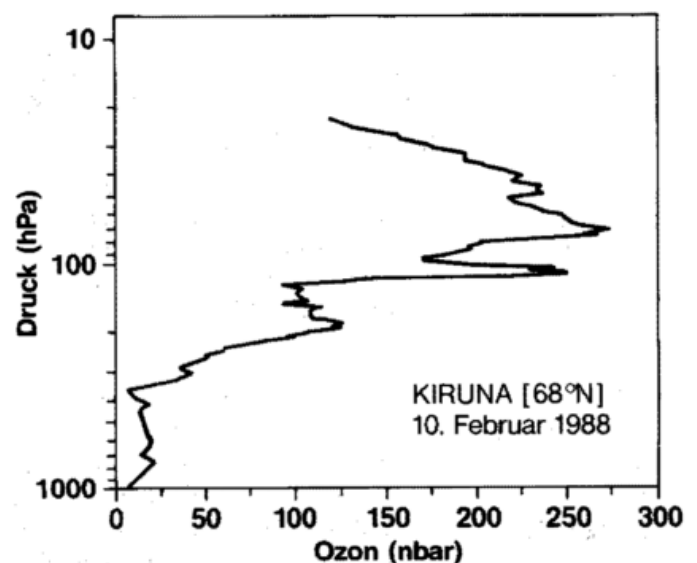
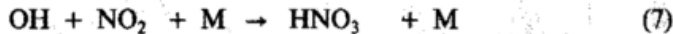


Bild 3: Beispiel eines Ozonprofils über Kiruna (68°N) mit ausgeprägten Strukturen, die durch dynamische Transportprozesse im Randbereich des Polarwirbels hervorgerufen wurden.

Die Radikale sind sehr reaktive Spurengase. Da sie sowohl untereinander als auch mit anderen Spurengasen reagieren, summieren sich die Auswirkungen der entsprechenden katalytischen Zyklen nicht. Beispielsweise werden die Radikale durch Reaktionen wie:



zur größten Teil dem direkten aktiven Reaktionszyklus entzogen. Die entstehenden längerlebigen Reaktionsprodukte, HNO_3 , ClONO_2 und HCl bezeichnet man auch als „Reservoirgase“.

Numerische Modelle, mit denen die erwartete Störung des globalen Ozongleichgewichtes abgeschätzt wird, berücksichtigen etwa 150 Gasphasenreaktionen, an denen etwa 50 Spurengase beteiligt sind. Die Ergebnisse der Modellrechnungen sagen für die Mitte des nächsten Jahrhunderts eine mittlere globale Ozonabnahme von etwa 5% voraus. Sie deuten ebenfalls an, daß diese Abnahme sowohl jahreszeitlich wie auch breitenabhängig verschieden stark sein wird. So ergibt z. B. das Modell von BRASSEUR (1987), daß die stärkste relative Abnahme mit mehr als 15% über hohen Breiten im Frühjahr zu erwarten ist (Bild 4).

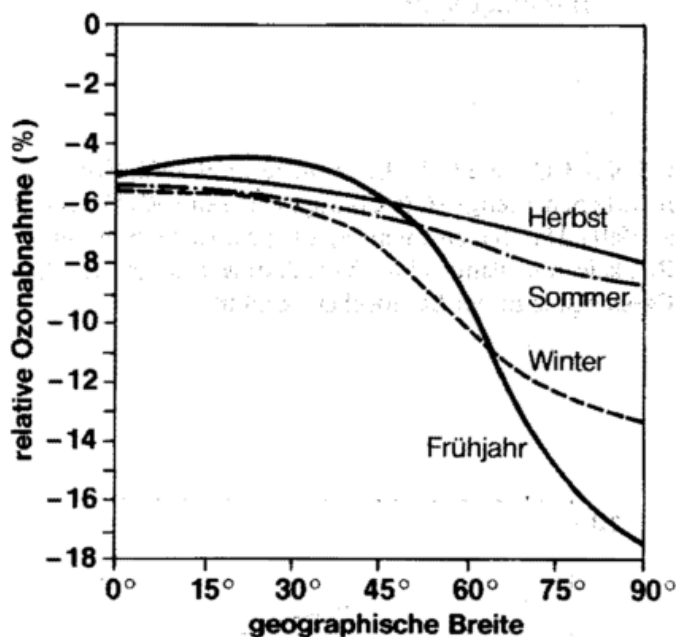


Bild 4: Änderung des Gesamtozons für den Fall eines gleichzeitigen Anstiegs der Gesamtmenge an Chlor (von 0,82 auf 9,51 ppbv), des CO_2 (von 316 auf 413 ppmv), des CH_4 (von 1,32 auf 2,46 ppmv) und des N_2O (von 292 auf 331 ppbv). Nach BRASSEUR (1987).

Die Auswertung von Satellitenmessungen der Ozonverteilungen über der Nordhemisphäre im Zeitraum November 1978 bis Mai 1991 hat allerdings ergeben, daß bereits heute im Winter die mittlere jährliche Ozonabnahme wesentlich stärker ist als es die pessimistischsten Modellvorhersagen erwarten lassen (STOLARSKI et al. 1991). Bild 5 zeigt, daß der Trend in hohen Breiten im Winter Werte von -1,5% pro Jahr erreicht. Die von Modellen für die Mitte des nächsten Jahrhunderts vorausgesagte Ozonabnahme ist also schon heute zu beobachten. Bild 5 zeigt überdies, daß

der Ozonabbau sogar südlich von 40°N – also im geographischen Bereich mit der größten Bevölkerungsdichte der Erde und intensiver landwirtschaftlicher Nutzung – im März noch 0,8%/Jahr beträgt.

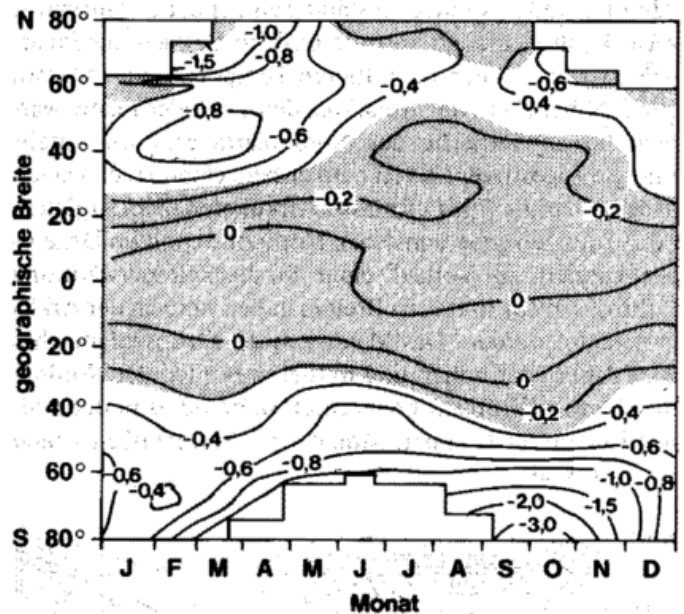


Bild 5: Abnahme des Gesamtozons in der Nordhemisphäre von November 1978 bis Mai 1991. Dargestellt ist die jährliche Änderung in %, und ihre Abhängigkeit von der Jahreszeit und der geographischen Breite. Die Analyse beruht auf Daten, die mit dem TOMS (Totale Ozone Mapping Spectrometer) auf dem Satelliten NIMBUS 7 gemessen wurden. Im schraffierten Bereich sind die berechneten Trends nicht signifikant. Nach STOLARSKI et al. (1991).

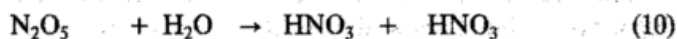
4 Ozonchemie in der polaren Stratosphäre

Die Ergebnisse verschiedener internationaler Forschungskampagnen während der letzten Jahre haben eindeutig bestätigt, daß für das Auftreten des „Ozonlochs“ in der Antarktis der stetig steigende Chlorgehalt der Stratosphäre verantwortlich ist. Darauf hatten bereits die Entdecker des Ozonloches hingewiesen (FARMAN et al. 1975), ohne aber einen wissenschaftlich fundierten Beweis für ihre These vorlegen zu können. Heute liegt eine allgemein akzeptierte Erklärung vor.

Man kann annehmen, daß die gleichen chemisch/physikalischen Prozesse, die in der Antarktis zur Bildung des Ozonloches führen, auch die Ursache für den aus den TOMS-Daten abgeleiteten verstärkten Ozonabbau sind. Wegen der befürchteten schädlichen Auswirkungen eines langfristigen Ozonabbaus auf die Biosphäre haben diese Ergebnisse alarmierend gewirkt. Seit 1987 wurden im Bereich der Arktis in jedem Winter Forschungskampagnen durchgeführt, um die Bedingungen für einen möglichen Ozonlocheffekt zu untersuchen (siehe z. B. TURCO et al. 1990; POMME-REAU und SCHMIDT 1991). Die bisher gewonnenen Ergebnisse haben bestätigt, daß ähnliche Prozesse in beiden Polargebieten wirksam sein können. Es gibt aber auch grundsätzliche Unterschiede und offene Fragen. Es ist nicht möglich, den Gesamt-Komplex in diesem Beitrag ausführlich darzustellen. Als Übersichtsartikel seien deshalb die Arbeiten von CRUTZEN (1988), STOLARSKI

(1988), SOLOMON (1990), sowie TOON und TURCO (1991) genannt. Hier sollen nur die wichtigsten Punkte zusammenfassend dargestellt und die im Vergleich mit der Antarktis noch komplexeren Bedingungen in der arktischen winterlichen Stratosphäre anhand von einigen typischen Beispielen beschrieben werden.

Der starke Ozonabbau im Bereich des antarktischen „Ozonloches“ ist möglich, weil durch physikalisch/chemische Prozesse die chemische Zusammensetzung der polaren Luftmasse während der Wintermonate vorübergehend sehr stark verändert wird. Zunächst werden die Stickoxide, NO und NO₂, während der langen Polarnacht in das „Reservoirgas“, N₂O₅, umgewandelt, das in Gegenwart der Eiskristalle (PSC) an den Oberflächen der Eiskristalle ausgefroren und durch heterogene Reaktionen in Salpetersäure (HNO₃) überführt. Nach allen derzeit diskutierten Hypothesen wird diese in den Eisteilchen gebunden (z. B. CRUTZEN und ARNOLD 1986). Durch andere heterogene Reaktionen wird zusätzlich auch die durch Reaktion (8) im ClONO₂-Reservoir gespeicherte NO₂-Menge nach und nach in Salpetersäure umgewandelt. Dabei entstehen chlorhaltige Produkte, Cl₂ und HOCl, die jedoch in der Gasphase verbleiben.

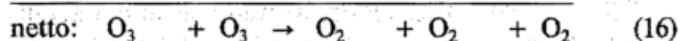
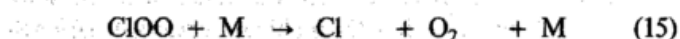
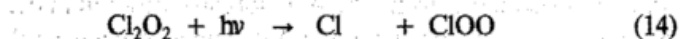
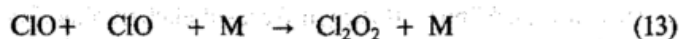
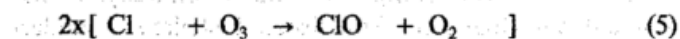


Die heterogenen Prozesse „entfernen“ die Stickoxide nahezu vollständig aus der Gasphase. Das ursprüngliche Konzentrationsverhältnis zwischen Stickstoffoxiden und reaktiven Chlorverbindungen ist stark zugunsten der letzteren verschoben. Die Summe aller Prozesse, die zu einer dauerhaften Entfernung von reaktivem Stickstoff, NO_x (=NO + NO₂ + NO₃ + HNO₃ + N₂O₅ + HO₂NO₂ + ClONO₂), aus einem Luftpaket führen, bezeichnet man als „Denitrifizierung“. Alle Komponenten des reaktiven Stickstoffreservoir, NO_x, entstehen aus dem Quellgas N₂O, die Konzentration beider Parameter ist deshalb normalerweise antikorreliert.

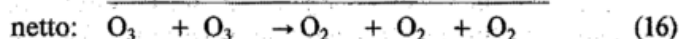
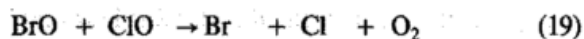
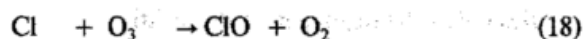
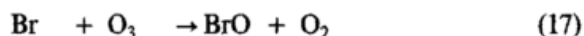
In der Antarktis wurde allerdings im Bereich des Ozonloches eine starke Abweichung von dieser Korrelation beobachtet. Messungen zeigten, daß ein erheblicher Teil des reaktiven Stickstoffs aus der Gasphase entfernt war, z. B. durch die Absorption von Salpetersäure an den PSC-Teilchen. Da die Lufttemperatur in der antarktischen Stratosphäre weiträumig auf Werte unter 190 K sinkt, kann auf den Eisteilchen weiterer Wasserdampf kondensieren und diese dabei soweit anwachsen, daß sie sedimentieren. Bei diesem Prozeß wird NO_x, nach Umwandlung in HNO₃ auch räumlich endgültig aus dem Luftpaket entfernt, dieses also denitrifiziert.

Eine weitere Folge dieser Fixierung des reaktiven Stickstoffs ist ein Anstieg der Konzentration der OH-Radikale, weil sie durch die Reaktion mit Stickoxiden (z. B. Reaktion (7)) nicht mehr begrenzt wird. Dies hat unmittelbar zur Folge, daß zusätzlich reaktives Chlor aus dem HCl-Reservoir wieder freigesetzt wird. Mit dem Ende der Polarnacht steigt die Konzentration des reaktiven Chlors noch weiter an, denn die Spurengase HOCl und Cl₂, die bei den heterogenen Reaktionen (11) und (12) gebildet worden waren, setzen schon bei geringen Strahlungsintensitäten Chloratome

frei. Damit ist das Potential für einen sehr effektiven Ozonabbau nach Reaktion (5) gegeben. Weil aber zu diesem Zeitpunkt die Konzentration der O-Atome zu gering ist, kann der „klassische“ Chlorzyklus nicht durch Reaktion (6) geschlossen werden. Die ClO-Konzentration wächst daher stark an. Messungen in der antarktischen Stratosphäre haben bestätigt, daß sich bei diesen Bedingungen das ClO-Dimer, Cl₂O₂, bildet und ein anderer effektiver katalytischer Chlorzyklus ablaufen kann:



Zusätzlich gewinnen bei hohen ClO Konzentrationen Reaktionen an Bedeutung, an denen die Bromradikale Br und BrO beteiligt sind (sie werden in der Stratosphäre u. a. beim Abbau von bromierten Kohlenwasserstoffen freigesetzt, die in Feuerlöschgeräten Verwendung finden).



Die Wirkung dieses Zyklus wird aber durch die Konkurrenzreaktion:



begrenzt, denn das gebildete Isomer des Chlordioxids, OCIO, photolysiert leicht und das freigesetzte O-Atom bildet nach (2) sofort Ozon zurück. Messungen des OCIO-Gehaltes stellen einen kritischen Test der Störung des Ozongleichgewichtes in der polaren Stratosphäre dar, denn dieses Molekül wird nur durch Reaktion (20) gebildet und ist deshalb ein Indikator für das vorhandene Potential für einen katalytischen Ozonabbau durch die beiden halogenen Radikale Cl und Br.

Messungen der Konzentrationsverteilungen einiger Schlüsselsubstanzen in der polaren winterlichen Stratosphäre haben die Bedeutung der beschriebenen Prozesse für die Ausbildung des Ozonloches bestätigt. Sowohl das Vorkommen der polaren stratosphärischen Eiskristalle, als auch extrem niedrige NO_x-Konzentrationen, stark erhöhte Konzentrationen von ClO und OCIO und signifikante Mengen von BrO sind in Luftmassen mit erniedrigtem Ozongehalt beobachtet worden. Mit numerischen Modellen, die diese chemischen Reaktionen berücksichtigen, kann man einen Ozonabbau von 1-2%/Tag simulieren, wie er bei der Entwicklung des Ozonloches auch experimentell beobachtet wird. Eine Serie von Ozonprofilen, die über der amerikanischen Station McMurdo (78°S) im September 1987 gemessen wurde, zeigte, daß das Ozon im Höhenbereich von 12-22 km fast vollständig abgebaut wurde (SOLOMON 1990). Diese dramatische Störung geht erst zu Ende, wenn sich mit zunehmender Sonneneinstrahlung die Atmosphäre im Polarbereich wieder aufgeheizt und die stratosphärische Zirkulation Luftmassen des gealterten Polarwirbels mit Luft aus mittleren Breiten vermischt. Bis sich das

ungestörte Ozongleichgewicht in einem Luftpaket wieder eingestellt hat, d. h. bis die Reservoirgase ClONO_2 und HCl wieder das ursprüngliche Konzentrationsniveau erreicht haben, vergehen fast zwei Monate. In dieser Zeit können Luftmassen mit niedrigen Ozongehalt bis weit über mittlere Breiten gelangt sein. Das „Ozonloch“ ist deshalb nicht nur ein regionales Problem über dem Gebiet der Antarktis.

Neueste Laboruntersuchungen deuten darauf hin, daß die heterogene Umwandlung von Chlorverbindungen nicht nur auf der Oberfläche von festen Eisteilchen, sondern auch von unterkühlten flüssigen Aerosolteilchen ablaufen kann. Insbesondere, wenn die Aerosolkonzentration in der Stratosphäre z. B. nach großen Vulkanausbrüchen stark erhöht ist, kann dies den Ozonabbau verstärken (BRASSEUR et al. 1990). Diese Prozesse wären nicht nur auf die Zeitabschnitte begrenzt, in denen während der Polarnacht die Bildung von polaren stratosphärischen Wolken möglich ist, sondern sie könnten auch in der globalen unteren Stratosphäre wirksam werden, wo die Lufttemperatur immer niedrig ist.

5 Besondere Bedingungen in der Arktis

Der prinzipielle Unterschied in der Struktur und Dynamik der Polarwirbel in beiden Polargebieten erklärt, warum ein mit dem antarktischen „Ozonloch“ im Ausmaß vergleichbarer Effekt in der Arktis bisher nicht beobachtet und auch nicht erwartet wird. Wegen der starken zeitlichen Variation der Gesamt Ozonmenge aber auch der lokalen Konzentration (siehe Bild 2 und Bild 3) ist es schwierig, chemische und dynamische Ursachen für eine gemessene Abnahme des Ozongehaltes eindeutig zu unterscheiden.

Die Ergebnisse der Messungen im arktischen Polarwirbel während der *Airborne Arctic Stratospheric Expedition* (AASE) im Winter 1988/89 haben gezeigt, daß in Luftmassen, die längere Zeit auf Temperaturen unter 195 K abgekühlt waren, die chemische Zusammensetzung so stark verändert worden sein kann, daß die Voraussetzungen für einen verstärkten katalytischen Ozonabbau gegeben sind (z. B. TURCO et al. 1990; BRUNE et al. 1991). Allerdings fehlt der schlüssige Nachweis, daß diese Änderung des chemischen Gleichgewichtes tatsächlich auch zu einer Ozonabnahme geführt hat, wie sie z. B. in Luftmassen begrenzter horizontaler und vertikaler Ausdehnung tatsächlich stattgefunden haben könnte. Dennoch hat es Versuche gegeben, den Ozonabbau in der arktischen Stratosphäre durch Messungen zu belegen.

HOFMANN und DESHLER (1991) beobachteten im Winter 1989/90 in einer Reihe von Ozonsondenaufstiegen in Kiruna (68°N) regelmäßige Minima der Ozonkonzentration in etwa 22 km Höhe. Sie fanden, daß die Stärke dieser Minima hauptsächlich von der Zeitdauer abhingen, während der sich die untersuchten Luftmassen in Regionen bewegten, in denen Eiswolkenbildung wahrscheinlich war. Sie sehen darin einen Hinweis, daß diese Zeit der „Konditionierung“ die Menge des reaktiven Chlors bestimmt und damit das Ausmaß des möglichen Ozonabbaus, wenn das Luftpaket längst der Trajektorie dem Sonnenlicht ausgesetzt wird. Ihre Beobachtung wäre eine Bestätigung dafür, daß die vorgeschlagenen heterogenen Prozesse in räumlich

begrenzten Luftmassen auch in der Arktis wirksam sind.

PROFFITT et al. (1990) haben versucht, den großräumigen Ozonabbau auf der Grundlage der simultanen Messungen von Ozon und N_2O , einem konservativen Tracer, während der AASE im Winter 1988/89 abzuschätzen. Sie kamen zu dem Schluß, daß die Messungen auf einen etwa 6%igen Ozonabbau in Höhen zwischen 17 und 20 km hinweisen. Sie betrachten den arktischen Polarwirbel als eine Art Strömungsfaktor, in den oben Luft aus mittleren Breiten einströmt, innerhalb des Wirbels absinkt und dabei dem katalytischen Ozonabbau ausgesetzt ist, bevor sie im unteren Bereich der Polarwirbel wieder ausströmt. Der notwendige Luftmassentransport durch den Polarwirbel läßt sich aber mit derzeit akzeptierten dynamischen Modellen quantitativ nicht beschreiben. Ein wesentlich besseres Verständnis der stratosphärischen Zirkulation im arktischen Polarwirbel ist die wichtigste Voraussetzung für eine realistische Abschätzung des möglichen verstärkten Ozonabbaus und seine Auswirkungen auf mittleren Breiten in der Nordhemisphäre.

Beide Arbeiten sind Beispiele dafür, daß Messungen im arktischen Polarwirbel unter der Annahme interpretiert wurden, daß die im Ozonloch beobachteten Prozesse analog wirksam sind. Dies ist aber nicht so, denn die wichtigste Voraussetzung – die meteorologischen Bedingungen sind ja nicht gleich. Sie beeinflussen die Häufigkeit der polaren stratosphärischen Wolken, deren räumliche Ausdehnung und die Größenverteilung der PSC-Teilchen, die sich darüber hinaus auch in der chemischen Zusammensetzung unterscheiden können. Es ist einleuchtend, daß dies auch die Wirksamkeit der heterogenen Prozesse stark beeinflussen kann.

5.1 Die Bedeutung der PSC's

Die Rolle der PSC's als Voraussetzung für eine Störung der Ozonchemie in der polaren Stratosphäre ist unbestritten. Ihre Häufigkeit, räumliche Ausdehnung und ihr zeitliches Bestehen ist deshalb ein wichtiger Parameter für die Beurteilung eines möglichen verstärkten Ozonabbaus in der Arktis. Bis vor wenigen Jahren war nur eine Form der stratosphärischen Wolken, die sogenannten Perlmutterwolken, bekannt. Sie entstehen, wenn sich Luftmassen infolge intensiverhebungsvorgänge adiabatisch auf Temperaturen unter etwa 190 K abkühlen und der Wasserdampf auf den natürlichen Aerosolteilchen kondensiert. Diese Wolken wurden häufig über Nordskandinavien beobachtet, weil hier bei westlicher Strömung über die Bergkette des skandinavischen Hochgebirges Wellen angeregt werden, die in der Stratosphäre die Wolkenbildung begünstigen.

Die Auswertung der Meßdaten des *Stratospheric Aerosol Monitor* (SAM II) auf dem Satelliten NIMBUS 7 zeigte, daß stratosphärische Wolken sich auch schon bei Temperaturen über dem Taupunkt bilden können. Obwohl sie, wegen der höheren Temperaturen, in der Arktis 10 bis 100 mal seltener auftreten als in der Antarktis, sind sie doch regelmäßig zu beobachten (McCORMICK et al. 1982; WMO 1989). Im Gegensatz zu den Perlmutterwolken war diese neue Form der PSCs großräumig ausgedehnt und in mehrere Kilometer dicken Schichten zu beobachten. CRUTZEN

und ARNOLD (1986) sowie TOON et al. (1986) stellten die Hypothese auf, daß die Wolken aus Teilchen bestehen, die neben Wassereis auch Salpetersäure enthalten.

Wenn die Lufttemperatur unter Werte von 195 K sinkt, beginnt die gleichzeitige Kondensation von Wasser und Salpetersäure. Die natürlichen Aerosolteilchen, die überwiegend aus Schwefelsäure bestehen, wirken als Kondensationskeime für die gebildeten Salpetersäuretrihydrat-Partikel. Es hängt wesentlich von der Abkühlungsrate ab, wieviele Kondensationskeime aktiviert werden. Die Wärmeabstrahlung im ungestörten Polarwirbel im Verlauf der Polarnacht führt z. B. zu einer langsamen Abkühlung. Nicht alle vorhandenen Keime wachsen an, aber sie erreichen Durchmesser über $1\text{ }\mu\text{m}$. Wenn die Abkühlung über lange Zeit andauert, können diese Teilchen bei Temperaturen unter 190 K weiter wachsen, indem sich jetzt Wassereis anlagert. Sie können so Durchmesser bis zu $10\text{ }\mu\text{m}$ erreichen und werden so schwer, daß sie relativ schnell absinken können. Dieser Bildungsprozeß ist im relativ ungestörten Wirbel über der Antarktis erheblich häufiger als in der Arktis. Erfolgt die Abkühlung schnell, z. B. durch adiabatisches Aufsteigen innerhalb des dynamisch aktiven Polarwirbels oder durch orographisch angeregte Wellen, so können alle vorhandenen Schwefelsäureteilchen aktiviert werden. Die gebildeten Salpetersäuretrihydrat-Teilchen sind entsprechend kleiner ($\approx 1\text{ }\mu\text{m}$), Wolken aus diesen Teilchen sind aber wesentlich dichter. Wenn die Temperaturen unter den Taupunkt sinken und die Teilchen durch Kondensation von Wasserdampf weiterwachsen (ca. $2\text{--}3\text{ }\mu\text{m}$), werden die Wolken als Perlmutterwolken sichtbar.

Messungen der Konzentrationsprofile von PSC-Teilchen verschiedener Größenklassen bestätigen diese Hypothesen für die Bildung der Eisteilchen. Als Beispiel zeigt Bild 6 Vertikalprofile der Konzentration von Kondensationskernen und Aerosolen, die HOFMANN et al. (1990) am 31. Januar 1990 über Kiruna (68°N) durchführten. Die gleichzeitig durchgeführten Messungen von Temperatur und HNO_3 -Konzentration zeigten in 21–23 km Höhe Bedingungen bei denen die Bildung von Salpetersäuretrihydrat-Teilchen möglich war. Bild 6 zeigt, daß in dieser Schicht nahezu alle Kondensationskerne aktiviert wurden. Sie wuchsen durch Kondensation bis zu Radien $1\text{ }\mu\text{m}$ an. Teilchen mit Durchmessern von über $1\text{ }\mu\text{m}$ sind praktisch nicht vorhanden.

Die Größenverteilung der Eisteilchen in einer arktischen stratosphärischen Wolke hängt von der zeitlichen Entwicklung der Temperatur und der Lichtverhältnisse längs der Trajektorie eines Luftpaketes ab. Bei entsprechenden meteorologischen Bedingungen können Salpetersäuretrihydrat-Teilchen auch in der Arktis so stark anwachsen, daß sie sedimentieren. Hinweise dafür haben erstmals ARNOLD et al. (1989) bei Messungen der Vertikalverteilung von HNO_3 gefunden.

5.2 Denitrifizierung

Die bisherigen Messungen in der Antarktis zeigten, daß Änderungen der NO_y -Konzentration, im allgemeinen mit Änderungen der H_2O -Konzentration korreliert sind. Deshalb wurde angenommen, daß die Denitrifizierung nur bei

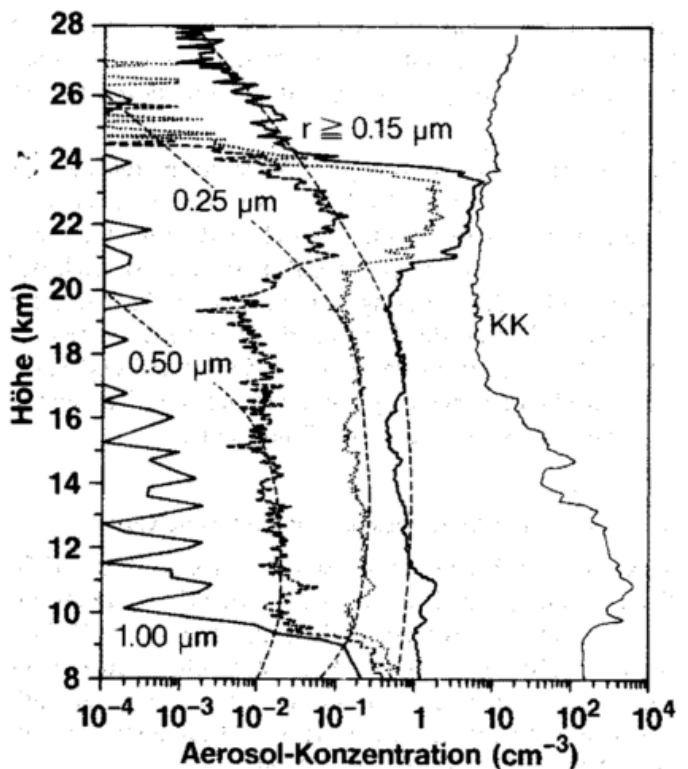


Bild 6: Vertikalprofile der Aerosol-Konzentration am 31. Januar 1990 über Kiruna (68°N). Die gestrichelten Kurven zeigen theoretische Profile der Konzentration von Schwefelsäure-Aerosol. Weitere Erläuterungen im Text. Nach HOFMANN et al. (1990).

Bildung von großen Eisteilchen, die überwiegend aus kondensiertem Wasserdampf bestehen, erfolgte. Weil so große Teilchen in der Arktis nicht beobachtet worden waren, wurde zunächst angenommen, daß das Ausmaß der Denitrifizierung und damit auch das Potential für einen Ozonabbau geringer seien. Tatsächlich ist bei allen bisherigen Messungen in der arktischen Stratosphäre keine systematische Abnahme der H_2O -Konzentration beobachtet worden.

Messungen von FAHEY et al. (1990) während AASE zeigten aber, daß die Luftmassen in der unteren Stratosphäre der Arktis in weit größerem Ausmaß denitrifiziert waren als erwartet. Dies bedeutet aber nichts anderes, als daß die Entfernung des reaktiven Stickstoffs durch große Eisteilchen erfolgen kann aber nicht muß. Der Prozeß der Denitrifizierung muß deshalb schon bei Temperaturen im Bereich des Taupunktes einsetzen können. Messungen der Vertikalverteilung der HNO_3 -Konzentration, der Hauptkomponente von NO_y , in der kalten winterlichen Stratosphäre ergaben in einer PSC-Schicht eine signifikante Abnahme (SCHLAGER et al. 1990). Anhand gleichzeitiger Partikelmessungen konnten die Autoren außerdem zeigen, daß das HNO_3 -Defizit der Menge entspricht, die bei den gegebenen Bedingungen in den PSC-Teilchen gespeichert wäre, wenn sie aus Salpetersäuretrihydrat-Teilchen bestehen würden.

Diese Beobachtung unterstreicht die Bedeutung der Salpetersäuretrihydrat-Teilchen für die polare Ozonchemie. Diese Eisteilchen binden einen wesentlichen Teil der HNO_3 -Menge, die Fixierung der entsprechenden Wasserdampfmenge bedeutet hingegen keine signifikante Abnahme der H_2O -Konzentration in der Luftmasse. Wenn diese Eisteilchen generell für die Denitrifizierung in der

arktischen Stratosphäre verantwortlich sind, ist mit einem höheren Potential für einen Ozonabbau zu rechnen als man in Analogie zu den Bedingungen in der Antarktis erwarten würde.

Eine quantitative Bewertung der Rolle der Eisteilchen für die Denitrifizierung erfordert deshalb die detaillierte Kenntnis der chemisch/physikalischen Bedingungen entlang der Strömungslinien der Luftmassen im Bereich des Polarwirbels. Die Bindung von reaktivem Stickstoff (in Form von HNO_3) in den Salpeterminhydrat-Teilchen bewirkt offensichtlich auch in der Arktis eine ausreichend lange andauernde Verschiebung des ursprünglichen Verhältnisses zwischen Stickoxiden und Chlorradikalen.

5.3 Anstieg der Konzentration von reaktivem Chlor

Messungen während AASE ergaben, daß z. B. die ClO-Konzentration in gleichen Höhen bis zu 400 mal höher war als über mittleren Breiten (z. B. BRUNE et al. 1991). Wie schon erwähnt ist auch OClO ein sehr guter Indikator für das integrale Ausmaß der gestörten Chemie in einer Luftmasse. Bild 7 zeigt Messungen der OClO Säulendichte während AASE (SCHILLER et al. 1990).

Diese Ergebnisse belegen, daß die heterogenen Prozesse auch in der Arktis die chemische Zusammensetzung erheblich verändern, und in weiten Bereichen das Potential für einen katalytischen Ozonabbau gegeben sein kann. Daß es anders als in der Antarktis bisher nicht zu einem dramatischen Ozonverlust gekommen ist, liegt offensichtlich daran, daß die notwendigen Voraussetzungen nur in Teilbereichen des Polarwirbels und über kürzere Zeiträume gegeben sind. Auch wenn eine Luftmasse stark „konditioniert“ ist, d. h. wenn z. B. die ClO-Konzentration bereits stark erhöht ist, muß dies keinen entsprechenden Ozonver-

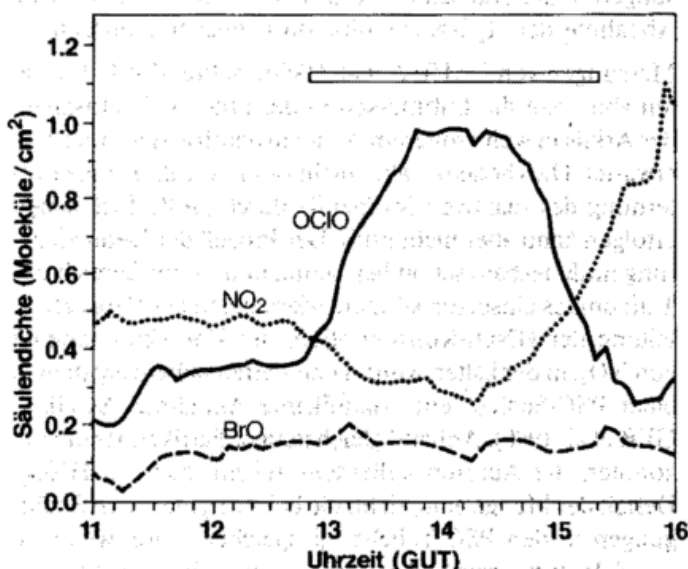


Bild 7: Zeitliche Änderung der Säulendichte von NO_2 , OClO und BrO während eines Meßfluges am 26. 1. 1989 während AASE. Der dicke Balken kennzeichnet den Flugabschnitt innerhalb des Polarwirbels. Die stark erhöhten OClO-Werte und deren Antikorrelation mit den NO_2 -Werten ist ein deutlicher Hinweis auf eine starke Störung der chemischen Zusammensetzung in der Luftmasse. Nach SCHILLER et al. (1990).

lust zur Folge haben, denn das ClO-Dimer ist nur bei tiefen Temperaturen ausreichend stabil, um einen wirksamen katalytischen Zyklus (Reaktion (13) bis (15)) in Gang zu halten.

Die Auswirkung der chemischen Störung in einem „konditionierten“ Luftpaket hängt von der zeitlichen Entwicklung der physikalisch/chemischen Bedingungen längs seiner Trajektorie um den Polarwirbel ab. Von Sonnenlicht beleuchtete Abschnitte und dunkle Bereiche wechseln sich ab. Dies bestimmt die zeitliche Entwicklung der chemischen Prozesse. Adiabatisches Aufsteigen und Absinken wechseln sich im Bereich eines dynamisch stark gestörten Polarwirbel ab und führen zu starken Temperaturänderungen, die die Bildung und Lebensdauer der PSC-Teilchen sowie der chemischen Umsatzraten bestimmen.

6 Ausblick

Diese wenigen Beispiele haben gezeigt, wieviel komplexer die Bedingungen in der Arktis im Vergleich zur Antarktis sind. Die bisherigen Messungen in verschiedenen Wintern haben bestätigt, daß in arktischen Luftmassen die Störung des chemischen Gleichgewichtes das gleiche Ausmaß erreichen kann wie in der Antarktis. Ein repräsentatives Bild der Bedingungen für den gesamten Bereich liegt aber nicht vor. Im Winter 1991/92 wurde das *European Arctic Stratospheric Ozone Experiment* (EASOE) durchgeführt. Die Planung dieser Forschungskampagne, an der sich über 250 Wissenschaftler aus 17 Ländern beteiligten, war insbesondere darauf ausgelegt, neben den notwendigen großräumigen chemischen Messungen auch regelmäßige Beobachtungen der physikalischen Parameter durchzuführen, die für die Beschreibung der Struktur und Dynamik des arktischen Polarwirbels notwendig sind. Ein Schwerpunkt war die Untersuchung der Konzentrationsverteilung der wichtigsten physikalischen und chemischen Parameter und deren Variation im Verlauf des Winters von November bis März. Die Messungen während EASOE konzentrierten sich auf den Bereich der europäischen Arktis. Zusammen mit den Ergebnissen der AASE II, die gleichzeitig von der NASA über dem nordamerikanischen Kontinent durchgeführt wird, ist eine Datenbasis geschaffen, die einen wesentlich besseren Einblick in die Ursachen der Störung des Ozongleichgewichtes in der Nordhemisphäre im Winter ermöglicht.

Literatur

- ARNOLD, F., H. SCHLAGER, J. HOFFMANN, P. METZINGER und S. SPRENG: Evidence for stratospheric nitric acid condensation from Balloon and rocket measurements in the Arctic. *Nature* 342 (1989) S. 493-497.
- BRASSEUR, G. P., C. GRANIER und S. WALTERS: Future changes in stratospheric ozone and the role of heterogeneous chemistry. *Nature* 348 (1990) S. 626-628.
- BRASSEUR, G. P.: The endangered ozone layer. *Environment* 29 (1987) S. 7-11 und 39-45.
- BRUNE, W. H., J. G. ANDERSON, D. W. TOOHEY, D. W. FAHEY, S. R. KAWA, R. L. JONES, D. S. MCKENNA und L. R. POOLR: The potential for ozone depletion in the Arctic polar stratosphere. *Science* 252 (1991) S. 1260-1266.

- CRUTZEN, P. J.: Ozonabnahmen in der antarktischen Stratosphäre. *Promet* 4'88 (1988) S. 21-25.
- CRUTZEN, P. J. und F. ARNOLD: Nitric acid cloud formation in the cold Antarctic stratosphere: a major cause for the springtime 'ozone hole'. *Nature* 324 (1986) S. 651-655.
- EHHALT, D. H.: Grundlagen der stratosphärischen Ozonchemie. *Promet* 1/2'87 (1987) S. 41-44.
- FAHEY, D. W., K. K. KELLY, S. R. KAWA, A. F. TUCK, M. LOEWENSTEIN, K. R. CHAN und L. E. HEIDT: Observation of denitrification and dehydration in the winter polar stratospheres. *Nature* 344 (1990) S. 321-324.
- FARMAN, J. C., B. G. GARDINER und J. D. SKANKIN: Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature* 315 (1985) S. 207-210.
- HOFMANN, D. J., T. DESHLER, F. ARNOLD und H. SCHLAGER: Balloon observations of nitric acid aerosol formation in the Arctic Stratosphere: II. Aerosol. *Geophys. Res. Lett.* 17 (1990) S. 1279-1282.
- HOFMANN, D. J. und T. DESHLER: Evidence from balloon measurements for chemical depletion of stratospheric ozone in the Arctic winter of 1989-90. *Nature* 349 (1991) S. 300-305.
- LARSEN, S. H. H. und T. HENRIKSEN: Persistent Arctic ozone layer. *Nature* 343 (1990) S. 124.
- MCCORMICK, M. P., H. M. STEELE, P. HAMILL, W. P. CHU, T. J. SWISSLER: Polar stratospheric cloud sightings by SAM II. *J. Atmos. Sci.* 39 (1982) S. 1387-1397.
- POMMERAU, J. P. und U. SCHMIDT: CHEOPS III: An ozone research campaign in the Arctic winter stratosphere 1989/90. *Geophys. Res. Lett.* 18 (1991) S. 759-763 und 8 weitere Arbeiten in diesem Heft der Zeitschrift.
- PROFFITT, M. H., J. J. MARGITAN, K. K. KELLY, M. LOEWENSTEIN, J. R. PODOLSKE und K. R. CHAN: Ozone loss in the Arctic polar vortex inferred from high-altitude aircraft measurements. *Nature* 347 (1990) S. 31-36.
- SCHILLER, C., A. WAHNER, U. PLATT, H.-P. DORN, J. CALLES, D. H. EHHALT: Near UV atmospheric absorption measurements of column abundances during Airborne Arctic Stratospheric Expedition, January-February 1989: 2. OCIO Observations. *Geophys. Res. Lett.* 17 (1990) S. 501-504.
- SCHLAGER, H., F. ARNOLD, D. HOFFMANN, T. DESHLER: Balloon observations of nitric acid aerosol formation in the Arctic Stratosphere: I. Gaseous nitric acid. *Geophys. Res. Lett.* 17 (1990) S. 1275-1278.
- SCHMIDT, U., R. BAUER, A. KHEDIM, E. KLEIN, G. KULESSA und C. SCHILLER: Profile observations of long-lived trace gases in the Arctic vortex. *Geophys. Res. Lett.* 18 (1991) S. 767-770.
- SOLOMON, S.: Progress towards a quantitative understanding of Antarctic ozone depletion. *Nature* 347 (1990) S. 347-354.
- STOLARSKI, R. S.: The Antarctic ozone hole. *Scientific American* 258 (1988) S. 20-26.
- STOLARSKI, R. S., BLOOMFIELD, R. D. MCPETERS und J. R. HERMAN: Total ozone trends deduced from Nimbus 7 TOMS data. *Geophys. Res. Lett.* 18 (1991) S. 1015-1019.
- TOON, O. B., R. P. HAMILL, R. P. TURCO, J. PINTO: Condensation of HNO_3 and HCl in the winter polar stratosphere. *Geophys. Res. Lett.* 13 (1986) S. 1284-1287.
- TOON, O. B. und R. P. TURCO: Polar stratospheric clouds and the ozone hole. *Scientific American* 264 (1991) S. 40-47.
- TURCO, R. P., R. A. PLUMB, E. P. CONDON: The Airborne Arctic Stratospheric Expedition: a prologue. *Geophys. Res. Lett.* 17 (1990) S. 313-316 und alle weiteren Arbeiten in demselben Sonderheft dieser Zeitschrift.
- WMO: Scientific Assessment of Stratospheric Ozone: 1989. World Meteorological Organization, Global Ozone Research and Monitoring Project - Report No 20, Volume 1 (1989).

12 A. EBEL Schwerewellen in der Mittleren Atmosphäre

1 Einführung

Schwerewellen spielen eine entscheidende Rolle für die Zirkulation der Mittleren Atmosphäre. Dies gilt besonders für ihren oberen Teil, nämlich die Mesosphäre und untere Thermosphäre. Nur die Anwesenheit von Schwerewellen kann markante Phänomene wie einen zonal und zeitlich (über etwa einen Monat) gemittelten Meridionalwind von etwa 10 m/s während der Solstitien oder die Umkehr des mittleren Zonalwindes mit der Höhe in der Mesopausenregion der gemäßigten Breiten erklären. Zum Beispiel findet man oberhalb des Mesosphärenjets mit Ostwind in der sommerlichen Mesosphäre eine allmähliche Abnahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe und schließlich eine Drehung auf mittleren Westwind. Damit verbunden sind extrem niedrige Temperaturen über dem Sommerpol und vergleichsweise hohe Temperaturen über dem Winterpol in 80-90 km Höhe.

Obwohl dieses scheinbar ungewöhnliche Verhalten des Zonalwindes und der Temperatur seit den fünfziger Jahren

bekannt und akzeptiert war (MURGATROYD 1957), wurden die Beobachtungen starker mittlerer Meridionalwinde (GROVES 1969) zunächst als unzuverlässig eingestuft und nicht zur Entwicklung einer vollständigen Theorie der mittleren Zirkulation der Mesosphäre genutzt. Die Meridionalwindmessungen waren damals noch lückenhaft und sehr fehlerbehaftet. Daher war es leicht, sie aus der wissenschaftlichen Diskussion auszuklammern. Mittlere Werte von rund 10 m/s bedeuten eine Coriolis-Beschleunigung von etwa 100 m/s² Tag in zentraler Richtung. Geformt durch die Erfahrung in den tiefen Schichten der Atmosphäre, war ein Wert dieser Größe für theoretische Meteorologen zunächst nicht annehmbar. Denn ein physikalischer Prozeß, der solche Beschleunigungen kompensieren könnte, war (noch) nicht erkennbar. Es gab heftige Auseinandersetzungen zwischen den Experimentatoren, die auf hohen Werten des N-S-Windes beharrten, und der Mehrzahl der Theoretiker, die zunächst obsiegten.

Bei den Diskussionen wurde übersehen, daß Schwerewellen in der Mittleren Atmosphäre viel intensiver mit der Grundströmung in Wechselwirkung treten als in der Troposphäre. Hier werden sie häufig dem Rauschen zugerechnet, das gesuchte Signale stört. Bei der Integration gröberskaliger regionaler und globaler Modelle der Troposphäre werden sie zumeist eliminiert. In Zirkulationsmodellen der Mittleren Atmosphäre dagegen mußten Schwerwelleneffekte von Anfang an berücksichtigt werden, wollte man ein einigermaßen richtiges mittleres Windsystem simulieren. Es gehört zu den bemerkenswerten Wegen, die Ideen gehen können, daß im Lichte des Erfolges der Schwerewellentheorie in der Mittleren Atmosphäre die Annahme über den nicht vorhandenen Einfluß auf die allgemeine Zirkulation der (oberen) Troposphäre und unteren Stratosphäre revidiert wurde. PALMER u. a. (1986) zeigten, daß die Berücksichtigung einer Wechselwirkung der Zirkulation mit orographischen (stationären) Schwerewellen zu einer Abschwächung des Westwindes der Stratosphäre in allgemeinen Zirkulationsmodellen bzw. globalen Vorhersagemodellen und damit realistischeren Ergebnisse führt. Die Abbremsung ist mit Werten um 1 m/s je Tag rund zwei Größenordnungen kleiner als in Mesopausennähe.

In einer bahnbrechenden Arbeit legte LINDZEN (1981) eine quantitative lineare Theorie „brechender“ Schwerewellen vor, in der er folgendes zeigte: Die Wellen können aus der Troposphäre Impuls in die Mesosphäre transportieren, der ausreicht, die Coriolisbeschleunigung zu kompensieren; die mittlere Strömung in Strato- und Mesosphäre besorgt eine Richtungsfilterung, die eine Abbremsung des Mesosphärenjets und schließlich eine Zonalwindumkehr mit der Höhe durch Deposition von Wellenimpuls ermöglicht; die Impulsabgabe der Schwerewellen läßt sich formal durch einen Eddydiffusionskoeffizienten beschreiben, der qualitativ auf konvektive und scherungsbedingte Instabilität der Schwerewellen zurückgeführt werden kann. Der Vorgang der Impulsabgabe (Dämpfung) wird in neueren Arbeiten pauschal als „Sättigung“ bezeichnet, worin jede Art von Prozeß eingeschlossen wird, der ein Wachsen der Schwerewellenamplitude bis zum maximal möglichen Wert verhindert (FRITTS 1984). Bei Erhaltung ihrer kinetischen Energie nehmen die Amplituden der Wind- und Temperaturstörung wegen der vertikalen Dichteabnahme exponentiell mit der Höhe zu, bis Instabilitäten oder andere Prozesse ein weiteres Wachstum verhindern.

Die Entwicklung der Theorie der Schwerewellen in der Atmosphäre ist ein faszinierendes Stück Wissenschaftsgeschichte der neueren Zeit. Die Entwicklung ist längst nicht abgeschlossen, denn ein Übergang von der linearen zur nichtlinearen Theorie ist noch in vollem Gange (KLOSTERMEYER 1982; WEINSTOCK 1982; HINES 1991). Wer einen vollständigen Überblick über Theorie und Beobachtung der Schwerewellensättigung erwerben möchte, sei auf die instruktiven Artikel von FRITTS (1984, 1989) verwiesen.

Der Verfasser möchte sich im folgenden aus Platzgründen auf eine kurze Darstellung wesentlicher Befunde über Schwerewellen in der Mittleren Atmosphäre beschränken. Dabei sollen zwei für deren Beobachtung wichtige bodengebundene Sondierungsmethoden (Radar, Lidar) einge-

schlossen werden (Abschnitt 4). Theoretische Hinweise werden bewußt einfach gehalten (Abschnitt 3), Zitate nur in knapper Auswahl gegeben.

2 Beobachtungen

Eine bekannte Erscheinungsform der Schwerewellen sind die Leewellen, die beim Überströmen von Gebirgsketten durch stabil geschichtete Luft auftreten. Die charakteristischen Wolkenformationen sind eine Manifestation orographischer Schwerewellen, deren Wirkung auf den Westwind der Stratosphäre, wie erwähnt, PALMER u. a. (1986) untersucht haben. Ebenso verraten periodische Strukturen in leuchtenden Nachtwolken, wie sie von WITT (1962) fotografiert und vermessen wurden, die Anwesenheit von Schwerewellen im Wolkenniveau um 85 km Höhe. Auch die Beobachtung von Meteoritenspuren brachte früh Hinweise auf periodische Windstrukturen im Mesopausenbereich. Am Ende der fünfziger Jahre wurde eine Reihe neuer Techniken für Wind- und Temperaturmessungen erprobt. Schallexperimente mit Höhenforschungsraketen und Beobachtungen an künstlichen Wolken bzw. Kondensstreifen in der Mesopausenregion bewiesen die Existenz periodischer Vorgänge mit den Eigenschaften von Schwerewellen, obwohl die Interpretation der Messungen zuerst vorwiegend auf der Basis der Theorie isotroper homogener Turbulenz erfolgte.

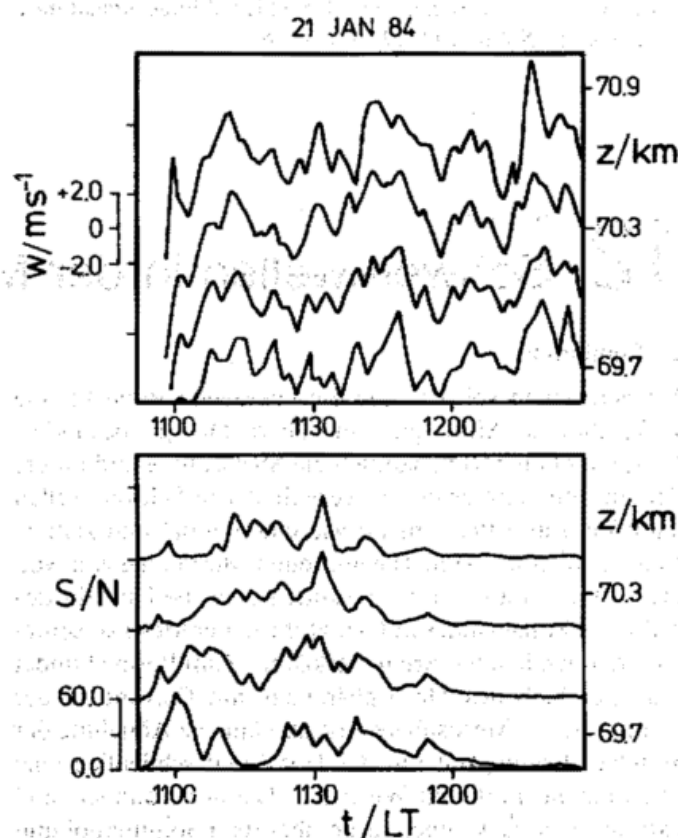


Bild 1: Vertikale Geschwindigkeitskomponente in m/s (oberer Teil) und Signal-zu-Rausch-Verhältnis (unten), gemessen mit dem SOUSY-VHF-Radar in etwa 70 km Höhe über Andenes (69°N, 16°E). Aus RÜSTER (1984).

Eine Fülle an neuen Ergebnissen resultierte aus der Entwicklung von Fernerkundungsmethoden vom Boden aus. In den 50er Jahren war es die Entwicklung des Meteorradars, später die Nutzung von MF-, VHF- und UHF-Radars, die zu einem kräftigen Anwachsen des Beobachtungsmaterials, zu umfassenden diagnostischen und theoretischen Studien und damit zur Absicherung und Erweiterung der Schwerewellentheorie führten.

Beispiele von Fluktuationen meteorologischer Größen, die sich als Wirkung von Schwerewellen interpretieren lassen, enthalten Bild 1 und 2. Sie zeigen Beobachtungen mit Hilfe eines MST-Radars und eines Lidars (Abschnitt 3). Im ersten Fall ist für vier Höhen um 70 km der Vertikalwind als Funktion der Zeit dargestellt. Er zeigt deutlich erkennbare Fluktuationen mit Perioden von ca. 6 bis 30 Minuten. Im unteren Teil des Bildes 1 ist das Signal-zu-Rausch-Verhältnis der Messung zu sehen. Dieses Verhältnis ist ein Maß für die Intensität turbulenter Störungen, die für die Rückstreuung des Radarsignals verantwortlich sind. Die Beobachtungsergebnisse lassen darauf schließen, daß die dargestellten Schwerewellen unmittelbare Ursache der Turbulenz sind. Bild 2 zeigt den vertikalen Verlauf von Temperaturabweichungen vom jeweiligen Schichtmittelwert. Die Störungen werden in diesem Fall mit der Höhe stärker. Vertikale Wellenlängen zwischen etwa 2 und 10 km lassen sich leicht identifizieren.

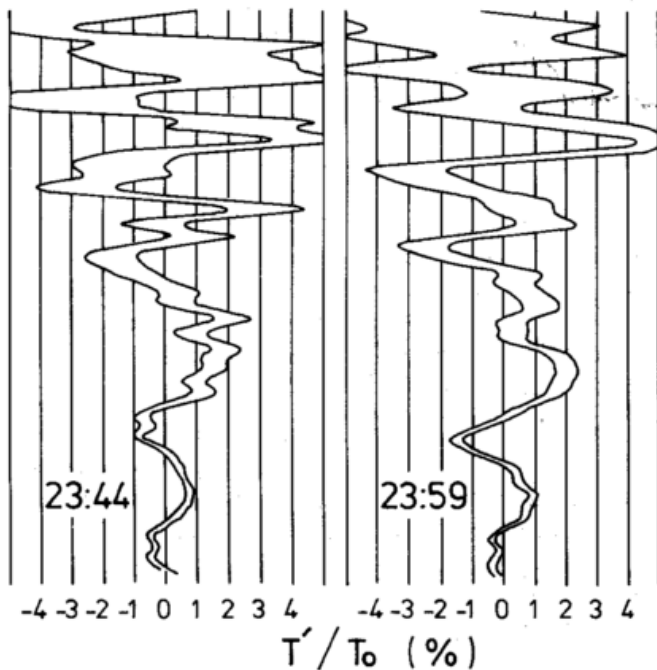


Bild 2: Temperaturstörungen (T') relativ zu einem mittleren Vertikalprofil (T_0) beobachtet mit einem Rayleigh-Lidar, Haute Provence (44°N, 6°E), 7. August 1985. Die Abszisse zeigt Werte von $(T'/T_0) \times 100$. Nach WILSON et al. (1991).

Diese und ähnliche Beobachtungen sowie ihre theoretische Interpretation lassen erkennen, daß sich die Frequenz der Wellen zwischen der Väisälä-Brunt-Frequenz (Glg. (2); entsprechend einer Periode von 5-10 Minuten) und der Frequenz der Trägheitsschwingung der Atmosphäre (etwa 10^{-4} s^{-1} in mittleren Breiten) bewegen. Vertikale Wellenlängen von einigen 100 m bis etwa 20 km sind mit verschiedenen Methoden gefunden worden. Experimentelle Über-

deckung und Auflösung des vertikalen Wellenzahlbereichs hängen ersichtlich von der benutzten Beobachtungsmethode ab.

Die Schwerewellen können beträchtliche horizontale Wellenlängen (in der Größenordnung von mehreren zehn bis einigen tausend Kilometern) erreichen. Doch ist der direkte Nachweis solcher Wellenlängen in der mittleren Atmosphäre schwierig, da dieser ein ausgedehntes Beobachtungsnetz mit aufwendigen Meßeinrichtungen erfordern würde. Am Boden wurden entsprechende Untersuchungen mit Hilfe von Netzen hochempfindlicher Drucksensoren durchgeführt. Großskalige Oszillationen vom Typ der Schwerewellen sind mit hoher Wahrscheinlichkeit an der Anregung der QBO (quasi-biennial oscillation) in der Äquatorregion beteiligt. Nach HOLTON und LINDZEN (1972) ist der grundlegende Prozeß dabei die nichtlineare Wechselwirkung zwischen äquatorialen Wellen mit vertikaler Ausbreitung und dem mittleren Grundstrom. Auch dies ist ein Beispiel von Impulsübertragung durch interne, d. h. sich vertikal ausbreitende, Wellen auf die großskalige Strömung.

Die Beobachtungen lassen eine ausgeprägte räumliche und zeitliche Abhängigkeit der Schwerewellenaktivität in der Mittleren Atmosphäre erkennen. Allerdings reichen die vorhandenen Daten längst nicht aus, eine detaillierte Schwerewellenklimatologie zu erstellen. Die Variabilität läßt sich auf folgende Ursachen zurückführen: Geographische und zeitliche (Tagesgänge, Jahresgänge) Unterschiede bei der Erzeugung der Schwerewellen, entsprechende Unterschiede der Ausbreitungsbedingungen in der Atmosphäre und hierbei besonders sich verändernde Bedingungen für die nichtlineare Wechselwirkung mit der Grundströmung.

Als wichtigste Quelle der Schwerewellen in der Mittleren Atmosphäre gilt die Troposphäre. Auch eine Erzeugung in höheren Schichten, z. B. im Polarbereich durch intensive elektrische Ionosphärenströme, ist möglich. In der Troposphäre hat man neben den bereits erwähnten orographischen Hindernissen Fronten, Strahlströme, Wirbelstürme, Regionen mit Konvektion oder großräumig ageostrophischen Wind als Quellgebiet von Schwerewellen identifiziert. Ein außergewöhnliches Beispiel bieten die Windmessungen mit dem MST-Radar der Universität Kyoto (MU-Radar; SATO u. a. 1991) während des Durchzugs eines Taifuns. Es waren die ersten Beobachtungen eines solchen Wirbelsturms mit einem MST-Radar. Bild 3 enthält die Fluktuationen des Zonalwindes mit einer vertikalen Wellenlänge von 2-4 km. Ausgeprägte Wellenstrukturen findet man besonders oberhalb des Taifuns (ca. 12 km) nach Vorbeizug des Zentrums. Die deutliche Abwärtsbewegung der Windextrema zwischen 12 und 18 km ist charakteristisch für Schwerewellen, deren Energie sich vertikal nach oben ausbreitet. In tieferen Schichten ist umgekehrt eine Aufwärtsbewegung der Wellenstrukturen angedeutet, die typisch für Schwerewellen mit abwärts gerichtetem Energiestrom ist. Am Schluß von Abschnitt 3 wird gezeigt, daß die Vertikalkomponenten der Gruppengeschwindigkeit (Energiestrom) und Phasengeschwindigkeit (Verlagerung der Windextrema) entgegengesetzt gerichtet sind. Die Beobachtung von SATO u. a. unterstützt die Hypothese,

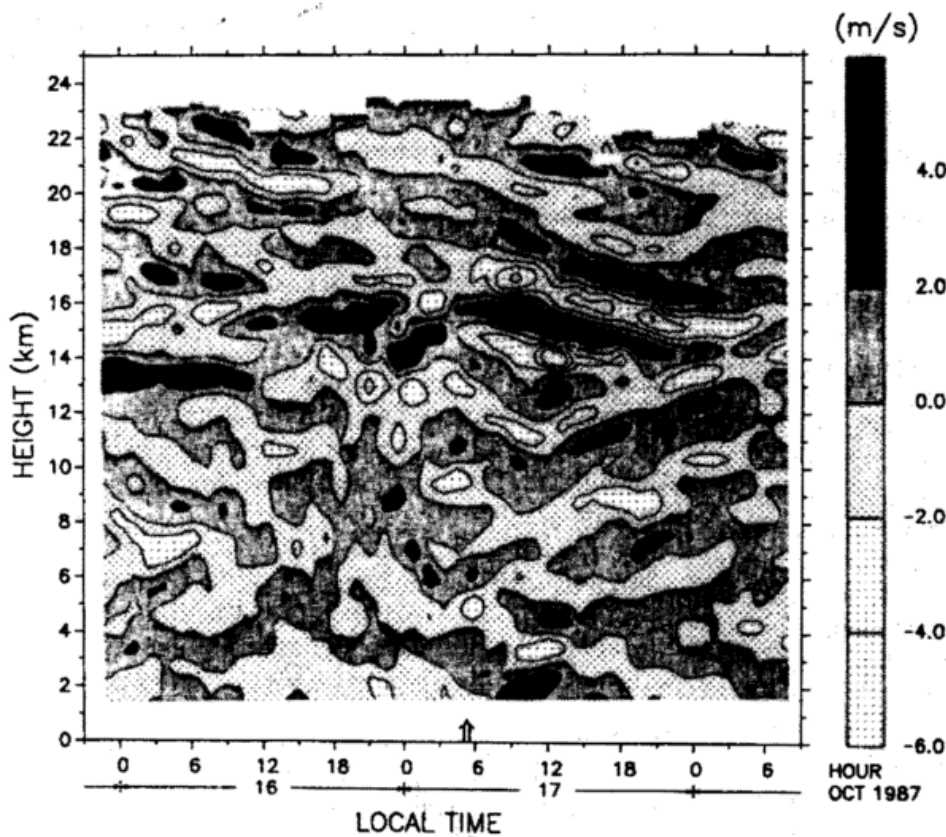


Bild 3: Fluktuationen des Zonalwindes mit vertikalen Erstreckungen (Scales) zwischen 2 und 4 km. Beobachtungen mit dem MU-Radar beim Durchgang eines Taifuns in der Nähe von Kyoto, Japan, 15.-18. Okt. 1987. Aus SATO et al. (1991).

daß tropische Wirbelstürme einen beträchtlichen Teil ihrer Energie durch Schwerewellenemission verlieren.

Es wurden zahlreiche Untersuchungen des Spektrums der vertikalen Wellenzahl der Schwerewellen durchgeführt. Dabei zeigt sich, daß sich unabhängig von der Atmosphärenregion, aus der die Beobachtungen stammen, bei höheren Wellenzahlen eine typische Verteilung der Wellenenergie, ein universelles Spektrum (VAN ZANDT 1982), einstellt, an dessen theoretischer Begründung noch gearbeitet wird (HINES 1991). Die Schwerewellen können miteinander oder mit anderen Wellentypen in Wechselwirkung treten. Es wurde z. B. eine Modulation der Wellen durch Gezeitschwingungen der Mittleren Atmosphäre festgestellt. Änderungen von Schwerewellenparametern mit Perioden, die typisch für planetare Wellen sind, lassen auch hier Welle-Welle-Wechselwirkungen vermuten.

3 Einige Eigenschaften von Schwerewellen

Einige wichtige Eigenschaften von Schwerewellen sollen im folgenden beschrieben werden, um die Interpretation der Beobachtungen im voraufgehenden Abschnitt zu untermauern. Es wird eine (monochromatische) Welle auf der Grundlage der linearen Schwerewellentheorie betrachtet. Um möglichst einfache Verhältnisse zu haben, sei vorausgesetzt, daß die Kreisfrequenz der Welle weit genug von der Väisälä-Brunt-Frequenz N und der Trägheitsfrequenz f ($= 2 \Omega \sin \varphi$) entfernt ist, d. h.

$$f \ll \omega \ll N \quad (1)$$

$$\text{mit } N^2 = \frac{g}{T} \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} + g/c_p \right) = \frac{g}{\bar{\Theta}} \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} \quad (2)$$

(Ω Rotationsfrequenz der Erde, φ Breite, z Höhe, $\bar{T}$ mittlere

Temperatur, g Schwerebeschleunigung, c_p spezifische Wärme bei konstantem Druck, $\bar{\Theta}$ mittlere potentielle Temperatur). Für ein konstantes mittleres horizontales Windfeld mit der Geschwindigkeit $\bar{u}$ findet man dann für die vertikale Wellenzahl (m)

$$m^2 = N^2 / (\bar{u} - c)^2 = N^2 k^2 / \omega^2 \quad (3)$$

Die Welle breitet sich dabei mit der Phasenspurgeschwindigkeit c entlang der Achse aus, die durch $\bar{u}$ definiert ist. Sie wird relativ zu einem am Boden ruhenden Beobachter gemessen. Die Kreisfrequenz ω ist auf $\bar{u}$, d. h. auf einen sich mit dem Wind bewegenden Beobachter bezogen (engl. intrinsic frequency).

Gleichung (3) zeigt, daß der Betrag der vertikalen Wellenzahl m sehr groß wird, wenn Phasenspurgeschwindigkeit c und Windgeschwindigkeit $\bar{u}$ sich einander nähern, d. h. wenn ω Null wird. Die Welle kann sich in solchen Schichten nicht ausbreiten. Gelangt also eine Welle aus der Troposphäre in eine Schicht, in der die Phasenspurgeschwindigkeit in Richtung der Horizontalströmung den Wert von deren Geschwindigkeit hat ($c = \bar{u}$), wird die Welle an weiterer vertikaler Ausbreitung gehindert. Dies erklärt qualitativ die Filterwirkung des mittleren Windfeldes für Wellen, deren Phasenspurgeschwindigkeit in irgendeiner Schicht einmal dem Wert $\bar{u}$ des vertikalen Windprofils entspricht. Z. B. können nach Osten laufende Schwerewellen einen Westwindjet mit dem Windmaximum $\bar{u}_x$ in der mittleren Atmosphäre nicht durchdringen, wenn $c < \bar{u}_x$. Den nach Westen laufenden Wellen gelingt es. Sie können in größeren Höhen absorbiert werden und so die beschriebene Windumkehr durch Impulsdeposition erzeugen.

Postuliert man, daß eine Welle mit einer Störung Θ' der potentiellen Temperatur nur so lange wachsen kann, solange konvektive Stabilität besteht, d. h.

$$\frac{\partial}{\partial z} (\bar{\Theta} + \Theta') > 0 \quad (4)$$

bleibt, ergibt sich mit der linearen Theorie für die Sättigung, daß dann gelten muß:

$$|u'| \leq |c - \bar{u}|. \quad (5)$$

Bei größeren Beträgen von u' wird Wellenenergie dissipiert. Dann läßt sich zeigen, daß die Beschleunigung des mittleren Windes für einfache Verhältnisse folgender Beschreibung folgt:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = - \frac{k(\bar{u} - c)^3}{2NH} \approx D \cdot \frac{N^2}{c - \bar{u}} \quad (6)$$

(H Skalenhöhe). $D \approx k(\bar{u} - c)^4 / (2HN^3)$ entspricht einem Eddydiffusionskoeffizienten, den man als ein Maß für die Fähigkeit einer Welle ansehen kann, Turbulenz zu erzeugen. Man erkennt: Wellen mit kurzen scheinbaren horizontalen Wellenlängen, d. h. großem k , sind besonders turbulenzintensiv. Ebenso sind sie nach Gleichung (6) sehr effizient an der Beschleunigung des Grundstroms im Sättigungsbereich beteiligt. Die Beschleunigung ist am größten in der Schicht, in der Sättigungsbedingungen erreicht werden; sie nimmt ab, wenn sich – bei vertikal veränderlichem Windprofil – die Welle der Schicht mit $\bar{u} = c$ nähert. Dies ist offensichtlich für die Wellenausbreitung ein kritischer Bereich. Er wird daher als *kritische Schicht* bezeichnet. Nehmen wir an, daß $\bar{u} > c$, wird der Grundstrom abgebremst und eventuell in seiner Richtung umgekehrt (Phänomen der Umkehr des Zonalwindes).

Zum Schluß sei die Vertikalkomponente der Gruppengeschwindigkeit $c_{gz} = \partial \omega / \partial m$ angegeben. Es gilt nach Gleichung (3) mit $\omega = \pm Nk/m$

$$c_{gz} = \pm kN/m^2 = - \frac{\omega}{m} = -c_z. \quad (7)$$

D. h., bei Ausbreitung von Wellenenergie nach oben ($c_{gz} > 0$) ist die vertikale Phasenspurgeschwindigkeit c_z nach unten gerichtet – und umgekehrt. Dieser Effekt ist, wie beschrieben, in Bild 3 sichtbar. Ausführliche Betrachtungen der Eigenschaften interner Schwerwellen finden sich bei GOSSARD und HOOKE (1975) und FRITTS (1984, 1989).

4 Fernerkundung der Mittleren Atmosphäre vom Boden aus mittels Radar und Lidar

Unter den bisher genannten Beobachtungsmethoden für die Zusammensetzung und Dynamik der Erdatmosphäre spielen zwei Arten der Fernerkundung vom Boden aus eine besondere Rolle, nämlich der Einsatz von Radar (radio detection and ranging) und Lidar (light detection and ranging). Auf sie soll hier eingegangen werden. Andere Erkundungsmethoden werden an anderer Stelle dieses Hefes besprochen. Im Vordergrund unserer Betrachtung sollen die atmosphärischen Bedingungen für die Einsetzbarkeit beider Methoden stehen. Technische Details würden zu weit führen. Hierfür sei auf verschiedene Bände des MAP-Handbuchs, besonders Band 13 (1984) und Band 30 (1989), hingewiesen. Über Radarmessungen besonders in

der Troposphäre und unteren Stratosphäre wurde auch im PROMET-Heft 1/2 '91 von RÜSTER u. a. berichtet.

Die Benutzung von Radiowellen bei der Radarmethode hat den Vorteil, daß die Mittlere Atmosphäre für diesen Teil des elektromagnetischen Wellenspektrums weitgehend transparent ist. Als Meßsignal wird Wellenenergie benutzt, die vom Radar emittiert und von Luftvolumina mit Störungen des Brechungsindex zurückgestreut wird.

Der Brechungsindex ist eine Funktion der Höhe. In der neutralen Atmosphäre nimmt er im Mittel stetig mit der Höhe ab. Durch Anwesenheit von Elektronen (mit zunehmender Konzentration bei wachsender Höhe) steigt er ab ca. 60 km für Radiowellen um 50 MHz (ab ca. 70 km bei 400 MHz) wieder an. In dem Bereich zwischen rund 30 und 70 km findet man neben niedrigen Werten des Brechungsindex auch eine Tendenz zu geringer Störungsintensität. Beides bedingt, daß das rückgestreute Radarsignal zwischen rund 30 und 70 km für die gängigen Meßsysteme gewöhnlich so schwach ist, daß es für eine Beobachtung dieses Höhenbereiches nicht ausreicht. In dieser Lücke muß auf andere Techniken wie Lidar und Raketenmethoden zurückgegriffen werden.

Eine Übersicht über verschiedene Methoden und den zugehörigen Beobachtungsbereich gibt die folgende Tabelle, gegliedert nach Typ des Radars, Frequenzbereich, Wellenlänge, Antennengröße in Vielfachen der typischen Wellenlänge und der Schicht, aus der der jeweilige Radartyp Rückstreuungssignale empfängt (nach RÖTTGER 1989).

Typ	Frequenzbereich	Wellenlänge λ in m	Antennengröße in λ	Atmosphärenschicht
MF-Radar	MF-HF	150-50	1-10	M, uTh
Meteorradar	HF-VHF	10-6	0,1-10	M, uTh
MST-Radar	VHF	ca. 6	0,1-100	T, S, M
Incoheret				
Scatter Radar	VHF-UHF	6-0,25	100-300	M, uTh
ST-Radar	VHF-SHF	6-0,1	10-500	T, S

Frequenzbereiche: Medium frequency (MF) 0.3-3.0 MHz, high frequency (HF), 3-30 MHz, very high frequency (VHF) 30-300 Mhz, ultra-high frequency (UHF) 300-3000 MHz, SHF 3-30 GHz.

Schichten: T Troposphäre, S Stratosphäre, M Mesosphäre, uTh untere Thermosphäre.

Die oft genannten MST-Radars arbeiten gemäß der Tabelle im VHF-Band bei etwa 50 MHz und liefern Information über die Troposphäre, untere bis mittlere Stratosphäre und obere Mesosphäre, ggf. auch über die unterste Thermosphäre. Bei ST-Radars ist der zugängliche Höhenbereich auf tiefere Schichten beschränkt. Das SOUSY-Radar des MPI für Aeronomie (Messung in Bild 1) ist ein MST-Radar (CZECHOWSKY u. a. 1984). Das schon erwähnte MU-Radar (MU für "middle and upper atmosphere") gehört zu den leistungsfähigsten Geräten dieser Art (SATO u. a. 1991).

Im Unterschied zu allen anderen genannten Methoden nutzen Meteorradars die Reflexion von Radiowellen an Meteoritenspuren aus. Das Prinzip des Incoherent Scatter Radars

beruht auf der Messung der Rückstreuung von elektromagnetischen Wellen an Elektronen und Ionen mit thermischer Bewegung. Die Phasenbeziehung des rückgestreuten Wellenpakets ist inkohärent. Die übrigen Radartypen empfangen kohärente Signale von größeren Atmosphärenvolumina mit einer Störung des Brechungsindex, die durch Turbulenz erzeugt wird. Turbulenzarme Regionen der Atmosphäre sind daher schwer zu beobachten.

Die hier interessierenden Beobachtungsgrößen sind die Windkomponenten in einem vermessenen Luftvolumen. Zwei Methoden bieten sich an. Man mißt die Dopplerverschiebung v_D der Radarfrequenz ν auf drei oder mehr Strahlen, die gegeneinander geneigt sind. Dabei wird ein Strahl gewöhnlich vertikal nach oben gerichtet. Aus v_D , ν und der Lichtgeschwindigkeit C ergibt sich die Geschwindigkeit V_D des rückstreuenden Volumens entlang dem Radarstrahl gemäß der Dopplergleichung:

$$V_D = \frac{1}{2} C \cdot \frac{v_D}{\nu} \quad (8)$$

Aus den Werten V_D für drei Strahlen läßt sich mit der Annahme eines homogenen Windfeldes über den vom Radar erfaßten Raum der Windvektor bestimmen. Aus anderen Eigenschaften des Radarsignals (Rückstreuintensität) lassen sich Folgerungen über die Turbulenzintensität der beobachteten Schicht herleiten.

Als zweite Methode läßt sich die Beobachtung des rückgestreuten Wellenfeldes am Boden nutzen. Dieses Verfahren geht u. a. auf eine Radarentwicklung zurück, die von Krautkrämer (1950) im letzten Weltkrieg zur Beobachtung der Ionosphären drift mit Hilfe von Kurzwellen ausgeführt wurde. Es wird mit drei oder mehr räumlich getrennten Empfangsantennen die horizontale Verlagerung der Feldstärkemuster der Rückstreuung (*partielle Reflexionen*) aus dem oberen Teil der mittleren Atmosphäre gemessen und damit auf die Bewegung der rückstreuenden Schicht geschlossen (Englisch: spaced receiver method, VINCENT 1984).

Die Stärke des Radarsignals ist von der empfangenen Rückstreuenergie abhängig, die durch das Rückstreuervolumen (damit auch dessen vertikale Erstreckung) und die Integrationszeit für das empfangene Signal bestimmt wird. Ersichtlich wird hierdurch die räumliche und zeitliche Auflösung einer Messung geprägt. Die Rückstreuereigenschaften der oberen Mesosphäre ändern sich signifikant mit der Tages- und Jahreszeit und beschränken so unter Umständen die Nutzungszeit bestimmter Verfahren. Z. B. sind wegen des Rückgangs der Ionisation nachts unterhalb 80 km keine MF-Sondierungen möglich.

Die Lidarmethode besitzt im Gegensatz zur Radarmethode nicht den Vorteil, daß die Atmosphäre für die Lichtsignale immer transparent ist. Lidars sind bei ihrer Anwendung auf wolkenfreie Himmelsflächen angewiesen. Doch die Lidarmethode macht es möglich, die Radarlücke von 30-70 km messend zu überbrücken. Die bisher entwickelten Systeme liefern Daten und Temperatur als meteorologische Größen. Neuere Entwicklungen zielen darauf ab, auch im Wellenlängenbereich des Lidars Dopplerverschiebung und damit Wind zu messen.

Die Lidarmethode beruht auf der Rückstreuung des Laserlichts durch Luftmoleküle. Diese kann durch Rayleigh-Streuung erzeugt werden, was durch die entsprechend benannten Rayleigh-Lidars ausgenutzt wird. Die Streuung von Aerosolen in Höhen unterhalb 25-30 km stört das Signal, so daß zuverlässige Meßwerte erst oberhalb dieser Schichten erhalten werden. Der Sondierungsbereich kann in die untere Atmosphäre ausgedehnt werden, wenn die durch anelastische Ramanstreuung rückgestreuten Photonen gemessen werden. Beide Methoden werden von CHANIN und HAUCHECORNE (1991) genauer beschrieben. Eine Beobachtung der Autoren ist in Bild 2 gezeigt. Da die Messungen relative Dichtewerte liefern und diese über einen Startwert in der größten Meßhöhe in Absolutwerte verwandelt werden müssen, entsteht ein mit abnehmender Höhe kleiner werdender Fehler. Dieser setzt sich in der Temperatur fort, die aus der Dichte berechnet wird. Die Doppelkurven der Temperatur in der Abbildung grenzen den Fehler ein.

Die Zahl der eingesetzten MST- und ST-Radargeräte wächst ständig. Lidarbeobachtungen (u. a. auch von Spurengasen) werden ebenfalls immer häufiger durchgeführt, so daß in Zukunft eine bessere Bewertung der raumzeitlichen Änderung der Schwerewellenaktivität in der Mittleren Atmosphäre möglich sein wird.

Mit Dank sei vermerkt, daß M. L. Chanin, Service d'Aéronomie, Frankreich, und die SOUSY-Gruppe des MPI für Aeronomie, Katlenburg-Lindau, Material für diesen Aufsatz bereitgestellt haben. J. Klostermeyer, MPI für Aeronomie, bin ich für die Durchsicht des Textes und wichtige Hinweise dankbar.

Literatur

- CHANIN, M. L., und A. HAUCHECORNE: Lidar study of the structure and dynamics of the middle atmosphere. *Indian J. Radio Space Phys.* 20 S., 1-11, 1991.
- CZECHOWSKY, P., G. SCHMIDT und R. RÜSTER: The mobile SOUSY Doppler Radar: Technical design and first results. *Radio Sci.* 19 S., 441-450, 1984.
- FRITTS, D. C.: Gravity wave saturation in the middle atmosphere - a review of theory and observations. *Rev. Geophys. Space Phys.* 22 S., 275-308, 1984.
- FRITTS, D. C.: A review of gravity wave saturation processes, effects and variability in the middle atmosphere. *PAGEOPH* 130 S., 343-370, 1989.
- GOSSARD, E. E., und W. H. HOOKE: *Waves in the atmosphere*, 456 S., Elsevier, New York, 1975.
- GROVES, G. V.: Wind models from 60 to 130 km altitude for different months and latitudes. *J. Brit. Interplan. Soc.* 22 S., 285-307, 1969.
- HINES, C. O.: The saturation of gravity waves in the middle atmosphere. Part I: Critique of linear-instability theory. *J. Atmos. Sci.* 48 S., 1348-1359, 1991.
- HOLTON, J. R., und R. S. LINDZEN: Updated theory for the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere.
- KLOSTERMEYER, J.: On parametric instabilities of finite amplitude internal gravity waves. *J. Fluid Mech.* 119 S., 367-377, 1982.

- KRAUTKRÄMER, O.: Über Wanderungserscheinungen rascher Feldstärkeschwankungen bei Ionosphärenechos. Archiv d. elektr. Übertragung 4, S. 133–138, 1950.
- LINDZEN, R. S.: Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown. J. Geophys. Res. 86, S. 9707–9714, 1981.
- MURGATROYD, J. R.: Winds and temperatures between 20 km and 100 km – a review. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 83, S. 417–458, 1957.
- PALMER, T. N., G. J. SHUTTS, und R. SWINBANK: Alliviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction through an orographic gravity wave drag parameterization. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 112, S. 1001–1040, 1986.
- RÖTTGER, J.: The instrumental principles of MST radars and incoherent scatter radars and the configuration of radar system hardware. Handbook for MAP, Vol. 30, Herausg. S. FUKAO, S. 54–113, 1989.
- RÜSTER, R.: Winds and waves in the middle atmosphere as observed by groundbased radars. Adv. Space Res. 4, S. 3–18, 1984.
- RÜSTER, R., J. KLOSTERMEYER, P. CZECHOWSKY und G. SCHMITT: VHF-Radarmessungen in der Atmosphäre. promet, Heft 1/2 '91, S. 50–55, 1991.
- SATO, T., N. AO, M. YAMAMOTO, S. FUKAO, T. TSUDA, und S. KATO: A typhoon observed with the MU Radar. Mon. Wea. Rev. 119 S. 755–768, 1991.
- VANZANDT, T. E.: A universal spectrum of buoyancy waves in the atmosphere, Geophys. Res. Lett. 9, S. 575–578, 1982.
- VINCENT, R. A.: MF/HF radar measurements of the dynamics of the mesopause region – A review. J. Atmos. Terr. Phys. 46, S. 961–974, 1984.
- WEINSTOCK, J.: Nonlinear theory of gravity waves: Momentum deposition, generalized Rayleigh friction and diffusion. J. Atmos. Sci. 39, S. 1698–1710, 1982.
- WILSON, R., M. L. CHANIN, und A. HAUCHECORNE: Gravity waves in the middle atmosphere observed by Rayleigh lidar. 1. Case studies. J. Geophys. Res. 96, im Druck, 1991.
- WITT, G.: Height, structure and displacement of noctilucent clouds. Tellus 14, S. 1–18, 1962.

13 E. V. THRANE Turbulenz in der Mittleren Atmosphäre

1 Einleitung und Überblick

Bereits um 1950 zeigten Studien wandernder ionosphärischer Störungen (engl. *travelling ionospheric disturbances*, TID's) das Vorhandensein schneller Fluktuationen in der Mittleren Atmosphäre und der unteren Ionosphäre (MUNROE 1950). In ersten Erklärungsversuchen wurden dafür Schwerewellen verantwortlich gemacht (HINES 1955). Neue Raketentechniken bestätigten in den späten 50'er und frühen 60'er Jahren die Überlagerung von mittleren und Gezeitenwinden durch Schwerewellen. Es wurde gezeigt, daß diese Wellen in der Mesosphäre superadiabatische Temperaturgradienten erzeugen können, und daß eine Kaskade der Energie von großen zu kleinen Längenskalen in einem turbulentem Regime zu erwarten ist. Struktur und Intensität von Turbulenz wurden zum Beispiel von ZIMMERMANN und CHAMPION (1963) sowie von BLAMONT und BARAT (1967) bestimmt. Die Erkenntnis setzte sich durch, daß Schwerewellen eine wichtige Rolle im Energie- und Impulshaushalt der Mittleren Atmosphäre spielen. LINDZEN (1981) schlug eine einfache Methode zur Beschreibung der wesentlichen Aspekte des Brechens von Schwerewellen in der Mittleren Atmosphäre vor. Er nahm eine Begrenzung der Wellenamplitude aufgrund einer Turbulenz erzeugenden konvektiven Instabilität an und führte Schwerewellentерme ein, die den thermischen und den Impulshaushalt bilanzieren. Einen Überblick über diesen Sättigungsprozeß beim Brechen von Schwerewellen gibt FRITTS (1984).

Dynamische Prozesse wie Wind, Wellen und Turbulenz wurden während des *Middle Atmosphere Programme* (MAP)

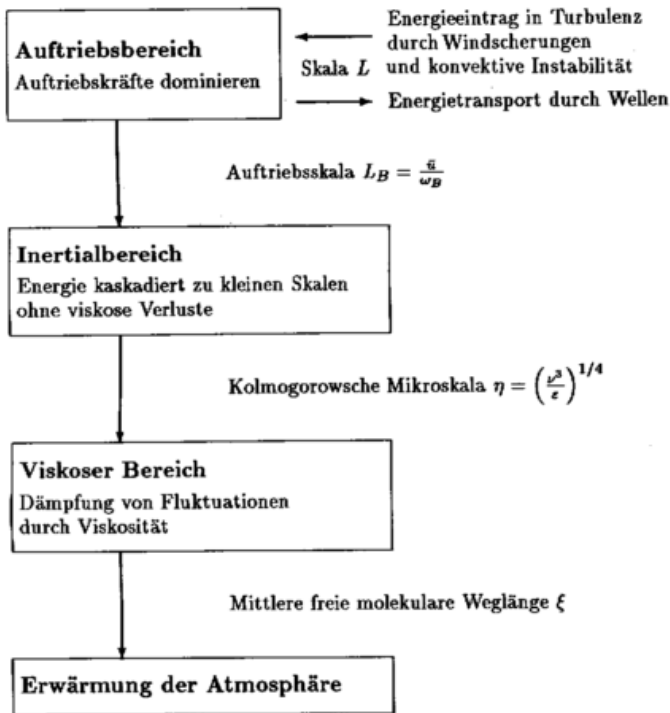
von 1982–85 und dessen Nachfolger *Middle Atmosphere Cooperation* (MAC) von 1985–88 ebenso intensiv untersucht wie in der Anfangsphase des *Solar-Terrestrial Energy Programme* (STEP). Verschiedene große internationale experimentelle Projekte, sog. „Kampagnen“, wurden als Teil dieser Programme durchgeführt. In Europa handelte es sich dabei um die Energy-Budget-Kampagne (OFFERMANN 1985), die MAP/WINE-Kampagne (VON ZAHN 1987), die MAC/SINE- und MAC/EPSILON-Kampagnen (THRANE 1990) sowie die DYANA-Kampagne (OFFERMANN 1989). (Am Schluß findet man eine Liste der verwendeten Abkürzungen.) Diese Kampagnen haben zu unserem Verständnis von Turbulenz in der Mittleren Atmosphäre wesentlich beigetragen.

Im folgenden beschreiben wir einige Eigenschaften der Turbulenz in der Mittleren Atmosphäre und illustrieren diese mit Beispielen aus den oben erwähnten Experimenten.

2 Grundlegende Eigenschaften von Turbulenz

Turbulenz gehört zu den am häufigsten vorkommenden, gleichzeitig aber auch am wenigsten verstandenen physikalischen Phänomenen. Ihre Komplexität und chaotische Natur kann mit deterministischen Begriffen nicht adäquat beschrieben werden, und nur mit einer Reihe vereinfachender Annahmen ist eine quantitative Beschreibung turbulenter Effekte in der Atmosphäre möglich. Turbulenz kann durch das Auftreten konvektiver oder dynamischer Instabilität erzeugt werden, die ihrerseits wieder durch – beispiels-

Die Energetik atmosphärischer Turbulenz



Energetics of atmospheric turbulence

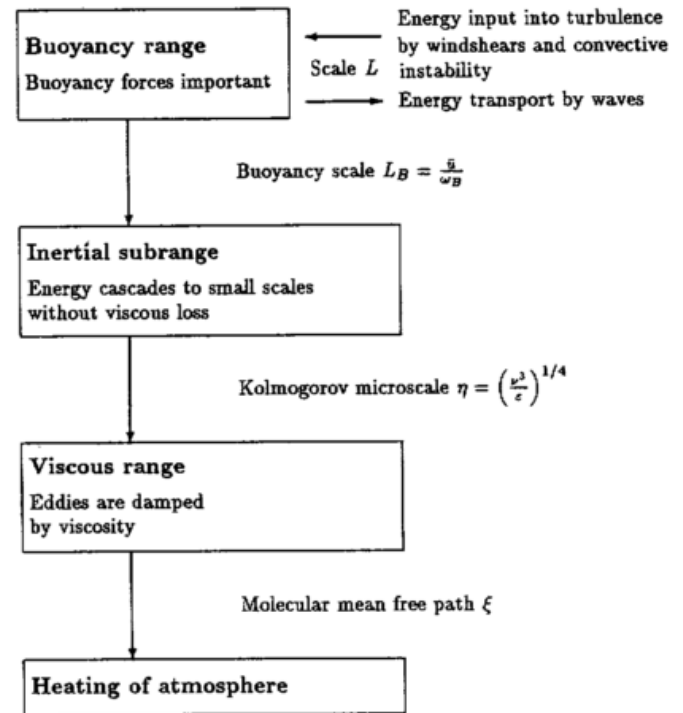


Bild 1: Das energetische Verhalten von Turbulenz in der Atmosphäre.

weise – Windscherungen oder brechende Schwerewellen verursacht werden. In einem turbulentem Regime wird die Energie in einer Kaskade von größeren auf kleinere Längenskalen übertragen, bis sie durch viskose Dämpfung zu Wärme dissipiert wird. Dieser Prozeß wird durch einen bekannten Vers von Lamb beschrieben:

Größ're Wirbel haben kleine Wirbel
und steigern deren Schnelligkeit,
und kleine Wirbel haben klein're Wirbel
und so weiter bis zur Zähigkeit . . .

Turbulenz erzeugt Fluktuationen in Geschwindigkeit, Dichte, Druck und Temperatur, und sie kann Wärme, Masse und Impuls transportieren. Das energetische Verhalten von Turbulenz wird vereinfacht in Bild 1 dargestellt. Quelle für die Energie auf großen Längenskalen können brechende Schwerewellen sein, die Windscherungen und konvektive Instabilität hervorrufen. In Bild 2 wird schematisch gezeigt, wie eine Windscherung zu Turbulenz führen kann.

Neben einer größten Längenskala $L_B = \bar{u} / \omega_B$ besitzt Turbulenz auch eine kleinste Längenskala l_0 . L_B wird durch die mittlere Turbulenzgeschwindigkeit $\bar{u}$ und die durch den Parameter ω_B beschriebene Auftriebskraft bestimmt. Die Brunt-Väisälä-Frequenz ω_B wird später noch genauer definiert werden, aber in einer stabil geschichteten Atmosphäre kann sie als natürliche Resonanzfrequenz eines Luftpaketes verstanden werden, das nach einer vertikalen Auslenkung um seine Ruhelage schwingt. Wird die Atmosphäre auf einer im Vergleich zu L_B größeren Längenskala gestört, reagiert sie mit der Anregung von Wellen, nicht mit der Erzeugung von Turbulenz. Die innere Längenskala l_0 bezeichnet diejenige typische Länge, ab der molekulare viskose Kräfte dominieren. Die in Bild 1 gezeigte Kolmogorowsche Mikroskala wird oft als Maß für die kleinste turbulente Längen-

skala benutzt. Zwischen innerer und äußerer Längenskala kann in einem *Inertialbereich* isotrope homogene Turbulenz auftreten. Innerhalb dieses Inertialbereichs kaskadiert die Energie von großen zu kleinen Längenskalen ohne wesentliche viskose Verluste.

Das Spektrum der Turbulenzenergie und die Verlustaten der Energie werden schematisch in Bild 3 gezeigt; Energiedichte $E(k)$ und die Dissipationsrate ϵ der Energie werden als Funktion der Wellenzahl $k = 2\pi / \lambda$ mit einer typischen Länge λ dargestellt. Das Spektrum ist in einen Auftriebsbereich, in dem Wellen dominieren, einen Inertialbereich mit Turbulenz und einen viskosen Bereich unterteilt. Dimensionsargumente zeigen, daß bei einer Darstellung der Energiedichte als $E(k) \sim k^{-n}$ diese Bereiche die charakteristischen Exponenten $n = 3, 5/3$ und 7 besitzen. Diese Exponenten werden später noch genauer diskutiert werden.

Betrachten wir nun die Werte für L_B und l_0 in der Mesosphäre. Bild 4 zeigt typische Werte dieser Parameter als

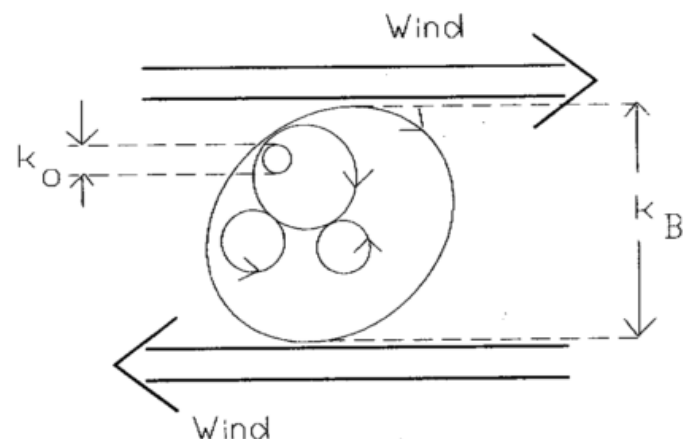


Bild 2: Erzeugung von Turbulenz durch Windscherung.

Funktion der Höhe, basierend auf einer Arbeit von HOK-KING (1985). Der Inertialbereich wird mit zunehmender Höhe immer schmaler, und bei 110 km ist $L_B \approx l_0$. Diese Höhe liefert eine Abschätzung für die Lage der Turbopause, oberhalb derer Turbulenz wegen der zu großen Viskosität nicht mehr auftreten kann. Der idealisierte Fall glatter Parameter aus Bild 4 sollte mit zwei Beispielen von mit Raketen gemessenen Längenskalen in Bild 5 verglichen werden. Jeder Flug dauerte lediglich einige Minuten und stellt so eine Augenblicksaufnahme der Turbulenz in der Mesosphäre dar (BLIX et al. 1990). Die schraffierten Bereiche geben an, wo $L_B > l_0$ ist, Turbulenz im Inertialbereich also auftreten kann. Beachtenswert ist zum einen die Lokalisierung der Turbulenz in der Vertikalen und zum anderen die in der Abbildung gekennzeichneten Kreuzungspunkte der L_B - und l_0 -Kurven bei 100 km. In Bereichen unterhalb von 100 km Höhe mit $L_B < l_0$ ist die Turbulenz zu schwach ausgeprägt, um noch verlässlich gemessen werden zu können.

3 Nachweis von Turbulenz in der Mittleren Atmosphäre

Turbulenz in der Mittleren Atmosphäre kann mit einer ganzen Reihe von Methoden nachgewiesen werden, von denen in der Folge einige aufgeführt werden:

- Messung der atmosphärischen Stabilität

Nützliche Größen zur Beschreibung der Stabilität sind die Brunt-Väisälä-Frequenz und die Richardson-Nummer. Die erstere von diesen ist durch

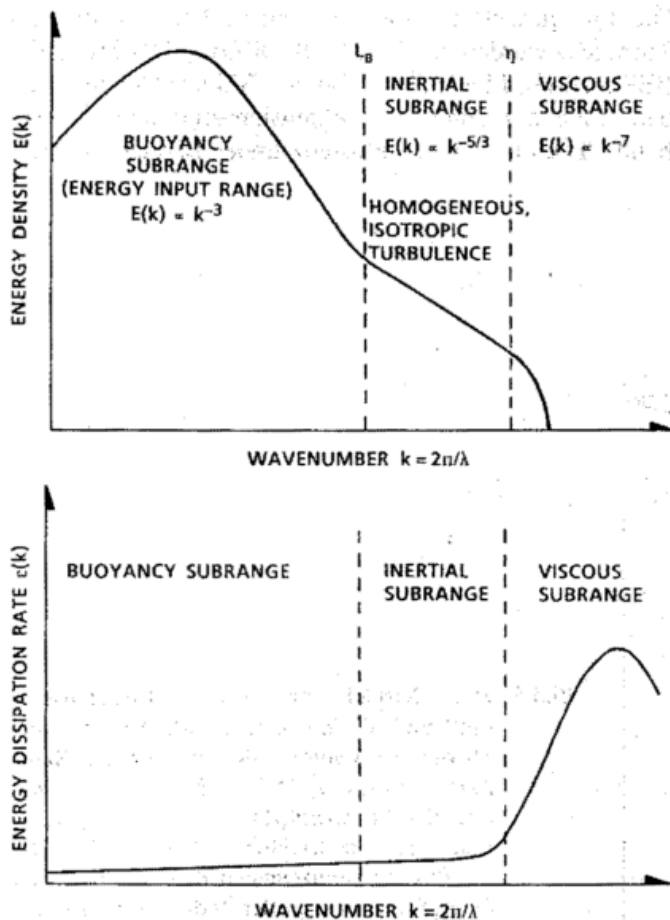


Bild 3: Das Energiespektrum von Turbulenz in der Atmosphäre.

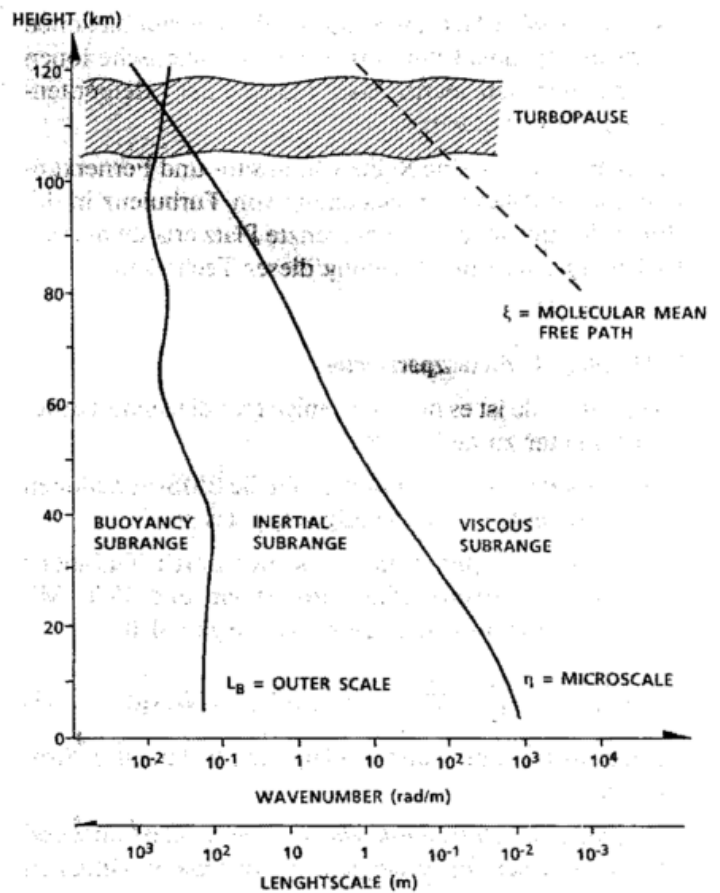


Bild 4: Abhängigkeit turbulenter Längenskalen von der Höhe.

$$\omega_B^2 = \frac{g}{T} \left[\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right] \quad (1)$$

definiert, wobei T die Temperatur, g die Gravitationsbeschleunigung, z die Höhe und Γ die adiabatische Abkühlungsrate darstellt. Im Fall $\omega_B < 0$ tritt eine konvektive Instabilität auf, die zu Turbulenz führt. Die Richardson-Nummer ist durch

$$R_i = \frac{\omega_B^2}{\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2} \quad (2)$$

gegeben. Hier ist $\partial U / \partial z$ die vertikale Windscherung. $R_i < 0$ weist auf konvektive Instabilität hin, während im Bereich $0 < R_i < 0.25$ Turbulenz durch dynamische Instabilität hervorgerufen werden kann. Durch Messung von Temperatur und Windgradienten kann also Information über Turbulenz gewonnen werden.

- Messungen des Mischungsverhältnisses inerte Gase der Atmosphäre, etwa von Ar oder N_2 , können Hinweise auf den Grad der turbulenten Durchmischung der Atmosphäre geben. Solche Messungen liefern kein augenblickliches Bild des turbulenten Zustandes der Atmosphäre, sondern geben eher den integrierten Effekt des turbulenten Mischens wieder.
- Direkte Messungen der kleinskaligen Struktur von Geschwindigkeit, Dichte, Temperatur oder Brechungsindex liefern ebenfalls Informationen über Turbulenz. Oft

werden passive Tracer in atmosphärischen Fluktuationen verwendet; dabei kann es sich um ionosphärische Ionen oder Elektronen, inerte Gase, Rauchfahnen, Meteoriten-spuren usw. handeln.

Inzwischen gibt es eine Reihe von in situ- und Fernerkundungsmethoden zur Untersuchung von Turbulenz in der Mittleren Atmosphäre; der begrenzte Platz erlaubt hier leider keine weitere Beschreibung dieser Techniken.

4 Wichtige Turbulenzparameter

An dieser Stelle ist es nützlich, einige grundlegende Turbulenzparameter zu definieren:

- Die *Turbulenzgeschwindigkeit* $\bar{u}$ gibt die RMS-Variationen des turbulenten Geschwindigkeitsfeldes an.
- Die *Energiedissipationsrate* ϵ ist der durch Turbulenz verursachte Energieverlust pro Masse und Zeit. Mit Dimensionsargumenten kann man zeigen, daß

$$\epsilon = \frac{dE}{dt} \sim u^2 \frac{u}{L} = \frac{u^3}{L} \quad (\text{in m}^2/\text{s}^3 \text{ oder W/kg}) \quad (3)$$

gilt, wobei L eine typische Länge der turbulenten Strömung ist.

- Der *turbulente Diffusionskoeffizient* K wird oft benutzt und kann am besten in Analogie zur molekularen Diffusion

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \chi \frac{\partial^2 \zeta}{\partial z^2} \quad (4)$$

verstanden werden. Dabei ist ζ ein passiver Tracer und χ der molekulare Diffusionskoeffizient. Analog dazu ist der turbulente Diffusionskoeffizient durch

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = K \frac{\partial^2 \zeta}{\partial z^2} \quad (5)$$

definiert. Dimensionsargumente zeigen, daß $K \sim uL$ (in m^2/s) gilt.

- Die *Reynolds-Zahl* kann als $Re = K/\nu = uL/\nu$ mit der kinematischen Viskosität ν geschrieben werden. Bei turbulenten Strömungen ist Re normalerweise sehr groß ($Re \approx 10\,000$), so daß die turbulente Diffusion sehr viel schneller als die molekulare Diffusion abläuft.

Wir sollten hier bemerken, daß Parameter wie ϵ , $\bar{u}$, χ und ω_B physikalisch genau definiert werden können, dies für K jedoch nicht ohne weiteres möglich ist. Im Gegensatz zum molekularen Diffusionskoeffizienten χ handelt es sich bei dem turbulenten Diffusionskoeffizienten K um eine Eigenschaft der Strömung, nicht der strömenden Flüssigkeit. Daher ändert er sich mit den Strömungsbedingungen und kann lediglich zur Beschreibung grob gemittelter Eigenschaften turbulenten Transports verwendet werden. Aus Messungen abgeleitete Werte für K hängen von der Skala ab, über die Beobachtungen gemittelt worden sind, und dürfen deshalb nur mit großer Vorsicht interpretiert werden.

Für eine stabile Atmosphäre können ϵ und K aus Beobachtungen des Geschwindigkeitsfeldes oder der Strukturfunktion von Dichte oder Temperatur berechnet werden:

$$\epsilon = 0.49 \bar{u}_z^2 (\text{RMS}) \omega_B, \quad (6)$$

wobei u_z die Vertikalkomponente der turbulenten Geschwindigkeit ist, und

$$K = 0.81 \epsilon / \omega_B^2. \quad (7)$$

Diese Ausdrücke stammen von WEINSTOCK (1978 und 1981 a, b) und BLIX (1988).

5 Eine einheitliche spektrale Beschreibung

Die Energiespektren von atmosphärischen Wellen und Turbulenz wurden von KOLMOGOROV (1941), HEISENBERG (1948), LUMLEY (1964) und BLIX (1988) beschrieben. Eine auf einfachen Dimensionsargumenten beruhende Theorie sagt die Existenz dreier Bereiche voraus:

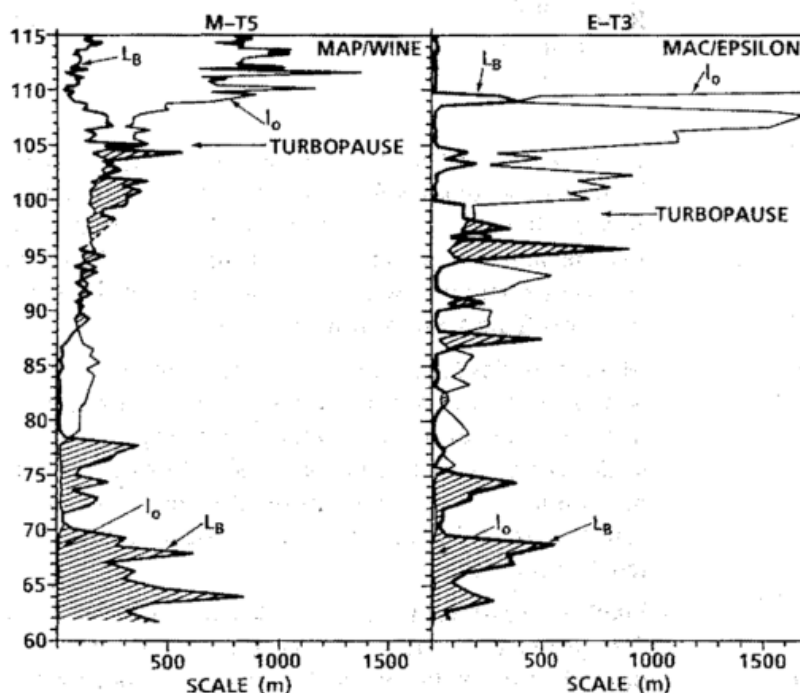


Bild 5: Zwei Beispiele für die Auftriebslängenskala (fett) und die innere Längenskala (dünn) aus Messungen während der MAP/WINE-Kampagne (links; Flug M-T5 vom 31. Januar 1984) und der MAC/EPSILON-Kampagne (rechts; Flug E-T3 vom 21. Oktober 1987). Die schraffierten Flächen kennzeichnen Bereiche, in denen die Auftriebskala größer als die innere Skala ist, also solche mit Turbulenz. Die Lage der Turbopause ist ebenfalls angegeben.

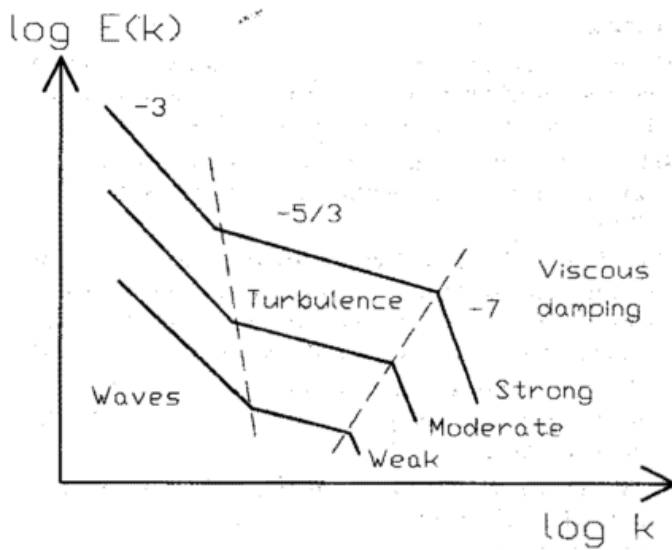


Bild 6: Energiespektrum von Wellen und Turbulenz (Schema).

eines Auftriebs- oder Wellen-Bereiches, eines turbulenten Bereiches und eines Bereiches, in dem die Dissipation überwiegt. Jeder dieser Bereiche besitzt eine unterschiedliche Steigung, wenn der Logarithmus der Energiedichte E als Funktion des Logarithmus der Wellenzahl k aufgetragen wird. Das gesamte Spektrum wird durch

$$E(k) = \alpha \varepsilon^{2/3} \frac{1 + (k/k_B)^{-4/3}}{[1 + (k/k_0)^{8/3}]^2} k^{-5/3} \quad (8)$$

dargestellt; es wird in Bild 6 schematisch gezeigt. Die Längenskalen k_B und k_0 trennen Auftriebs- und Turbulenz- bzw. Turbulenz- und Dissipationsbereich. In situ-Beobachtungen kleinskaliger Strukturen in der Mesosphäre haben das Vorhandensein solcher Spektren tatsächlich bestätigt (BLIX et al. 1990; siehe Bild 7). Die Skalen k_B und k_0 können aus Beobachtungen auf zwei Weisen berechnet werden:

- aus Beobachtungen der Stabilität der Atmosphäre und der Turbulenzintensität mit den Beziehungen

$$k_B = 0.9 \frac{\omega_b}{\bar{u}_z} = \frac{(\text{Stabilität})}{(\text{Turbulenz-Geschwindigkeit})}, \quad (9)$$

$$k_0 = \frac{2\pi}{7.4} \left(\frac{\varepsilon}{\nu^3} \right)^{1/4} = \frac{(\text{Energiedissipationsrate})^{1/4}}{(\text{Viskosität})^{3/4}}, \quad (10)$$

$$\varepsilon = 0.49 \bar{u}_z^2 \omega_B = (\text{Varianz der Turbulenz-Geschwindigkeit}) \times (\text{Stabilität}); \quad (11)$$

- aus beobachteten Knickstellen in den Spektren gemessener atmosphärischer Turbulenz. Ein Beispiel zeigt Bild 7.

Die verschiedenen Längenskalen von Turbulenz hängen von der Stärke der Turbulenz ab; schematisch wird dies in Bild 6 dargestellt. Bei schwacher Turbulenz gibt es daher nur einen kleinen Bereich turbulenter Längenskalen, und dies erklärt die in Bild 5 gezeigte Variation der Turbulenzskalen mit der Höhe.

6 Beobachtungen von Turbulenz in der Mittleren Atmosphäre

Turbulenz wurde in der Mittleren Atmosphäre sowohl mit Fernerkundungs- als auch mit in situ-Techniken durch Raketen und Ballons beobachtet. Die Beobachtungen sind zeitlich und räumlich weit gestreut, und die vorhandenen Daten sind für eine Anwendung in großräumigen Atmosphärenmodellen noch nicht geeignet. Insbesondere ist die Interpretation der aus Messungen abgeleiteten Werte für den turbulenten Diffusionskoeffizienten K schwierig. Dessen Wert hängt von den zeitlichen und räumlichen Skalen ab, über die die Beobachtungsdaten gemittelt wurden. Trotz dieser Schwierigkeiten gibt es viele wertvolle Informationen, und es gibt starke Anzeichen für die Richtigkeit der Hypothese der Schwerewellensättigung. Wir möchten dies an zwei Beispielen verdeutlichen. Das in Bild 7 gezeigte Spektrum von Dichtefluktuationen in der Mesosphäre weist einen Auftriebsbereich, einen Inertialbereich und einen viskosen Bereich auf. Das Spektrum stammt von Raketenmessungen von Variationen in der Ionendichte. BLIX et al. (1990) und THRANE und GRANDAL (1981) beschreiben das Experiment und die Analysemethodik. Bild 8 zeigt die vertikale Variation der Energiedissipationsrate ε . Diese Werte wurden während fünf Raketenflügen im Rahmen der MAC/EPSILON-Kampagne aus Positivionen-Proben gewonnen (BLIX et al. 1990). Man erkennt

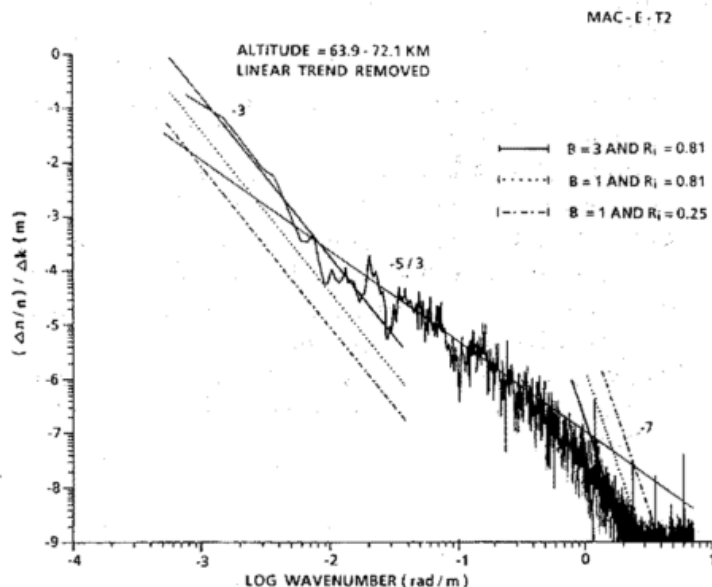


Bild 7: Beispiel eines Spektrums von Dichtefluktuationen mit verschiedenen Steigungen, beobachtet während der MAC/EPSILON-Kampagne (Diskussion siehe Text).

eine breite Streuung der Meßwerte. Diese Streuung rührt nicht von Meßungenauigkeiten her, sondern beruht auf tatsächlichen Variationen in der Atmosphäre. Das arithmetische Mittel zeigt ein Minimum nahe der Mesopause und bestätigt damit Beobachtungen anderer Meßkampagnen während des Winters in höheren Breiten.

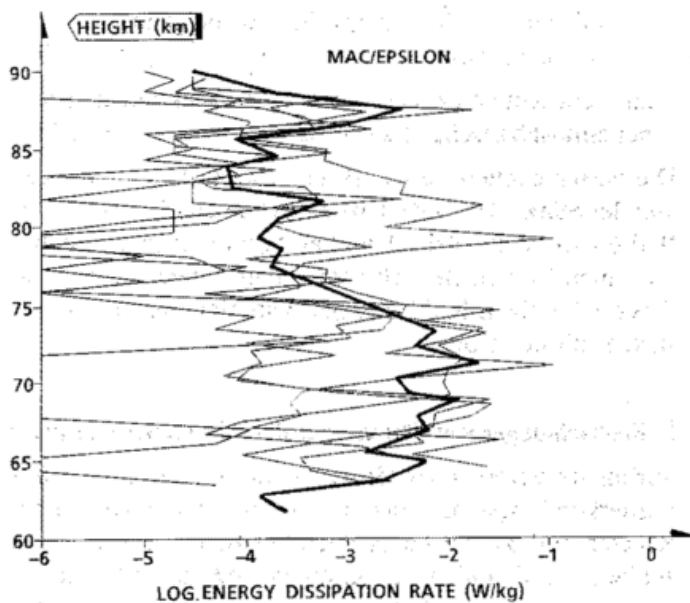


Bild 8: Energiedissipationsrate aus fünf Positiv-Ionen-Proben während der MAC/EPSILON-Kampagne. Die fettgedruckte Kurve kennzeichnet das arithmetische Mittel der Messungen.

7 Zusammenfassung

In einem kurzen Aufsatz wie diesem ist es nicht möglich, allen interessanten und komplizierten theoretischen und experimentellen Problemen gerecht zu werden, die mit der Untersuchung von Turbulenz und Wellen in der oberen Atmosphäre zusammenhängen. Es wurde versucht, einige Punkte hervorzuheben und einige wenige Beispiele experimenteller Ergebnisse aus in situ-Raketenmessungen anzuführen. Es ist wichtig, verschiedene in situ-Raketentechniken mit vom Boden aus operierenden Radar- und optischen Methoden zu kombinieren, um so ein ausreichend vollständiges Bild der sehr komplexen dynamischen Prozesse in der Mittleren Atmosphäre zu erhalten. Ebenso ist es wichtig, die vorhandenen Daten zu erweitern und so eine bessere Beschreibung der geographischen und jahreszeitlichen Variation von Turbulenz als Eingabedaten für Atmosphärenmodelle zur Verfügung zu stellen.

Abkürzungen

MAP/WINE: Middle Atmosphere Programme/Winter In Northern Europe

MAC/EPSILON: Middle Atmosphere Cooperation/EPSILON, wobei Epsilon der für die turbulente Energiedissipationsrate üblicherweise verwendete griechische Buchstabe ist.

MAC/SINE: Middle Atmosphere Cooperation/ Summer In Northern Europe

DYANA: DYnamics Adapted Network for the Atmosphere

Literatur

- BLAMONT, J. E. und J. BARAT, 1967: Introduction d'un modèle pour la structure des mouvements de l'atmosphère entre 85 et 110 km d'altitude. *Ann. Geophys.* 23, S. 173–195.
- BLIX, T. A., 1988: In situ studies of turbulence in the middle atmosphere by means of electrostatic ion probes. *NFRE/PUBL-88/1002*.
- BLIX, T. A., E. V. THRANE und O. ANDREASSEN, 1990: In situ measurements of the fine-scale structure and turbulence in the mesosphere and lower thermosphere by means of electrostatic positive ion probes. *J. Geophys. Res.* 95, No D5, S. 5533–5548.
- FRITTS, D. C., 1984: Gravity wave situations in the middle atmosphere: a review of theory and observations. *Rev. of Geophys. and Space Phys.* 22, S. 275–308.
- HEISENBERG, W., 1948: Zur Statistischen Theorie der Turbulenz. *Zeitschrift der Physik* 124, S. 628–657.
- HINES, C. O., 1955: Hydromagnetic resonance in ionospheric waves. *J. Atm. Terr. Phys.* 7, S. 14–30.
- HOCKING, W. K., 1985: Measurements of turbulent energy dissipation rates in the middle atmosphere by radar techniques: a review. *Radio Sci.* 20, S. 1403–1422.
- KOLMOGOROV, A. N. 1941: Local structure of turbulence in incompressible fluids with very high Reynolds numbers. *Doklady Akad. Nauk. SSSR* 30, S. 299–301.
- LINDZEN, R. S., 1981: Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown. *J. Geophys. Res.* 86, S. 9707–9714.
- LUMLEY, J. L., 1964: The spectrum of nearly inertial turbulence in a stably stratified fluid. *J. Atmos. Sci.* 21, S. 99–102.
- LÜBKEN, F.-J., 1987: A new instrument to study turbulent parameters in the mesosphere and lower thermosphere. *ESA-PAC SP-270*, S. 215–218.
- MUNROE, G. H., 1948: Short period changes in the F region of the ionosphere. *Nature* 162, S. 886–887.
- OFFERMANN, D., 1989: The DYANA Campaign 1990. *ESA SP-291*, S. 259–267.
- OFFERMANN, D., 1985: The energy budget campaign 1980: introductory review. *J. Atmos. Terr. Phys.* 47, S. 1–3.
- THRANE, E. V., O. ANDREASSEN, T. A. BLIX, B. GRANDAL, A. BREKKE, C. R. PHILBRICK, F. J. SCHMIDLIN, H.-U. WIDDEL und A. NEUMANN, 1985: Neutral air turbulence in the upper atmosphere observed during the energy budget campaign. *J. Atmos. Terr. Phys.* 47, S. 243–264.
- THRANE, E. V. und B. GRANDAL, 1981: Observations of fine scale structure in the mesosphere and lower thermosphere. *J. Atmos. Terr. Phys.* 43, S. 179–189.
- THRANE, E. V., 1990: Preface. *J. Atmos. Terr. Phys.* 52, S. 813.
- WEINSTOCK, J., 1978: Vertical turbulent diffusion in a stably stratified fluid. *J. Atmos. Sci.* 35, S. 1022–1027.
- WEINSTOCK, J., 1981a: Energy dissipation rates of turbulence in the stable free atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 38, S. 880–883.
- WEINSTOCK, J., 1981b: Vertical turbulence diffusivity for weak or strong stable stratification. *J. Geophys. Res.* 86, S. 9925–9928.
- von ZAHN, U., 1987: The project MAP/WINE: an overview. *J. Atmos. Terr. Phys.* 49, S. 607–620.
- ZIMMERMANN, S. P. und K. S. W. CHAMPION, 1963: Transport processes in the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.* 68, S. 3049–3056.

14 Messungen der OH*-Temperatur

D. OFFERMANN, H. H. GRAEF

1 Zusammenfassung

Mit Hilfe von OH*-Emissionen läßt sich die Atmosphären-Temperatur bei 86 km in einer Schicht mit 8 km Halbwertsbreite bestimmen. Die Meßmethode ist vergleichsweise einfach und erlaubt die Untersuchung verschiedenartiger Temperatur-Variationen:

1. Es werden einige Beispiele für den Jahresgang gegeben, der sehr ausgeprägt ist. 2. Temperaturvariationen geringeren Ausmaßes treten mit Perioden von Tagen und Wochen auf. Diese Perioden sind typisch für Planetare Wellen. Die Häufigkeit des Vorkommens bestimmter Perioden wird ermittelt. 3. Die Analyse aller in einem Zeitraum von zehn Jahren gemessenen Daten zeigt einen flachen Anstieg der Temperatur mit einem Gradienten von etwa 9K/Dekade. Dieser Anstieg wird in Hinsicht auf das Klimaproblem diskutiert.

2 Methode

Passive Methoden der Fernerkundung der Erdatmosphäre benutzen die Eigenemissionen atmosphärischer Bestandteile oder die Streuung/Absorption der Strahlung externer Lichtquellen (Sonne, ggf. Mond, Sterne). Entsprechende Messungen vom Erdboden aus haben den Vorteil eines vergleichsweise geringen apparativen Aufwandes. Sie haben aber gleichzeitig den Nachteil, daß sie über die gesamte, über dem Meßgerät befindliche Atmosphäre integrieren und eine Höhenauflösung der Meßdaten somit nicht gegeben ist. Eine Ausnahme von dieser Regel machen solche Emissionen, die aus einer leuchtenden Atmosphärenschicht kommen. Die Höhe dieser Schicht über dem Erdboden und ihre Dicke muß dann mit unabhängigen Methoden bestimmt werden. Die Dicke der Schicht ist die Höhenauflösung des Meßverfahrens.

Eine Schicht dieser Art ist die OH*-Schicht, die sich in der oberen Mesosphäre bzw. unteren Thermosphäre befindet. Sie entsteht durch die Reaktion des atmosphärischen Ozons mit atomarem Wasserstoff:



Das Reaktionsprodukt OH* ist schwingungs- und rotationsangeregt und geht unter Emission eines breiten Linien-Spektrums im Sichtbaren und Nahen Infrarot in den Grundzustand über (Bild 1). Dabei sind die Lebensdauern der tiefliegenden Vibrationsniveaus so lang, daß man die Rotationsschwingungsübergänge mit guter Genauigkeit zur Bestimmung der kinetischen Temperatur der Atmosphäre verwenden kann (BAKER 1978). In Bild 1 sind drei Linien gekennzeichnet, deren Temperaturabhängigkeit unterschiedlich groß ist, und aus deren relativen Intensitäten sich deshalb die Temperatur berechnen läßt.

Die Höhe der emittierenden OH*-Schicht über dem Erdboden sowie ihre vertikale Struktur wurden in der Vergangenheit mit einer Vielzahl von Raketenexperimenten untersucht (BAKER und STAIR 1988). Das Maximum der Schichtemission liegt im Mittel bei 86 km. Nennenswerte

Änderungen dieser Schichthöhe in Abhängigkeit von geophysischen Parametern wie Jahreszeit oder geographischer Breite wurden bisher nicht beobachtet (GRAEF 1991). Die Halbwertsbreite der Schicht beträgt im Mittel 8 km. Die Temperaturinformation, die man am Boden erhält, ist also ein integrierter Wert über eine relativ breite Atmosphärenschicht. Weil der Temperaturgradient in diesem Höhenbereich aber meist klein ist, führt das Verfahren dennoch zu aussagekräftigen Temperaturwerten (LANGE 1982).

3 Meßgeräte

Die Universität Wuppertal betreibt zwei Spektrometer zur nächtlichen Messung der OH*-Emissionen und Temperaturbestimmung in der beschriebenen Art. Es handelt sich um Gitterspektrometer für das Nahe Infrarot mit stickstoffgekühlten Detektoren. Diese Meßtechnik erlaubt die Bestimmung niedrig liegender Rotations-Schwingungsbanden (hier (3,1)-Übergänge, Bild 1). Die Geräte haben ein Gesichtsfeld von 7° x 7° bzw. 14° x 14° und werden meist bei einem Zenitwinkel von 45° betrieben. Die Meßzeit für ein Spektrum liegt bei 4,5 min bzw. 1,5 min. Die Meßgenauigkeit beträgt ± 2,5 K (für einen Nachtmittelwert). Die Methode wurde mittels mehrerer Vergleichsmessungen der Atmosphärentemperatur durch Raketen und Lidar geprüft, und es wurde eine zufriedenstellende Übereinstimmung gefunden (PHILBRICK et al. 1985; GERNDT 1986; v. ZAHN et al. 1987). Die beiden Spektrometer wurden seit 1980 an verschiedenen Orten eingesetzt. Eines der Spektrometer wurde für eine Langzeitmessung in Wuppertal benutzt.

4 Ergebnisse

4.1 Jahresgang

Die auffälligste Variation im Bereich der Mesopause ist der Jahresgang der Temperatur. Dies ist in Bild 2 für Messungen über Wuppertal gezeigt. Es sind Nachtmittelwerte der OH*-Temperaturen gegen die Zeit aufgetragen. Die Temperatur

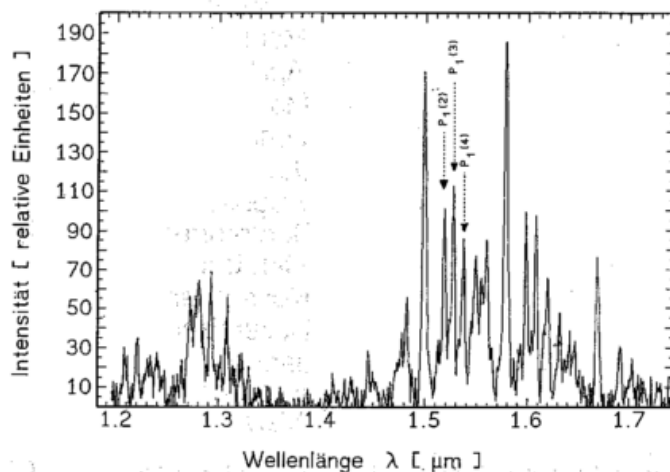


Bild 1: OH*-Spektrum im Nahen Infrarot

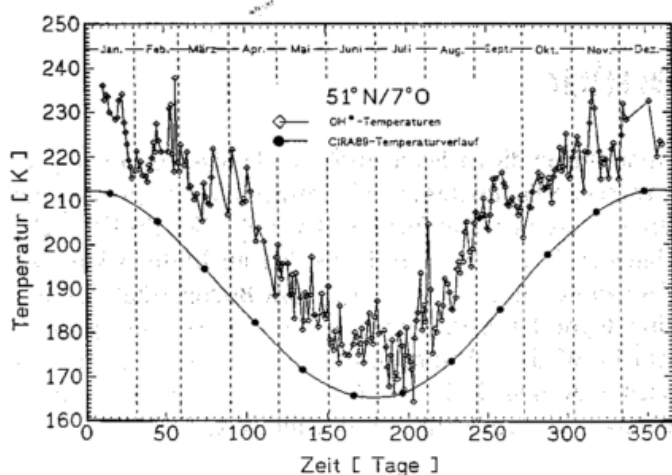


Bild 2: Jahresgang der Temperatur über Wuppertal (1989)

ändert sich um mehr als 50K im Verlauf des Jahres. Sie ist hoch im Winter und tief im Sommer. Dieser Verlauf ist entgegengesetzt zu dem, was man aufgrund der solaren Einstrahlung erwartet und in der unteren Atmosphäre auch beobachtet. Es handelt sich deshalb hier um einen dynamischen Effekt, der durch die dreidimensionale großräumige Zirkulation hervorgerufen wird. In Bild 2 ist zum Vergleich der Jahresgang aus der Referenzatmosphäre CIRA 1990 (für 86 km Höhe) gezeigt. Die Form der beiden Jahresgänge ist sehr ähnlich. Die CIRA-Temperaturen liegen jedoch systematisch um mehr als 10K unter den OH*-Temperaturen. Über die Ursache für diesen Unterschied besteht gegenwärtig keine Einigkeit; mindestens ein Teil davon kann auf einen Langzeit-Trend in den OH*-Daten zurückgeführt werden, der unten behandelt wird.

4.2 Wellen

Die in der oberen Mesosphäre vorherrschenden Wellentypen sind Schwerewellen, Gezeitenwellen und Planetare

Wellen. Die Emissionen der OH*-Schicht sind nur bedingt geeignet, um Schwerewellen zu untersuchen. Dies liegt daran, daß der größere Teil dieser Wellen kurzperiodisch ist und somit vertikale Wellenlängen hat, die kleiner als die Dicke der OH*-Schicht oder aber vergleichbar mit dieser Schichtdicke sind. Wenn solche Wellen in der OH*-Schicht überhaupt ein meßbares Signal erzeugen, so ist es verzerrt, und der Rückschluß auf die Häufigkeit der Schwerewellen ist schwierig (SCHUBERT und WALTERSCHEID 1988).

Bei Gezeitenwellen tritt diese Schwierigkeit nicht auf, weil die vertikale Wellenlänge meist ausreichend groß ist. Hier ist jedoch hinderlich, daß die OH*-Messungen nur bei Dunkelheit durchgeführt werden. Dabei ist die zur Verfügung stehende Meßzeit oft zu kurz, um die tägliche oder halbtägliche Gezeitenoszillation sicher zu bestimmen. Gezeitenmessungen wurden z.B. von SCHEER und REISIN (1990) berichtet.

Planetare Wellen haben Perioden von einigen Tagen bis Wochen. Ihre horizontale Struktur ist sehr ausgedehnt, und ihre vertikale Struktur groß genug, um der OH*-Methode gut zugänglich zu sein. Selbstverständlich gilt hier – wie bei den anderen Wellentypen auch –, daß man aus Messungen einer Zeitreihe an einem Ort keine Wellen bestimmen kann. Hierzu wäre ein Stationsnetz notwendig, wie es erstmals während der DYANA-Kampagne betrieben wurde (OFFERMANN 1991). Ein Beispiel für eine Zeitreihe mit langperiodischen Oszillationen ist der Jahresgang in Bild 2. Man sieht, daß die wellenartigen Abweichungen von der mittleren Jahreskurve sehr ausgeprägt sind. Eine Fourieranalyse dieser Meßreihe ergibt Perioden, die für planetare Wellen typisch sind. Für ein Meßintervall von 28 Monaten in den Jahren 1981/83 in Wuppertal wurde eine statistische Analyse der Auftretenshäufigkeit bestimmter langperiodischer Oszillationen durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Bild 3 gezeigt. Die angegebenen Perioden sind die Stützstel-

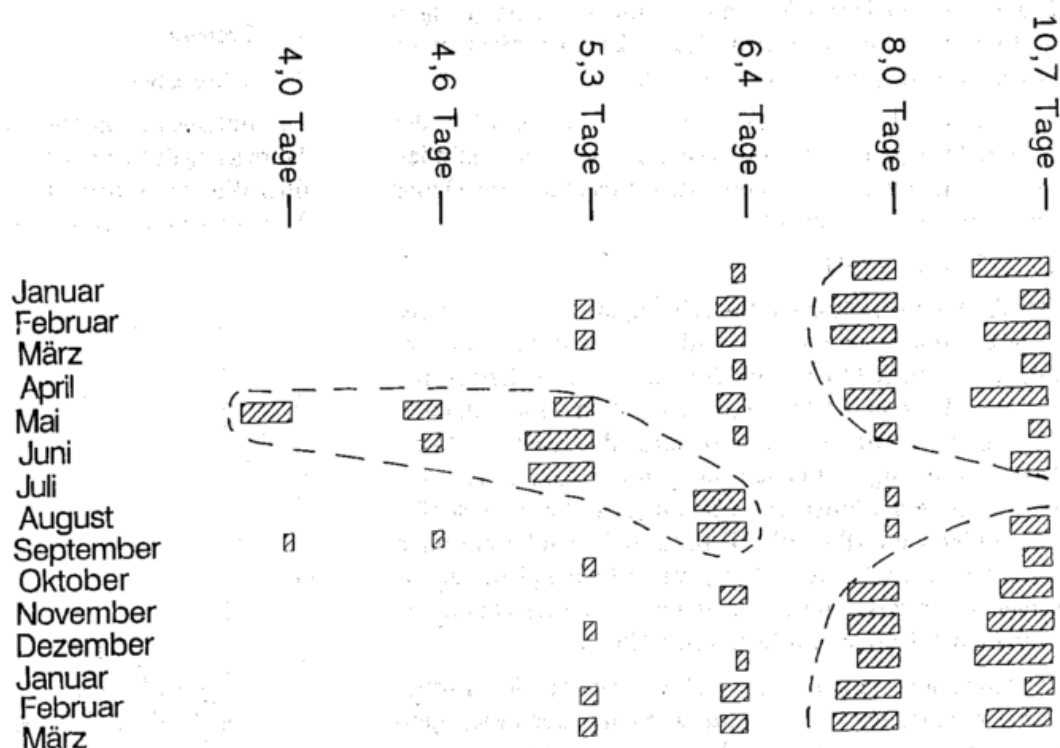


Bild 3: Häufigkeit langperiodischer Oszillationen über Wuppertal

len einer schnellen Fourieranalyse (FFT) und somit nur eine Näherung für die atmosphärischen Perioden. Eine Auftretenshäufigkeit von 100% in Bild 3 bedeutet, daß die entsprechende Oszillation in dem betreffenden Monat ständig vorhanden war. Bild 3 zeigt einen ausgeprägten Jahresgang in der Wahrscheinlichkeit der Oszillationen: lange Perioden (8 und 10, 7 Tage) treten vorzugsweise im Winter auf und verschwinden fast im Sommer. Die kürzeren Perioden verhalten sich umgekehrt: sie kommen fast ausschließlich im Sommer vor. Das Auftreten von derartigen Oszillationen im Sommer in der Mesosphäre ist mit einer vereinfachten Theorie von Planetaren Wellen, die sich von unten nach oben ausbreiten, nicht in Übereinstimmung und deshalb gegenwärtig ein Gegenstand der Diskussion. Eine Analyse von weiteren 42 Monaten aus den Jahren 1987–1991 zeigt Ergebnisse, die denen von Bild 3 sehr ähnlich sind (GRAEF 1991).

4.3 Trend-Analyse

Die Gesamtheit der seit 1980 über Wuppertal gemessenen OH*-Temperaturen wurde auf eine mögliche Langzeitvariation hin untersucht. Dazu wurden Monatsmittelwerte der Temperaturen berechnet. Sie sind in Bild 4 gegen die Zeit aufgetragen. (Monate, in denen weniger als sechs Meßtage vorhanden waren, sind durch „A“ gekennzeichnet.) Der statistische Fehler der Monatsmittel liegt bei 1–2 K (außer bei „A“-Monaten). Der regelmäßige Jahresgang, der oben diskutiert wurde, ist in Bild 4 klar zu sehen. Zusätzlich erkennt man einen Anstieg der beiden Geraden, die als Einhüllende der Jahresgänge in Bild 4 eingezeichnet sind. Dieser Trend beträgt etwa 9K pro Dekade und ist anscheinend nicht wesentlich durch den solaren Zyklus beeinflusst (Das Minimum des letzten solaren Zyklus war 1986.) Um den Temperaturgang genauer zu untersuchen, wurden für jeden einzelnen Monat des Jahres über den gesamten Zeitraum hinweg eine Trendanalyse durchgeführt (GRAEF 1991). Die Einzeltrends sind alle positiv, zeigen aber erhebliche und systematische Unterschiede voneinander. Über das Jahr gemittelt ergibt sich aber der oben genannte Wert.

Temperaturtrends in der mittleren Atmosphäre sind – u.a. im Hinblick auf das Klimaproblem – in den letzten Jahren von mehreren Autoren untersucht worden (LABITZKE et

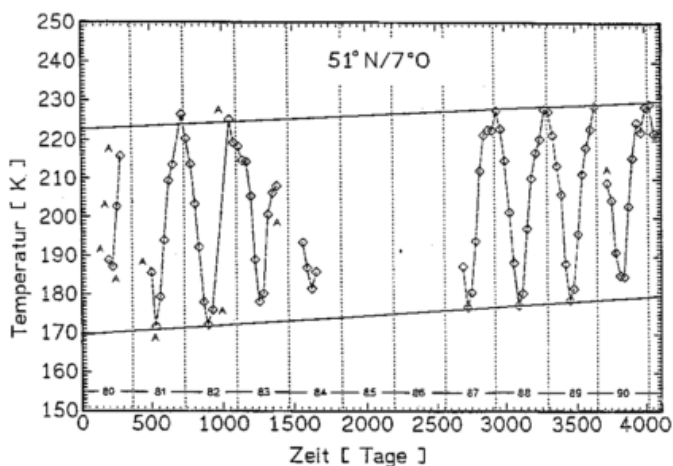


Bild 4: Langzeitgang der Temperatur über Wuppertal (1980–1990)

al. 1986; TAUBENHEIM et al. 1990; AIKIN et al. 1991). Für die Stratosphäre und untere Mesosphäre werden unterschiedliche Größen des Trends erhalten. Die Ergebnisse stimmen jedoch darin überein, daß die Temperatur abnimmt. Die Gradienten sind zudem erheblich kleiner als der von uns gefundene (Absolut-) Wert. Die Erklärung dieser scheinbaren Diskrepanz könnte in einer Antikorrelation der Temperaturen an der Mesopause mit denen der Stratosphäre und unteren Mesosphäre liegen. Eine solche Antikorrelation wird bei verschiedenen Langzeit-Variationen der Atmosphärentemperatur beobachtet, so bei Stratosphärenerwärmungen (z.B. OFFERMANN et al. 1987) und beim Jahresgang der Temperatur (CIRA 1990; HEDIN 1991). Sie ist dynamischen Ursprungs, wie bereits oben erwähnt wurde. Dementsprechend wird auch für den Temperaturgang in Bild 4 eine dynamische Ursache angenommen. Es ist nämlich unwahrscheinlich, daß durch Veränderungen des Spurengasgehalts der oberen Mesosphäre bereits eine Temperaturänderung von 9K eingetreten sein könnte. Vielmehr halten wir den Temperaturtrend an der Mesopause für einen Indikator von Änderungen der dynamischen Struktur in tieferen Schichten der Atmosphäre. Andere mögliche Ursachen wie eine Verschiebung der OH*-Schicht in ihrer Höhe sind weniger wahrscheinlich, müssen aber noch genauer untersucht werden.

Ein interessanter Aspekt ergibt sich beim Vergleich der Abbildungen 2 und 4: mindestens ein Teil der Diskrepanz zwischen den OH*-Daten und den CIRA-Temperaturen in Bild 2 kann offensichtlich auf den Langzeit-Anstieg der OH*-Temperatur zurückgeführt werden. Während nämlich die gezeigten OH*-Daten von 1989 sind, dürfte die CIRA Modellatmosphäre im wesentlichen auf Daten beruhen, die um 1980 oder davor gemessen wurden und somit einen

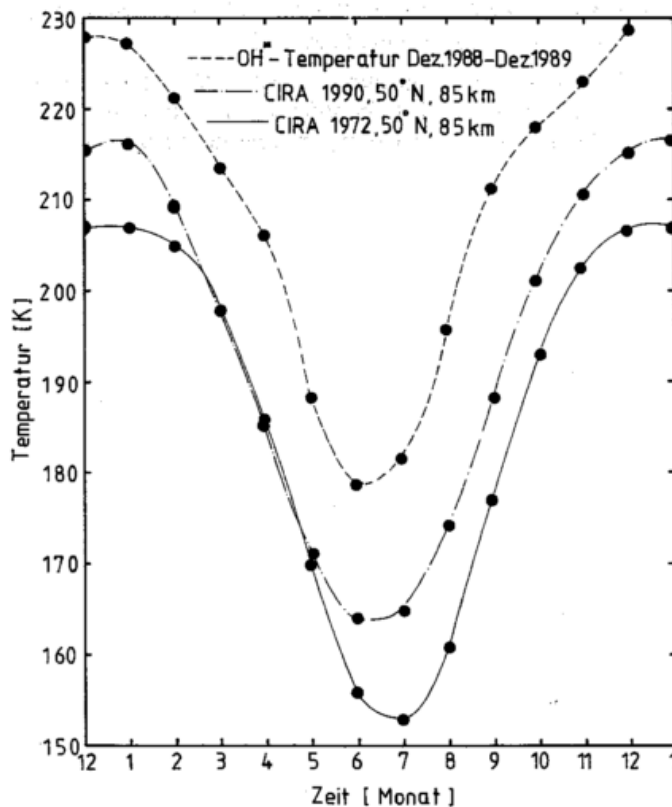


Bild 5: Jahresgänge der Temperatur bei 85/86 km nach Modellatmosphären (zonale Mittelwerte) und OH*-Messungen

vergangenen Zustand der oberen Mesosphäre darstellen. Diese Vorstellung wird unterstützt durch Bild 5, in dem drei Temperatur-Jahresgänge für die Höhe 85/86 km miteinander verglichen werden. Die Kurve aus der Modellatmosphäre CIRA 1972 stellt im wesentlichen Messungen aus den Jahren vor 1970 dar, die aus CIRA 1990 Messungen vor 1980. Das OH*-Profil wurde 1989 gemessen. Die Extrema der Kurven haben einen Abstand voneinander von 10K oder mehr. Bild 5 legt somit die Vermutung nahe, daß der hier für 1980 bis 1990 dargestellte Temperaturanstieg von etwa 9K/Dekade bereits lange vor 1980 in der Atmosphäre vorhanden war. In jedem Fall zeigt Bild 5, daß die Diskrepanz in Bild 2 von der gleichen Größe ist wie die Änderung der Referenzatmosphäre von einer Ausgabe zur nächsten.

Literatur

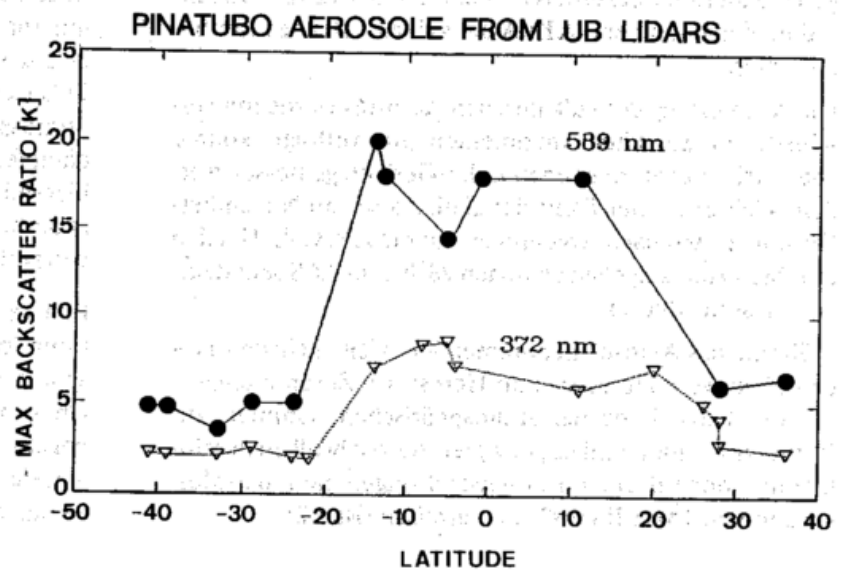
- AIKIN, A. C., M. L. CHANIN, J. NASH und D. J. KENDING, 1991: Temperature trends in the lower mesosphere. *Geophys. Res. Lett.* 18, S. 416–419.
- BAKER, D. J., 1978: Studies of atmospheric emissions. Techn. Report, AFGL-TR-0251, Hanscom AFB, Ma 017 31.
- BAKER, D. J. und A. T. STAIR, 1988: Rocket measurements of altitude distribution of the hydroxyl airglow. *Phys. Scri.* 37, S. 611–622.
- CIRA 1972, COSPAR International Reference Atmosphere. Berlin: Akademie-Verlag 1972.
- CIRA 1990, COSPAR International Reference Atmosphere (Hrsg: D. REES, J. J. BARNETT und K. LABITZKE). *Adv. Space Res.* 10, No. 12, Oxford: Pergamon Press 1990.
- GERNDT, R., 1986: Untersuchung der Temperaturvariation in der oberen Mesosphäre mit Infrarot-Spektrometern. Dissertation, WUB-DI 86-2, Universität Wuppertal, Fachbereich Physik.
- GRAEF, H.-H., 1991: Bestimmung der Variabilität der Mesopausentemperatur aus OH*-Emissionen. Diplomarbeit, WUD-91-23, Universität Wuppertal, Fachbereich Physik.
- HEDIN, A.E., 1991: Extension of the MSIS thermosphere model into the middle and lower atmosphere. *J. Geophys. Res.* 96, S. 1159–1172.
- LABITZKE, K., G. BRASSEUR, B. NAUJOKAT und A. de RUDER, 1986: Longterm temperature trends in the stratosphere: possible influence of anthropogenic gases. *Geophys. Res. Lett.* 13, S. 52–55.
- LANGE, G., 1982: Messung der Infrarotemissionen von OH* und O₂' in der Mesosphäre. Dissertation, WUB-DI 82-3, Universität Wuppertal, Fachbereich Physik.
- OFFERMANN, D., R. GERNDT, R. KÜCHLER, K. BAKER, W. P. PENDLETON, W. MEYER, U. von ZAHN, C. R. PHILBRICK und F. J. SCHMIDLIN, 1987: Mean state and long term variations of temperature in the winter middle atmosphere above northern Scandinavia. *J. Atmos. Terr. Phys.* 49, S. 655–674.
- OFFERMANN D., 1991: DYANA Project Survey. Proceedings of the 10th ESA Symposium on Rocket and Ballon Programmes and Related Research, Mandelieu-Cannes 1991, ESA-SP 319, S. 369–386, ESA, Noordwijk, Netherlands.
- PHILBRICK, C. R., F. J. SCHMIDLIN, K. U. GROSSMANN, G. LANGE, D. OFFERMANN, K. D. BAKER, D. KRANKOWSKY und U. von ZAHN, 1985: Density and temperature structure over northern Europe. *J. Atmos. Terr. Phys.* 47, S. 159–172.
- SCHEER, J. und E. R. REISIN, 1990: Rotational temperatures for OH and O₂ airglow bands measured simultaneously from El Leoncito (31° 48' S). *J. Atmos. Terr. Phys.* 52, S. 47–57.
- SCHUBERT, G. und R. L. WALTERSCHEID, 1988: Wave-driven fluctuations in OH nightglow from an extended source region. *J. Geophys. Res.* 93, S. 9903–9915.
- TAUBENHEIM, J., G. von COSSART und G. ENTZIAN, 1990: Evidence of CO₂-Induced Cooling of the Middle Atmosphere Derived from Radio Observations. *Adv. Space Res.* 10, No. 10, S. 171–174.
- von ZAHN, U., K. H. FRICKE, R. GERNDT und T. BLIX, 1987: Mesospheric temperatures and the OH layer height as derived from ground-based lidar and OH spectrometry. *J. Atmos. Terr. Phys.* 49, S. 863–869.

15 K. LABITZKE Klimatrends in der Mittleren Atmosphäre

1 Einleitung

Im Gegensatz zur Troposphäre, wo die Zunahme der Treibhausgase zu einer Erwärmung führen soll, erwartet man in der Mittleren Atmosphäre eine Abkühlung. Die verschiedenen Modelle zeigen ein unterschiedliches Reagieren der Mittleren Atmosphäre, und es besteht keine Einigkeit in bezug auf die Bedeutung der Jahreszeiten und auf eine Abhängigkeit von der geographischen Breite. Auch der Betrag der Abkühlung ist umstritten und das Niveau, in dem die Erwärmung in die Abkühlung wechselt. Dies liegt insbesondere daran, daß die Rückkoppelung mit der Chemie, besonders der Ozonchemie, noch nicht zufriedenstellend modelliert werden kann. Außerdem erschweren externe Faktoren, wie die Sonnenaktivität oder starke Vulkaneruptionen die Bewertung von Trends. Daher ist eine sorgfältige Analyse aller zur Verfügung stehenden Daten aus der Mittleren Atmosphäre sowie die Weiterführung der Beobachtungen und Analysen dringend notwendig.

Bild 1: Die bei verschiedenen Breiten beobachteten maximalen Rückstreuverhältnisse K , einmal mit dem Fe-Lidar bei 372 nm (offene Dreiecke), zum anderen mit dem Na-Lidar bei 589 nm (schwarze Kreise) gemessen. Fahrt der Polarstern von Deutschland nach Argentinien, vom 19. November bis 8. Dezember 1991. (Persönl. Mitteilung, U. v. ZAHN, 1992).

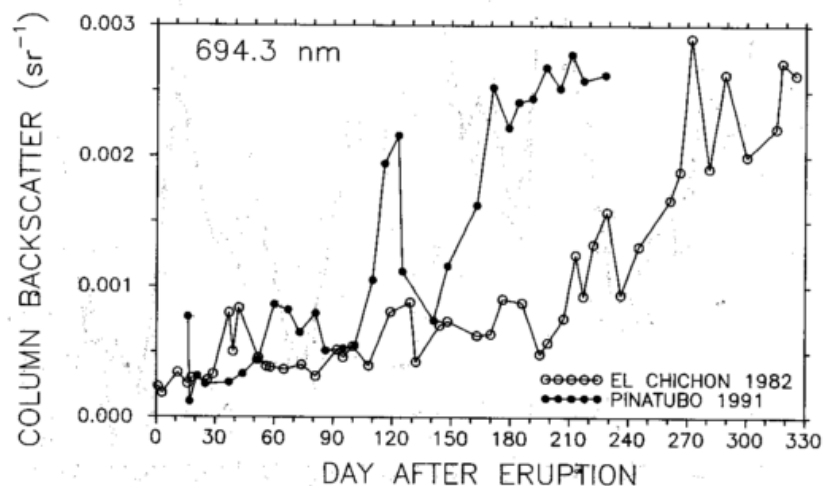


8. DEC 1991



19. NOV 1991

Bild 2: Zeitliche Entwicklung des integrierten Rückstreukoeffizienten: Vergleich zwischen El Chichon (Tag 0 = 4.4 1982) und Pinatubo (Tag 0 = 15. 6. 1991). (JÄGER 1992, Fig. 3, ergänzt).



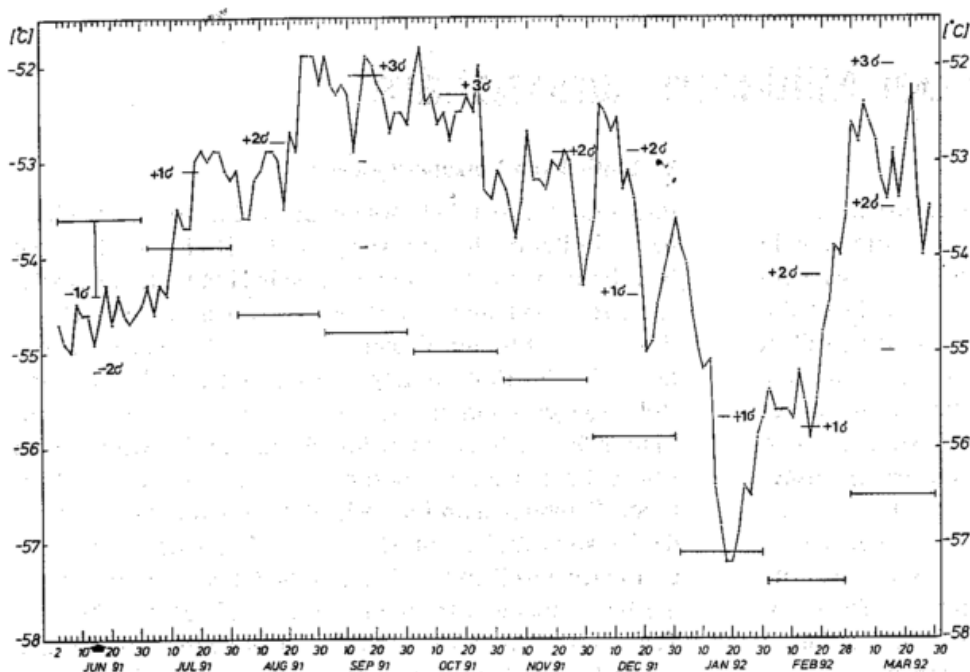


Bild 3: Tägliche zonal gemittelte 30-hPa-Temperaturen (°C) in 20°N von Juni 1991 bis März 1992. Horizontale Balken geben das 26-jährige Mittel (1964–1989) an. (LABITZKE und Mc COR-MICK 1992, Fig. 3, ergänzt).

(etwa 7 MT). Die Stärke des Ausbruchs des Pinatubos wird in unserem Jahrhundert höchstens durch die des Katmai im Jahre 1912 überstiegen. Nach vorläufigen Schätzungen liegt die Stärke der Eruptionen bezüglich der in die Atmosphäre geschleuderten Lockermasse aber um ein bis zwei Größenordnungen unter der des Krakatau (1883) oder des Tamboras (1815).

Die Ausbreitung des vulkanischen Aerosols wurde mit verschiedenen Satellitenexperimenten gut verfolgt, konnte aber auch mit verschiedenen Lidar-Geräten gemessen werden. Während einer Fahrt der „Polarstern“ im November-Dezember 1991 nach Argentinien konnte z. B. v. ZAHN den erhöhten Aerosolgehalt zwischen 28°N und 20°S sehr deutlich messen (Bild 1).

Während das Aerosol im Sommer überwiegend in den Tropen blieb, verteilte es sich im Herbst, im Zusammenhang mit der Umstellung der stratosphärischen Sommer- zur Winterzirkulation und es gelangten Aerosolwolken in mittlere und hohe Breiten. Ein Beispiel zeigen die Lidar-Messungen von JÄGER (1992) in Garmisch (Bild 2).

Die Klimawirksamkeit der jetzt in die Stratosphäre gebrachten Stoffe hängt wesentlich von der Ausbreitung der Gase und der sich aus ihnen entwickelnden *langlebigen* Sulfat-Aerosole ab. Schwefeldioxid ist ein infrarot-aktives Gas und trägt zum Glashauseffekt der Atmosphäre bei. Es wird innerhalb von 2–3 Monaten in Sulfat-Aerosol umgewandelt, das dann bei Übersättigung sehr kleine Tröpfchen aus 75%-iger Schwefelsäure bildet, die mehrere Jahre in der Stratosphäre verweilen. Dieses Aerosol wirkt strahlungsdämpfend im kurzwelligen Teil des Spektrums und absorbierend im langwelligen, und führt in der Stratosphäre außerhalb der Polarnacht zur Erwärmung, in der Polarnacht vermutlich zur Abkühlung.

Bild 3 zeigt an Hand der zonal gemittelten 30-hPa-Temperaturen (ca. 24 km Höhe) in 20°N die Erwärmung der Stratosphäre in den Tropen nach der Eruption des Pinatubos. Ohne Vulkanausbruch hätte man in diesem Jahr eine negative Temperaturabweichung von etwa einer Standardabweichung erwartet, weil sich die untere Stratosphäre bezüglich der QBO (vergl. Beitrag 4) in der Phase des

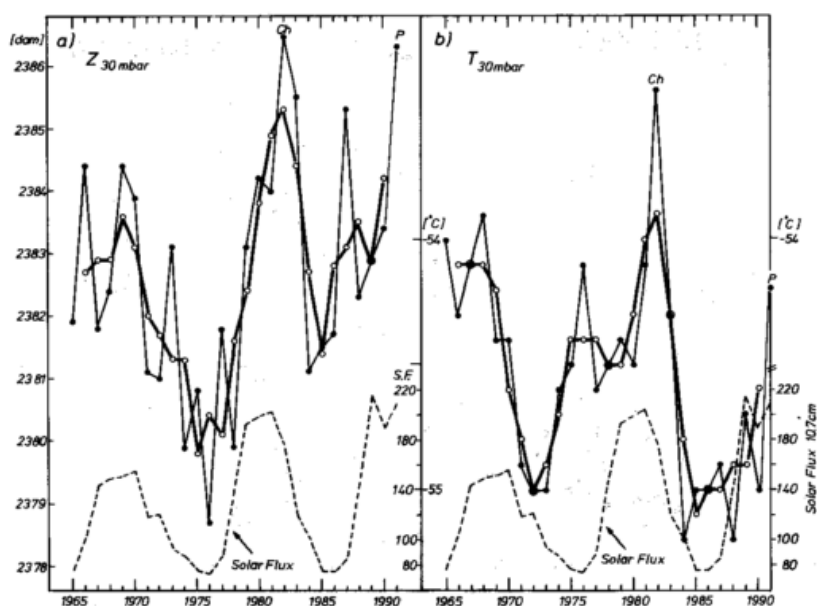
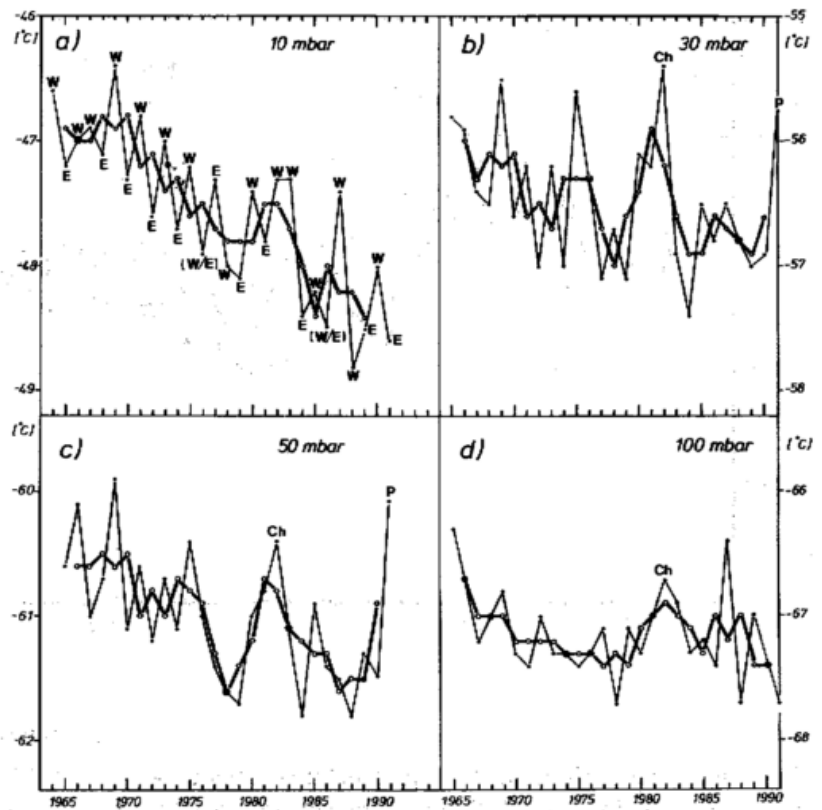


Bild 4: Jahresmittel der 30-hPa-Höhen- und Temperaturen (von 10°N bis 90°N, flächengewichtet). Dünne Linien: einzelne Jahreswerte, dicke Linien: dreijährig übergreifend gemittelt. CH markiert El Chichon, P steht für Pinatubo. Gestrichelte Linien: 10.7 cm Solar Flux, ein Maß für die Sonnenaktivität. (LABITZKE und van LOON 1991, Fig. 10, ergänzt).

Bild 5: Flächengewichtete Monatsmitteltemperaturen für Oktober/November, a) für 10 hPa, b) für 30 hPa, c) für 50 hPa, und d) für 100 hPa. Die Phase der QB0 in 45 hPa ist in (a) angegeben. (LABITZKE und van LOON 1991, Fig. 8, ergänzt).



Übergangs vom West- zum Ostwind befand. Der Temperaturanstieg Ende Juli ist sehr überzeugend, und im September und Oktober lagen die Werte bei positiven Abweichungen nahe 3σ .

3 Einfluß des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus

Im Beitrag 3 wurde bereits ausgeführt, daß auch der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus die Beurteilung von Trends in der Mittleren Atmosphäre erschwert. Hier soll nur noch eine Abbildung hinzugefügt werden, die Jahresmittel der 30-hPa-Höhen und -Temperaturen zeigt (Bild 4), wobei die Werte dem Kosinus der Breite entsprechend flächengewichtet/area weighted sind. Daß man bei diesen großen Schwankungen Trends schwer abschätzen kann, ist klar.

4 Trends oberhalb von 30 hPa

Die täglichen Analysen liegen oberhalb von 30 hPa leider noch nicht komplett vor. Für das 10-hPa-Niveau sollen hier nur Werte für Oktober/November gezeigt werden, weil die ebenfalls vorhandenen Winterwerte für Trend-Untersuchungen wegen der hohen natürlichen Variabilität ungeeignet sind, vgl. Beitrag 8. Bild 5 zeigt ebenfalls flächengewichtete Temperaturwerte für das 10-, 30-, 50- und 100-hPa-Niveau, die im 10-hPa-Niveau (etwa 30 km Höhe) für diese Jahreszeit einen Trend von $-0.6^\circ/\text{Dekade}$ ergeben. LABITZKE und van LOON (1991) haben aber gezeigt, daß diese Jahreszeit nicht für das ganze Jahr repräsentativ ist. Weitere Analysen für die Nord- oder Südhemisphäre, basierend auf längeren Datenreihen, gibt es nicht. Alle anderen Reihen, mit denen man Trends untersucht, basieren auf einzelnen Stationen und müssen dementsprechend vorsichtig interpretiert werden.

Eine ausgezeichnete Station ist das *Observatorium Haute Provence* in Südfrankreich, wo ein Rayleigh-Lidar (s. Promet 1/2, 1991) seit 1978 die Temperaturverteilung in der Strato- und Mesosphäre mißt. Inzwischen liegen für 11 Jahre Daten vor, und eine Trend-Analyse zeigt eine vertikale Struktur des negativen Trends, der jedenfalls in der oberen Mesosphäre für diese 11 Jahre als signifikant (95%) angegeben wird (Bild 6). Quantitativ stimmen die Werte in der Mesosphäre mit anderen Veröffentlichungen überein, die Raketenbeobachtungen verwenden (vgl. auch Bild 7).

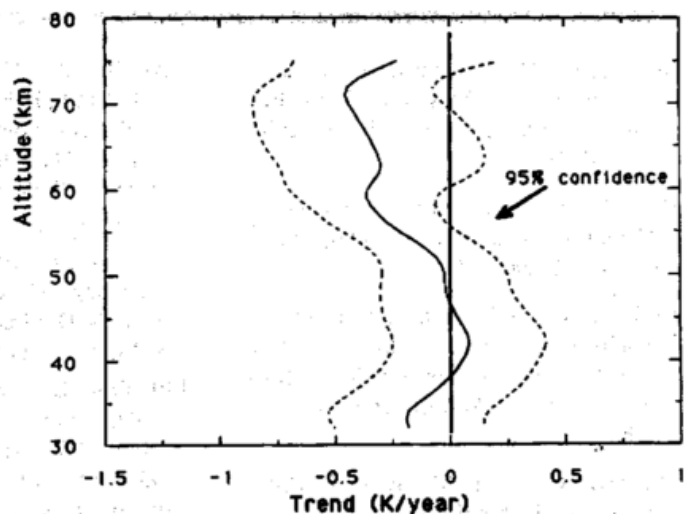


Bild 6: Vertikale Verteilung des linearen Temperaturtrends über Haute-Provence (44°N, 6°E) in den Jahren von 1979 bis 1990. (HAUCHECORNE et al. 1991, Fig. 6a, ergänzt).

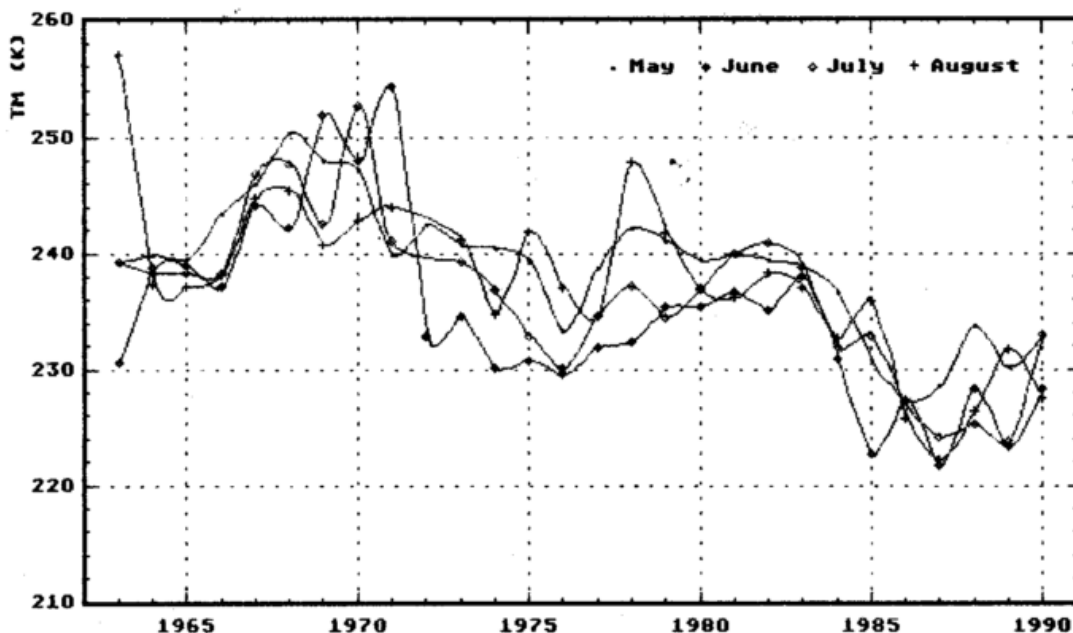


Bild 7: Zeitreihe der Mittleren Temperatur der Mesosphäre, Sommermonate 1963-1990, über 50°N, 10°E, abgeleitet aus Ionosphärenmessungen. (TAUBENHEIM et al. 1991).

Eine ganz andere Methode zur Untersuchung eines möglichen Trends in der Mittleren Atmosphäre wandten TAUBENHEIM und Mitarbeiter (1991) an: Sie benutzen Messungen der Reflexionshöhe von Radiowellen an der unteren Ionosphäre in Kühlungsborn und können daraus die prozentuale Abweichung des Luftdrucks in 81,8 km Höhe vom langjährigen Mittelwert berechnen. Diese Luftdruckabweichung ist ein integrales Maß für die Temperaturvariationen im Höhenbereich der Mesosphäre. Die auf diese Weise abgeleitete *Mittlere Temperatur* der Mesosphäre (repräsentativ für eine Höhe von etwa 65 km) ist in Bild 7 für den Zeitraum 1963 bis 1990 dargestellt und zeigt neben einer 11-jährigen Sonnenzyklusvariation einen allgemeinen Temperaturabnahme-Trend um 0,6 K/Jahr, in guter Übereinstimmung mit den Lidar-Ergebnissen in Bild 6.

Literatur

- HAUCHECORNE, A.; M.-L. CHANIN und P. KECKHUT, 1991: Climatology and trends of the middle atmospheric temperature (33–87 km) as seen by Rayleigh lidar over the south of France. *J. Geophys. Res.* 96, S. 15297–15309.
- JÄGER, H., 1992: The Pinatubo eruption cloud observed by Lidar at Garmisch-Partenkirchen. *Geophys. Res. Lett.* 19, S. 191–194.
- LABITZKE, K. und M. P. McCORMICK, 1992: Stratospheric temperature increases due to Pinatubo aerosols. *Geophys. Res. Lett.* 19, S. 207–210.
- LABITZKE, K. und H. van LOON, 1991: Some complications in determining trends in the stratosphere. *Adv. Space Res.* 11, No. 3, S. (3)21–(3)30.
- TAUBENHEIM, J.; G. von COSSART; G. ENTZIAN und K. BERENDORF, 1991: Decadal variations in the mesosphere over Europe. Workshop of STEP Working Group 5, EGS XVI General Assembly, Wiesbaden, Germany.

Buchbesprechungen – Neuerscheinungen

- MEGIE, G.: Ozon. Atmosphäre aus dem Gleichgewicht. Übers. a. d. Franz. Berlin...: Springer 1991, 177 S. ISBN 3-540-52416-9.
- DALEY, R.: Atmospheric data analysis. Cambridge University Pr. 1991, 457 S. ISBN 0-521-38215-7.
- BERLYAND, M. E.: Prediction and regulation of air pollution. Dordrecht...: Kluwer 1991, 312 S. Übers. a. d. Russ. ISBN 0-7923-1000-4. Atmospheric Sciences Library.
- SLOANE, Ch. S.; TESCHE, T. W. (Ed.): Atmospheric chemistry. Models and predictions for climate and air quality. Chelsea: Lewis Publ. 1991, 169 S. ISBN 0-87371-310-9.
- d'ALMEIDA, G. A.; KOEPKE, P.; SHETTLE, E. P.: Atmospheric aerosols. Global climatology and radiative characteristics. Hampton: Deepak 1991, 561 S. ISBN 0-937194-22-0.
- WOOD, E. F. (Ed.): Land surface – atmosphere interactions for climate modeling. Observations, models and analysis. Dordrecht...: Kluwer 1991, 314 S. ISBN 0-7923-1004-7.
- FEISTER, U.: Ozon – Sonnenbrille der Erde. Thun...: Deutsch 1990, 155 S. ISBN 3-8171-1131-2. Deutsch-Taschenbücher Bd. 70.
- MEIER, S.; KELLER, W.: Geostatistik. Einführung in die Theorie der Zufallsprozesse. Wien...: Springer 1991, 206 S. ISBN 3-211-82185-6.
- SCHERTZER, D.; LOVEJOY, S. (Ed.): Non-linear variability in geophysics. Scaling and fractals. Dordrecht...: Kluwer 1991, 318 S. ISBN 0-7923-0985-5.
- BURROUGHS, W. J.: Watching the world's weather. Cambridge University Press 1991, 196 S. ISBN 0-521-34342-9.
- HARRIES, J. E.: Earthwatch. The climate from space. New York...: Ellis Horwood 1990, 216 S. ISBN 0-13-223843-8.
- SCHLESINGER, M. E. (Ed.): Greenhouse-gas-induced climatic change a critical appraisal of simulations and observations. Amsterdam...: Elsevier 1991, 615 S. ISBN 0-444-88351-7. Developments in Atmosph. Science 19.

WMO – Fakten und Trends

1 Kleine Organisation – Große Pläne

Unter den UNO-Töchtern ist die Weltorganisation für Meteorologie (WMO) eine der kleinsten und gleichzeitig eine der ältesten. Klein bezieht sich nur auf die Zahl der Angestellten und das Budget, die beide seit den siebziger Jahren einem drakonischen Nullwachstum unterliegen. Mit 246 Planstellen und ca. 62 Mio SFr Jahresetat kann sich die WMO gerade eben mit einer Abteilung in der Weltgesundheitsorganisation (WHO) vergleichen. Viele der 160 Mitglieder sind seit Jahren ihre Beiträge schuldig geblieben, andere zahlen nur mit Verzögerung, weitere sind erst kürzlich zahlungsunfähig geworden. Dies alles bewirkt, daß jährlich etwa 10 bis 15% der bewilligten Mittel nicht verfügbar sind und die Summe der Außenstände sich mittlerweile auf ca. 50 Mio SFr akkumuliert. Krisenmanagement und Mangelverwaltung sind in der WMO an der Tagesordnung, und in den letzten Jahren tauchte bereits im September die Frage auf, ob denn im Dezember die Gehälter gezahlt werden können.

Dennoch ist die WMO dabei, die Zukunft zu erobern. Was wie ein Widerspruch erscheint, resultiert aus dem Mandat der WMO-Mitglieder, die sich den wachsenden Anforderungen stellen und die Organisation dadurch vor immer neue Aufgaben stellen. Die WMO hat sich entschlossen, ihre Chancen in den Bereichen Klima und Umwelt zu suchen und weiteren Gebieten der Geophysik eine Heimat zu bieten. World Geophysical Organization? Vielleicht mehr als der Traum eines Generalsekretärs.

Die Stärke der WMO liegt im Konsens ihrer Mitglieder, globale Systeme wie die Welt-Wetter-Wacht (WWW) gemeinsam zu planen und zu unterhalten und nach einheitlichen Richtlinien zu betreiben. Es gibt keine andere Organisation in der UN-Familie, die ähnliches vorzuweisen hat. Bei der chronischen Finanzmisere der UN ist es naheliegend, das zu nutzen, was bereits funktioniert. Dem Gespenst der Überbeanspruchung muß dabei von innen durch entsprechenden Ausbau der Systeme gegengesteuert werden.

2 Strukturen – Experten – Sprachen – Sekretariat

Eine weitere Stärke der WMO sind die Technischen Kommissionen, die als ständige Gremien alle wesentlichen Arbeitsbereiche der Organisation abdecken. Je nach Interessenlage entsenden die Mitglieder ihre Experten in die acht Kommissionen, die die Planung und Durchführung der

WMO-Programme steuern und praktisch umsetzen. Der Aufwand, acht Technische Kommissionen und ihre verschiedenen Arbeitsgruppen zu unterhalten, ist beträchtlich, aber zur Unterhaltung und Weiterentwicklung von operationellen Systemen notwendig. Keine der anderen UN-Organisationen kann derartige operationelle Strukturen vorweisen, die straff koordiniert als globale Netze von den Mitgliedern selbst betrieben und getragen werden. Hierin ist die WMO einmalig.

In einer Welt zunehmender Spezialisierung ist es notwendig, die Behandlung spezieller Probleme in Expertengruppen zu verlagern, wobei das nötige Fachwissen nicht immer aus den Mitgliedern einer Technischen Kommission geschöpft werden kann. Die Forderung nach stärkerer Beteiligung insbesondere der Entwicklungsstaaten stößt hier an ihre Grenzen.

In letzter Zeit hat sich, wie in anderen internationalen Organisationen, bei der WMO die Forderung nach mehr Sprachen durchgesetzt, obwohl klar ist, daß dies auf Kosten der Programme geht, weil alles aus einem gleichbleibenden Haushaltsvolumen bestritten werden muß. Die WMO prüft gegenwärtig die finanziellen Auswirkungen der Einführung der arabischen Sprache zusätzlich zu Englisch, Französisch, Spanisch und Russisch. Das ernüchternde Ergebnis: ca. 4 Mio. SFr Mehrkosten pro Jahr. Begleitprobleme wie längere Vorlaufzeiten für Konferenzen und Publikationen und allgemein geringere Flexibilität werden normalerweise unterschätzt. Es liegt auf der Hand, daß die starre Forderung nach Einführung zusätzlicher Sprachen die WMO mit ihren technischen Kommissionen und vielen ständigen Arbeitsgruppen stark behindert und allmählich zu lähmen droht.

Das WMO-Sekretariat hatte bis in die achziger Jahre hauptsächlich registrierende und ausführende Funktionen. Seitdem hat sich aber ein Wandel in Richtung stärkerer Verantwortung in der Programmplanung und -koordination vollzogen. Das Sekretariat übernimmt nun eine aktive Rolle bei der Systemgestaltung und -kontrolle und setzt sich für die Durchsetzung gemeinsamer Leitlinien und Projekte ein. Die Bildung von internationalen Konsortien wird gefördert. Die OWSEs (Operational World Weather Watch System Evaluations), die Bildung internationaler meteorologischer Forschungszentren nach dem Muster des Europäischen Zentrums für Mittelfristvorhersage (EZMWF) und die Zusammenarbeit im Betrieb von meteorologischen Systemen in exterritorialen Gebieten wie dem Atlantik und der Antarktis sind Beispiele hierfür. Kaum verwunder-

lich, daß das Sekretariat dabei immer wieder an seine fachlichen und personellen Grenzen stößt, zumal die meisten dieser Aktivitäten vom Sekretariat begleitet und unterstützt werden müssen.

3 Neue Herausforderungen – Neue Prioritäten

Die Klimakatastrophe, die Umweltkatastrophe, das Ozonloch, Treibhauseffekte, verheerende Naturereignisse von wachsender Zerstörungskraft bedrohen die Menschheit und sind beliebte Themen für Politiker, die sie mit unterschiedlichen Absichten ständig in Erinnerung rufen. Am Beispiel der UN-Konferenz für Umwelt und Entwicklung (UNCED, Rio de Janeiro im Mai 1992) wird deutlich, wie stark Klima und Umwelt das Zusammenleben der Völker und deren Entwicklung beeinflussen und damit eine politische Dimension bekommen haben. Die UN versucht, die hieraus resultierende Bedrohung der Menschheit abzuschätzen und ihr mit globalen Programmen entgegenzuwirken. Entwicklungspolitik wird zunehmend umweltpolitischen Zielen angepaßt, und die reichen Staaten haben hierfür kürzlich einen gemeinsamen Fond von beträchtlicher Höhe bei der Weltbank gebildet, der vor allem der Förderung von Entwicklungsländern im Rahmen von global koordinierten UN-Projekten dienen soll.

Die WMO hat sich seit ihrer Gründung mit dem Kampf gegen Naturkatastrophen beschäftigt und verfügt im Rahmen ihrer Klimaprogramme über die nötige Autorität, die Klima- und Umweltbedrohungen vernünftig einzuschätzen. Mit dem Ausbau des Welt-Klimaforschungsprogramms (WCRP) und der Einrichtung des International Panel on Climate Change (IPCC) sowie der Gründung des Global Climate Observing System (GCOS) zusammen mit dem Umweltprogramm der UN (UNEP) und anderen UN-Organisationen hat die WMO eindeutige Prioritäten gesetzt und ihren Anspruch auf eine Führungsrolle angemeldet. Sie stützt sich dabei auf die operationellen Strukturen der WWW und die bewährten wissenschaftlichen und technischen Organisationseinheiten, zu denen alle WMO-Mitglieder beitragen.

4 Der Trick mit dem Programme Office

Man kann nicht davon ausgehen, daß die neuen Betätigungsfelder von der WMO im Rahmen des von den Mitgliedern verordneten Nullwachstums bewältigt werden können. Bei der Beschaffung der benötigten Personal- und Finanzressourcen wird daher ein Trick angewandt, der schon frü-

her bei der Durchführung globaler Experimente (FGGE, GATE) erfolgreich war: Die Bildung eines neuen Programms mit einem Büro innerhalb des WMO-Sekretariats, finanziert aus externen Quellen und bemannt mit von Geberländern bereitgestellten Experten. Damit wird erreicht, daß ein identifizierbarer Rahmen für internationale Projekte gebildet wird, die ihrerseits Finanzmittel anziehen, die in eine wohl-vorbereitete Senke in Form eines internationalen Programm-Fonds unter Verwaltung der WMO einfließen können. Das UN-Environment Program (UNEP) ist ein Schulbeispiel für die Funktionsfähigkeit dieses Tricks, denn es basiert praktisch ausschließlich auf Programmbeiträgen der Mitglieder. Ein angenehmer Nebeneffekt ist dabei, daß die Hauptgeber durch Bereitstellung von Personal ihre Interessen bei der Lenkung des Programms und dem gezielten Einsatz der eingebrachten Mittel unabhängig von den in der UN üblichen Entscheidungsmechanismen absichern wollen. Das WMO-Sekretariat beherbergt derzeit vier solcher Programm-Büros (WCRP, TOGA, IPCC und GCOS), die alle mit dem Weltklimaprogramm verbunden sind.

5 Fernsteuerung

Mit dem massiven Einsatz von Personal und Finanzmitteln aus externen Quellen verschaffen sich die Hauptgeber in bestimmten Bereichen erhöhten Einfluß auf die Gestaltung und Durchführung von Programmen der UN und der WMO: Eine Methode, das durch das Prinzip 'ein Staat - eine Stimme' begründete Machtverhältnis zugunsten der reichen Industrieländer etwas zu korrigieren. Wenngleich einige Länder sich dieser Methode zur Durchsetzung nationaler Interessen bedienen, achten die großen Industrienationen doch sorgfältig darauf, im Rahmen der allgemeinen Konsensfähigkeit zu bleiben und somit den Anschein der Uneigennützigkeit zu wahren. Die Erfahrung hat gezeigt, daß die WMO damit recht gut leben kann, weil sich bei den Großprogrammen gemeinsame Interessen normalerweise durchsetzen.

6 Politik

Die UN wird häufig wegen ihrer mangelnden Effizienz und starken Politisierung getadelt, ein Vorwurf, der die WMO vergleichsweise wenig betrifft. Hierfür gibt es mehrere Gründe, wie z.B. das starke gemeinsame Interesse an gut funktionierenden operationellen Systemen als Basis für die nationalen Wetterdienste, die Dominanz der Experten in den Entscheidungsgremien, die ausschließliche Ausrichtung der Programme an den Erfordernissen der Wissenschaft und Technik usw.

Dennoch gibt es natürlich Situationen, in denen der Generalsekretär der WMO politisch entscheiden muß. Die Besetzung von Dienstposten im Sekretariat ist leider davon gelegentlich betroffen. Das mag das Verhältnis von kompetenten Leistungsträgern im WMO-Sekretariat zu den gut dotierten Mitessern, die nicht notwendigerweise aus den Entwicklungsländern kommen, ungünstig gestalten, doch solange nicht die kritische Grenze überschritten wird, bleibt die Organisation noch handlungsfähig. Bislang überwiegt der Anteil der Leistungsträger und ihre Motivation gleicht vorhandene Defizite aus.

Ein Faktum ist jedoch bemerkenswert: Die Zahl der ehemaligen Wetterdienstdirektoren, die als WMO-Bedienstete im Sekretariat arbeiten, liegt derzeit bei etwa 15 und stellt damit einen recht hohen Anteil der Gruppe der „professional officers“ im Sekretariat. Der Vorwurf der Selbstbedienung liegt hier schon bedenklich nahe, zumal die meisten dieser Mitarbeiter früher dem Exekutivrat der WMO angehörten. Es ist außerdem kein Geheimnis, daß der Generalsekretär, wie seine Vorgänger, sich mit der Vergabe von Sekretariatsposten des Wohlwollens der Staaten versichert und Stimmen für seine Wiederwahl sammelt. Dies alles ist normale UN-Praxis und wird erst ruchbar, wenn damit die Arbeitsfähigkeit der Organisation infrage gestellt wird.

7 Trends

Die WMO befindet sich derzeit in einer schwierigen Ausgangslage. Einerseits ist sie durch ihr Mandat und die Kompetenz in den Bereichen Meteorologie, Hydrologie und Klimatologie sowie durch ihre globalen operationellen Systeme und Entscheidungsstrukturen eindeutig allen anderen UN-Organisationen gegenüber im Vorteil, andererseits kontrollieren übermächtige Konkurrenten wie UNEP und UNESCO riesige Etats und können damit Programme steuern und Selbstdarstellung betreiben. Letzteres hat sich im Verlauf der letzten Jahre als zunehmend wichtig herausgestellt.

Weil zur Etablierung von internationalen Programmen stets Vorleistungen in Form von Personal und Finanzmitteln notwendig sind, hat die WMO seit Beginn der Klimadiskussion neue, Kosten verursachende Aufgaben übernommen, ohne absehen zu können, ob dies auch von den UN und ihren Mitgliedern honoriert wird. Gleich wenn es zugute kommt, diese Anstrengungen sind angesichts der Bedrohungen von Klima und Umwelt eine notwendige Investition in die Zukunft. Man kann nur hoffen, daß die WMO in ihrer wissenschaftlichen Autorität anerkannt und ihre Effizienz als Organisation belohnt wird.

durch entsprechende Förderung ihrer Programme.

Bis dahin wird die WMO auf einem schmalen Grat zwischen Erfolg und Bedeutungslosigkeit balancieren und durch ihre fachliche Kompetenz zu überzeugen suchen. Das Stadium der reinen Fachorganisation hat die WMO inzwischen bereits überwunden, ihre Stimme wird nun auch häufiger in der UN-Vollversammlung gehört. UN-Konventionen über die Reinhaltung der Erdatmosphäre und die Sicherung der Frischwasservorräte wurden unter maßgeblicher Beteiligung der WMO entwickelt und treten demnächst in Kraft. Ein politisches Feld eröffnet sich ebenso wie die Frage, ob die technisch/wissenschaftlich dominierten Entscheidungsgremien der WMO diesem politischen Anspruch gerecht werden können. Werden im WMO-Kongress und im Exekutivrat wie in anderen Organisationen die Berufsdiplomaten demnächst dominieren und die Wetterdienstdirektoren mit der Beraterrolle vorlieb nehmen müssen? Fest steht allein, daß Aufgaben der Größenordnung, die die WMO in Angriff genommen hat, nur mit massiver politischer Unterstützung bewältigt werden können. Den politischen Willen vorausgesetzt, kann aus dem bescheidenen Mauerblümchen WMO eine Autorität werden, die die anstehenden Bedrohungen der Atmosphäre kraft der vorhandenen wissenschaftlichen/technischen Programme und unter Nutzung der von allen Mitglieder getragenen operationellen Systeme wirksam begegnet.

St. MILDNER, Offenbach a. M.

Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Jahr 1991

Freie Universität Berlin

Promotionen

LANGEMATZ, Ulrike: Eine dreidimensionale Modellsimulation der Zirkulation in der Mittleren Atmosphäre mit Aspekten troposphärisch-stratosphärischer Wechselwirkungen.

SCHOLL, Margit: Fallstudie über die Kongruenz von Niederschlagsinformation aus Synop-, Modell- und METEOSAT-Daten. Ein empirisches Verfahren zur meteorologischen Datenintegration im regionalen Gitter.

STANEK, Robert: Normalmodeninitialisierung bei geringen und geneigten Flachwasserhöhen.

Diplom-Hauptprüfungen

FELL, Frank: Ein Test der aus Satellitendaten in den Spektralbereichen der AVHRR-Kanäle eins und zwei bestimmten Bodenalbedo durch vergleichende Bodenmessungen im Sudan.

KLOSS, Martin: Über die Dämmerungszeit und die Strahlenbrechung in der Atmosphäre.

KOLAX, Michael: Analyse eines polaren mesoskaligen Wirbelsystems – eine Fallstudie.

NÖTHLICH, Andreas: Ultraviolette Strahlung in der Atmosphäre.

OESTREICH, Andrea: Berücksichtigung von Sonnenhöhe und -Azimut bei der Klassifikation von Wolken aus METEOSAT-Daten.

ROLL, Gerhard: Wetterlagenklassifikation mit Hilfe der 500-hPa-Karte.

TOUMBANARIS, Panagiotis: Die Erstellung eines Testreferenzjahres für Athen (Griechenland).

WIESNER, Monika: Analyse des Phasenwechsels der Quasi-Biennial-Oscillation (QBO) im Wind- und Temperaturfeld.

Humboldt-Universität Berlin

Habilitation

ALBERT, Heinz-Florian: Zum feldtheoretischen Aspekt der Kontinuumsphysik.

Diplom-Hauptprüfungen

FRÜHAUF, Cathleen: Untersuchungen zur Anwendbarkeit eines Winterweizen-ertragsmodells (TRITSIM) für modellgestützte Klimaimpakt-Studien.

GOEBER, Martin: Dynamische Struktur von El Nino/Southern Oscillation – Zeitreihen.

LIPPMANN, Jens: Experimente und Verifikationsstudien an einem eindimensionalen, dynamischen Grenzschichtmodell mit vereinfachter Schließung zweiter Ordnung.

LOTH, Bettina: Ein Schneedeckenmodell für globale Anwendung.

RÖRMERMANN, Dirk: Entwicklung eines kurzweiligen Strahlungsmodells für die Grenzschichtmodellierung.

ROSENBERGER, Delf: Untersuchung zur Evolution und Modifikation von Spektren fester Wolkenpartikel auf der Grundlage von berechneten Aerosol- bzw. Initialspektren.

RUPPERT, Thomas: Zur Berechnung des nächtlichen Temperaturminimums.

SCHMIDT, Thomas: Andauerstatistik und spektralanalytische Untersuchungen der Zirkulationsdatensätze nach DZERD-ZEEVSKIJ und HESS/BREZOWSKI.

SCHUBERT, Sascha: Beitrag zur Entwicklung eines synthetischen Klimaszenarios auf der Grundlage der klassifizierten Großwetterlagen Europas.

SCHULTKA, Silke: Dreidimensionale numerische Simulation eines in die Stratosphäre eindringenden Luftpaketes.

SCHWARZ, Monika: Literaturstudien zur Aufstellung und Anwendung empirischer Klimaszenarien.

SENSEL, Eyk: Untersuchungen zu extremen meteorologischen Ereignissen und ihrer zeitlichen Abfolge in diesem Jahrhundert.

WICHURA, Bodo: Anwendung mehrerer Verfahren zur Ermittlung der Rauheitslänge und der Verschiebungshöhe unter Nutzung von Daten des Experimentes TARTEX 90.

Universität Bonn

Promotion

KNOCH, Richard: Numerische Simulation von Cumulus-Konvektion und Skalenwechselwirkungen mit einem einhalbdimensionalen Modell.

Diplom-Hauptprüfungen

BORKE, Bettina: Eine hierarchische Clusteranalyse am Beispiel eines horizontalen Wellen-Wärmeflusses.

ENGELS, Rolf: Simulation antarktischer Mesozyklonen in der Weddell-See.

GEBKA, Michael: Aufstellung eines Modells der Allgemeinen Zirkulation zur Untersuchung des Heizungs- und Gebirgseinflusses auf ihre dynamischen Charakteristiken.

LESSMANN, Klaus: Spektrale Energetik für Episoden erhöhter barokliner Aktivität in der synoptischen Skala.

LIMBACH, Elisabeth: Die gut durchmischte interne Grenzschicht.

NOEL, Susanna: Vergleich der Retrievalmodelle ITPP 3.2 und 3I zur Auswertung von TOVS-Daten unter besonderer Berücksichtigung von antarktischen Temperaturprofilen.

SCHÜLLER, Margot: Die Wirkung einzelner Terme in den Haushaltsgleichungen für die turbulenten Zustandsgrößen.

Technische Hochschule Darmstadt

Promotionen

KNAPS, Axel: Entwicklung eines Meßsystems zur Bestimmung von Temperatur- und Windprofilen für die unteren 16 Meter der Atmosphäre.

THEHOS, Ralf: Numerische Simulationen zum interregionalen Spurenstofftransport über Europa.

Diplom-Hauptprüfungen

ASSMANN, Hans-Peter: Entwicklung und Erprobung eines 8–12 μ Strahlungstemperatur-Vollraum-Scanners.

GRÖTZNER, Anselm: Numerische Simulationen zur Kaltluftproduktion bewaldeter Hänge.

Universität Frankfurt am Main

Promotionen

BISSOLLI, Peter: Eintrittswahrscheinlichkeit und statische Charakteristika der Witterungsregelfälle in der BRD und West-Berlin.

BÜRGERMEISTER, Stefan: Atmosphärische Verteilung von Methanolsulfonat und Sulfat als Oxidationsprodukte von Dimethylsulfid.

LÜPKES, Christof: Untersuchung zur Parametrisierung von Koagulationsprozessen niederschlagsbildender Tropfen.

Diplom-Hauptprüfungen

AHMADZADEH, Sirus: Klimavariabilität in Europa 1888–1988.

BECK, Frank: Solare Einflüsse auf die bodennahe Lufttemperatur im 17.–20. Jahrhundert.

FUCHS, Tobias: Globale Statistik langer Luftdruckreihen (NN) 1889–1989.

HENRICI, Gerold: Entwicklung und Erprobung eines PIXE-Analyse-Verfahrens zur Messung von Hydrometeoren.

MEYHÖFER, Tatjana: Abhängigkeit des vertikalen Streukoeffizientenprofils von der Wetterlage.

OFTO, Peter: Untersuchungen zur Bestimmung von S(N) in Wolken- und Niederschlagsselementen.

RAPP, Jörg: Temperaturvariabilität in der BRD 1949 - 1985.

Universität Göttingen

Promotion

WENDT, Jürgen: Simultane Messungen von NO, NO₂ und NO₃ unter simulierten stratosphärischen Bedingungen.

Diplom-Hauptprüfungen

GRELLE, Achim: Untersuchung von Ultraschall-Anemometern im Windkanal.

KLEEFELD, Christoph: Bestimmung der Flußdichten der latenten und fühlbaren Wärme in der bodennahen Grenzschicht über einem Fichtenbestand.

LAUBACH, Johannes: Bestimmung der vertikalen turbulenten Wärme- und Wasserdampfstromdichten über einem Fichtenwald mit der Methode der Eddy-Korrelation.

RASCHENDORFER, Matthias: Charakterisierung turbulenter atmosphärischer Austauschprozesse in und über einem Waldbestand durch Messungen und Literaturstudien.

Universität Hamburg

Promotion

BIGALKE, Klaus: Interaktive Modellkopplung zur Berücksichtigung heißer Punktquellen in Gitterpunktsmodellen und Einfluß der Kopplungsstufe auf die Immission.

BÖHMER, Wolfgang: Modellierung des gekoppelten Systems Inlandeis, Übergangszone und Schelfeis der Antarktis.

HOLLWEG, Heinz-Dieter: Strahlungsübertragung in klaren Atmosphären im IR mit k-Verteilungs- und Linie-für-Linie-Modellen.

MANSCHKE, Andreas: Fernerkundung der Basistemperatur konvektiver Wolken über dem Ozean.

MIKOLAJEWICZ, Uwe: Interne Variabilität in einem stochastisch angetriebenen ozeanischen Zirkulationsmodell.

RHODIN, Andreas: Kaltfronten unter dem Einfluß der Reibung in der Grenzschicht und ihre Modifikation bei unterschiedlicher Bodenrauigkeit und Bodentemperatur.

SCHULT, Ingrid: Bildung und Transport von Aerosolteilchen in der Stratosphäre und ihre Bedeutung für den Strahlungshaushalt.

Diplom-Hauptprüfungen

BAUMANN, Gerd: Messung des turbulenten Wärmeflusses in der planetarischen Grenzschicht mit RASS und SODAR.

BECKER, Bernd Dieter: Änderung des indischen Sommermonsuns durch den Treibhauseffekt anhand von Modellrechnungen.

BETANCOR GOTHE, Margarita: Einfluß von Kondensstreifen auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre.

BRAMMANN, Heino: Dynamik der Eisdift in der nördlichen Framstraße während der Meßkampagne ARKTIS 1988.

BRAUNER, Ralf: Windvektorfelder über dem Ozean aus fernerkundeter Windgeschwindigkeit und wenigen in-situ-Messungen.

GRABBE, Gunther C.: Sonnenstrahlung in Hamburg: Angebot und Trend.

HELLBACH, Arno: Bestimmung des Bedeckungsgrades in konvektiven Grenzschichten mit einem einfachen Modell.

MÜNCHOW, Thomas: Untersuchung von Ausbreitungsvorgängen in einer turbulenten Windkanalgrenzschicht: Immissionsbelastung in Straßenschluchten.

SIELMANN, Frank: Zyklogen in einem barotropen Zirkulationsmodell.

TERZENBACH, Uwe: Berechnung der Mischungsschichthöhe aus Routinebeobachtungen in Mitteleuropa.

VOSS, Reinhard: Untersuchungen zum Einfluß der Orographie auf die Zirkulation von ECHAM.

Universität Hannover

Promotion

FLÜGGEN, Christiane: Die Evapotranspiration von Kiefern unter Berücksichtigung des Grundwasserflurabstandes.

Diplom-Hauptprüfungen

BECKER, Cornelia: Messungen mit einem Forschungsflugzeug an Fronten.

BOHLE, Eva: Beschleunigungsberechnungen aus einigen Zeitreihen der GRO-WIAN-Windmessung.

HANSEN, Dirk: Laborexperimente zur Instabilität von Scherströmungen in einem rotierenden Tank.

JÜRRENS, Rolf: Numerische Simulation zur Wirbelbildung ringförmiger Scherströmungen.

MÜLLER-POPKE, Grietje: Simulation von Flugzeugmessungen in der konvektiven Grenzschicht und deren Analyse im Frequenzbereich.

Universität (TH) Karlsruhe

Promotion

VOGEL, Heike: Verteilungen reaktiver Luftbeimengungen im Lee einer Stadt - Numerische Untersuchungen der relevanten Prozesse.

Diplom-Hauptprüfungen

ERNST, Nicola: Die Bestimmung der Depositionsgeschwindigkeit von Ozon mit mikrometeorologischen Meßmethoden.

LENZ, Claus-Jürgen: Numerische Modellsimulation zum Impulstransport durch Leewellen.

LINDEN, Andrea: Die Bestimmung von Tangentenhöhen aus Horizontsondierungsspektren im infraroten Spektralbereich.

REINECKE, Jürgen: Parameterstudien zur integralen Kondensationsrate eines Wolkentröpfchens.

SCHICKEDANZ, Uwe: Zusammenhänge zwischen Befindensstörungen des Menschen und den „Karlsruher“ Wetterphasen.

WEGENER, Andreas: Der Einfluß des nichtinfinitesimalen Gesichtsfeldes auf die Auswertung von spektral hochaufgelösten Horizontsondierungsspektren.

Universität Kiel

Promotion

LIU, Qianhua: A radiation budget index at the top of the atmosphere derived from Meteosat climate data set.

Diplom-Hauptprüfungen

HEESE, Birgit: Vergleich des Gesamt-ozongehalts aus Satellitenbeobachtungen und Bodenmessungen in nördlichen Breiten.

SACK, Bernd: Zur Untersuchung der Korrelation der kurzwelligen Strahlung im Bereich der Kieler Bucht an einer See- und einer Landstation.

STOLLENWERK, Cornelius: Dynamische Parameter zur Bestimmung von Fronten und Frontogenese.

Universität Köln

Promotion

STEIN, Christa: Dynamische Struktur von Kaltfronten auf der Grundlage von isentropen numerischen Analysen.

Diplom-Hauptprüfungen

BLONSKY, Susanne: Langweiliger Strahlungshaushalt am Erdboden, berechnet aus Daten des 'International Satellite Cloud Climatology Project'.

FINK, Andreas: Langzeitdiagnose der räumlichen 30-60tägigen Oszillation in den Jahren 1982-1990.

FRERICK, Johannes: Untersuchung der On-Bord-Eichquellen eines satellitengestützten Strahlungsbilanzradiometers.

JASBINSCHKE, Dieter: Statistik winterlicher Doppler-Sodar-Messungen in Köln.

MOLLENHAUER, Rainer: Empfindlichkeitsstudie zur Bestimmung der Globalstrahlung aus Satellitendaten.

STEFFANY, Frank: Anwendungen eines massenkonsistenten Strömungsmodells im 'Microscale'.

ZUBE, Stefan: Analyse der tropischen 30-60-Tage-Oszillation mit assoziierten Mustern.

Universität Leipzig

Promotion

HOFFMANN, Peter: Bestimmung des Windfeldes im Höhenbereich 70-90 km nach Messungen partieller Reflexionen mit einem SM-CW-Radar.

Diplom-Hauptprüfungen

ECKHARDT, Elisabeth: Untersuchung der Lichtszintillation in der Stadtatmosphäre mittels Laser-Transmissionsstrecke.

UHLIG, Eva-Maria: Untersuchungen des zeitlichen Verlaufs des Extinktionskoeffizienten der Atmosphäre mittels Laser-Transmissionsstrecke und der Korrelation mit dem Schwebstaubgehalt der Luft.

Universität Mainz

Promotionen

ALHEIT, Reiner: Die Erweiterung und Anwendung eines zweidimensionalen konvektiven Wolkenmodells mit spektraler Beschreibung der Mikrophysik zur Untersuchung von Auswascheffekten unter Berücksichtigung der Eisphase.

BORRMANN, Stephan: On Sizes and Spatial Distributions of Cloud Droplets Measured In-Situ by Fraunhofer In-Line Holography.

VAUTZ, Wolfgang: Berechnung flächendeckender Immissionskataster aus Konzentrationsrosen - ein neues Verfahren.

Diplom-Hauptprüfungen

HANNEMANN, Anke: Eine experimentelle und theoretische Untersuchung der Deposition von SO₂ aus Wassertropfen.

LEHMANN-KHIABANIAN, Elfrun: Kondensationskernkonzentrationen in der Antarktis am Beispiel der Stationen Georg-von-Neumaier (BRD) und Amundsen-Scott (USA).

SCHNEIDER, Norbert: Ein skalierungsfähiges Ein-Parameter-Modell zur Berechnung solarer Wasserdampftransmissionen.

SÖRENSEN, Rüdiger: Untersuchung von Aerosolpartikeln mittels computergestützter Streulichtanalyse.

TSIAS, Athanasios: Einfluß der Ausgangsfeuchte und des osmotischen Koeffizienten auf die Entwicklung des Tropfenspektrums berechnet mittels eines Luftpaket-Wolkenmodells.

WAWERS, Theodor Heinrich: Der Einfluß der gestreuten Infrarotstrahlung auf Temperaturänderungen in Wasserwolken.

WURZLER, Sabine: Dynamische Prozesse in der Atmosphäre.

Universität München

Promotion

TEICHMANN, Ulrich: Anreicherungsseinheiten für SO₂ und NO_x, Wirkungsweise, Funktionskontrolle, Kalibrierung und Einsatz zur Messung von Vertikalprofilen in und über Wald.

Diplom-Hauptprüfungen

BANDLE, Frank: Untersuchung von südlichen Morning Glories, atmosphärischen Gezeiten und Seewind bei Koorin '74.

BENDER, Stefan: Experimentelle Untersuchungen zur Feuchtemessung auf der Basis kapazitiver Meßsonden mit polymerem Dielektrikum.

DILLMANN, Martin: Untersuchungen zur Genauigkeit bei der Bestimmung turbulenter Flüsse mit der Eddy-Korrelationsmethode.

DORMUTH, Igor: Auswirkungen des Wärmeinputs an winterlichen Strahlentagen auf die Nebelhäufigkeit am Flughafen München II.

ECHLE, Georg: Numerische Modellierung der Mehrfachstreuung eines Laserstrahls.

LANGER, Wolfhard: Zur Rolle orographisch angeregter Wellen in der Drehimpulsbilanz der Antarktis.

LIEPERT, Beate: Statistische Untersuchungen längerer Globalstrahlungszeitreihen von Deutschland.

NIEDERMEIER, Michael: Planungsrelevante Stadtklimadaten von München.

RAPPENGLÜCK, Bernhard: Peroxyacetylnitrat (PAN)- und Ozon-Messungen in München.

REUDER, Joachim: Experimentelle Untersuchungen zum Einfluß atmosphärischer Parameter auf die Photolyse von Ozon in der bodennahen Troposphäre.

SCHMIDT, Rudolf: PH-Wert und Konduktivität des fallenden Niederschlags in München.

THOMAS, Werner: Energie und Wärmebilanz von Solarkraftwerken.

WINTERHALTER, Martin: Spektralanalyse meteorologischer und luftchemischer Größen - Theorie und Anwendung auf Eddy-Korrelationsmessung über einem Waldbestand.

Universität Graz

Promotionen

ZHANG, Martina: An Investigation of the Properties of the Mars Ionosphere.

ULAMEC, Stephan: Acoustic and Electrical Methods for the Exploration of Atmospheres and Surfaces, with Application to Saturn's Moon Titan.

STEINER, Gerhard: Theoretical Aspects of Comet Simulation Experiments - New Models for the Comet Nucleus.

Diplom-Hauptprüfungen

HENGESBERGER, Walter: Atmosphärische Spurengase, ihre chemischen Zyklen und ihr biosphärischer Einfluß.

SENDLHOFER, Gernot: Ein Modell für geomagnetische Umpolungen.

MÜLLER, Roswitha: Moderne Spektralanalyse in der Geophysik.

Universität Innsbruck

Promotion

NICKUS, Ulrike: Niederschlagsversauerung in Tirol.

Diplom-Hauptprüfungen

BLÜMEL, Christian: Eine Statistik über das Auftreten von Zyklongenese im westlichen Mittelmeerraum.

GAILER, Silvia: Untersuchung von Schadstoffen im Villacher Becken unter Berücksichtigung von meteorologischen Parametern.

GASSNER, Andreas: Ozonkonzentration im Raum Vorarlberg und ihre Abhängigkeit von den meteorologischen Verhältnissen.

GEYER, Bernhard: Einflüsse meteorologischer Parameter auf die Ozonkonzentration im Raum Innsbruck.

HAGENAUER, Eduard: Ein Vergleich von Randbedingungen in „limited area“-Modellen anhand eines zweidimensionalen Talwindmodells.

HUNTRIESER, Heidi: Das Auftreten von Hochnebel in Innsbruck.

NAGLER, Thomas: Verfahren zur Analyse der Schneebedeckung aus Messungen des Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I).

NEURURER, Alfred: Oberflächentemperaturen und Albedo aus NOAA-AVHRR-Daten in Westgrönland.

NIEDERTSCHEIDER, Klaus: Die Schneedecke von Innsbruck, 1929/30-1989/90.

PRUGGER, Reinhard: Meteorologische Aspekte der Ozonverteilung in den Höhenlagen Nordtirols.

Universität Wien
Institut für Meteorologie und Geophysik

Promotionen

EHRENDORFER, Martin: Zur vergleichenden Untersuchung von Datenassimilationsmethoden an Hand der barotropen Vorticitygleichung.

HOFSTADLER, Alfred: Ein Expertensystem zur Diagnose mesoskaliger meteorologischer Phänomene.

Diplom-Hauptprüfungen

HOLZNER, Christoph: Modelle der Bodentemperatur.

SPANGL, Wolfgang: Skalige Budgets von Wärme- und Feuchtegleichung.

STOCKINGER, Johann: Quantitative Analyse von Satellitenbildfarbdarstellungen.

Universität für Bodenkultur Wien
Institut für Meteorologie und Geophysik

Diplom-Hauptprüfungen

JAINDL, Manfred: Temperaturregime und Wärmebilanzen in vier Flußabschnitten der Melk.

KRUMPHOLZ, Thomas: Entwicklung eines Modells zur Einbindung des Klimas in die Landschaftsplanung.

ETH Zürich

Dissertation

STEINER, Matthias: Die Kombination von Doppler- und Polarisationsradarmessungen im Niederschlag. Neue Perspektiven für die Radarmeteorologie.

Buchbesprechungen – Neuerscheinungen

FLEMMING, G.: Einführung in die Angewandte Meteorologie. Mit 49 Abb. und 14 Tab., Berlin, Akademie-Verlag 1991, 168 S., ISBN 3-05-500715-8, DM 42,--.

Die Meteorologie hat, im Gegensatz zu den meisten anderen naturwissenschaftlichen Disziplinen, vergleichsweise lange gebraucht, um von der Lehrkanzel (Theorie) „auf die Straße“ (Praxis) zu gelangen. Diese Entwicklungslinie sollte man vor Augen haben, wenn man die vorliegende Neuerscheinung zur Hand nimmt.

Die Absicht seines Buches mag der Autor – in einem Satz – selbst erläutern:

„Das vorliegende Buch will in die Grundbegriffe der Meteorologie einführen, und zwar unter dem Gesichtspunkt der Anwendung meteorologischer Ergebnisse in anderen Fachgebieten.“

Der erste, durch Vorwort und Inhaltsverzeichnis vermittelte, schlichtweg positive Eindruck bleibt auch beim Durchlesen der 12 Einzelkapitel bestehen. Auffallend gelungen ist der methodische Aufbau: Ausgehend von den physikalischen Grundlagen der Meteorologie wird ein weiterer Bogen gespannt, der von der Zusammensetzung und dem Aufbau der Atmosphäre über die Erläuterung meteorologischer Begriffsbestimmungen zu Anwendungsgebieten der Meteorologie fortschreitet, wobei auch das Bewußtsein für den kritischen Umgang mit meteorologischen Datenmengen beim Leser geschärft wird. Erfreulich, daß sich der Verfasser in den Anwendungsbereichen nicht mit der Aufgabenstellung begnügt, sondern praktisch umsetzbare Lösungsvorschläge für Fragestellungen aus der Agrar-, Bau-, Bio-, Ener-

gie-, Forst-, Humanbiometeorologie, ferner aus Hydrometeorologie, Transport- und Technischer Meteorologie anbietet. Die Agrarmeteorologie als Teilgebiet der Biometeorologie anzusehen, ist in diesem Zusammenhang ein terminologisch interessanter Gesichtspunkt, der sich aber wohl noch nicht überall durchgesetzt hat. Hervorzuheben sind auch die vielfältigen Verknüpfungen zu geowissenschaftlichen Anwendungsgebieten. Wer allerdings bei der Darstellung der Lösungsmethoden ein Hinausgehen über knappe Andeutungen der Zusammenhänge oder gar handbuchreife Anleitungen zum Handeln (sprich: „Kochrezepte“ für die Gutachtenerstellung) erwartet, der verkennt Zielsetzung und Möglichkeit einer Einführung in einen wissenschaftlichen Themenkreis. Ohne Generalisierung, d.h. ohne weitgehenden Verzicht auf die Darstellung mathematischer und physikalischer Details sowie Gleichungen ist ein derartiges Vorhaben nicht zu realisieren. Wer tiefer in die Tätigkeitsfelder der Angewandten Meteorologie eindringen will, findet in dem nach Anwendungsbereichen unterteilten Literaturverzeichnis eine willkommene Orientierungshilfe.

Die inhaltliche Diktion des Buches kann als Brückenschlag von der Theorie zur Praxis angesehen werden; dies setzt auch einen Rahmen für den Adressatenkreis: Neben den Meteorologen selbst bildet die Einführung in erster Linie für Fachwissenschaftler aus meteorologischen Nachbardisziplinen (Geophysik, Geographie, Luftchemie etc.), aber auch für Fachleute in der Regional-, Stadt-, Landes- und Umweltplanung, Was-

serwirtschaft, im Bau-, Gesundheits-, Verkehrswesen sowie in Industrie und Technik eine wertvolle Informationsquelle. Das Buch wendet sich somit an jeden, der beruflich mit der Anwendung meteorologischer Kenntnisse zu tun hat und hierfür nach Lösungsmöglichkeiten sucht. Studenten im Hauptfach Meteorologie und anderen Geowissenschaften dürften am meisten von der Veröffentlichung profitieren.

H.-G. Matthäus

Seasonal Snowpacks. Processes of Compositional Change. Proc. of the NATO Advanced Research Workshop on Processes of Chemical Change in Snowpacks held in Maratea, Italy, July 23–27, 1990. Hrsg.: T. D. DAVIES et al., 484 S. NATO ASI Series G, Ecological Sciences, Vol. 28. Springer-Verlag, Berlin u. Heidelberg 1991, ISBN 3-540-51760-X, DM 288,--.

Den inhaltlichen Schwerpunkt des Advanced Research Workshop (ARW) in Maratea/Italien bilden Beiträge, die die Entwicklung der chemischen Zusammensetzung der Schneedecke behandeln.

Die Tagung ist als die Fortsetzung eines im Jahre 1987 begonnenen interdisziplinären Meinungsaustausches aufzufassen. Damals hatten Vertreter verschiedener Richtungen der Schneedeckenforschung Ergebnisse dargestellt und Erfahrungen ausgetauscht.

Dabei wurde einerseits zwar übereinstimmend die Bedeutung der Schneedecke für die chemische Dynamik von Ökosystemen in gemäßigten, alpinen und polaren Regionen hervorgehoben, andererseits aber

mußten wesentliche Wissenslücken eingestanden werden, eingeschlossen die Mängel in der interdisziplinären Zusammenarbeit. Es war daher eine folgerichtige Empfehlung, die fachliche Kooperation zu verstärken, den Meinungsaustausch fortzusetzen und eine Folgeveranstaltung auszurichten. Neben der Darstellung von Ergebnissen der experimentellen Forschung sollte auf dieser Tagung auch eine kritische Einschätzung der Forschungsmethodik und der Forschungsschwerpunkte sowie eine Beurteilung der theoretischen Grundlagen für die weitere Arbeit vorgenommen werden.

Der vorliegende Tagungsband enthält ausführliche Übersichtsvorträge, in denen das ganze Aufgabenspektrum behandelt wird. Sehr ausführliche Literaturnachweise erhöhen den Wert der Arbeiten, die sich inhaltlich von der Untersuchung chemischer Prozesse bei der Bildung der Schneekristalle in der Atmosphäre (L. A. BARRIE) über das Studium von Veränderungen der chemischen Beschaffenheit der Schneedecke während der Lagerungszeit, einschließlich interner Umwandlungsprozesse der chemischen Bestandteile (s. H. CADLE, J. W. POMEROY u. a., R. C. BALES) bis zur Analyse und Interpretation von Ergebnissen der Firn- und Gletscheruntersuchung (A. NEFFEL, T. P. DAVIES) erstrecken. Insgesamt enthält der Band 21 Arbeiten, davon 7 ausführliche Diskussionsbeiträge und einen zusammenfassenden Tagungsbericht.

Die Schneedecke repräsentiert hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung die über einen längeren Zeitraum integrierte Belastung der Umgebung, beginnend mit der Kristallbildung in der Atmosphäre und endend mit dem Schneedeckenabbau durch Schmelze. Dabei ist jedoch zu beachten, daß Veränderungen der chemischen Zusammensetzung der Schneedecke durch eine Vielzahl von Faktoren, wie z. B. Schmelzprozesse, Windumlagerung oder die Waldbedeckung erfolgen können. Im einzelnen ist der Einfluß der verschiedenen Prozesse noch nicht ausreichend untersucht.

Weiter muß davon ausgegangen werden, daß die chemische Zusammensetzung der Schneedecke nicht allein aus der Summe abgelagerter Partikel resultiert, sondern eine Reihe interner Umwandlungsprozesse ebenfalls eine wichtige Rolle spielen.

Als einfaches Beispiel sollen hierfür die Untersuchungsergebnisse zum Einfluß des Sahara-Staubes auf die Niederschlagschemie der Hochalpenregionen genannt werden. Die löslichen Bestandteile der Staubpartikel können demnach den Säuregehalt der Schneedecke teilweise oder vollständig neutralisieren (F. MAUPETIT).

Das Problem interner Umwandlungspro-

zesse spielt auch in den Beiträgen eine Rolle, die sich paläoklimatologischen Aspekten widmen. Aus der Analyse der Luft-einschlüsse polaren Eises kann auf die Zusammensetzung der Atmosphäre, insbesondere auf Änderungen des CO_2 - bzw. des CH_4 -Anteils in der Vergangenheit, geschlossen werden.

Bei der Interpretation der Meßergebnisse dürfen jedoch die erwähnten Veränderungen der chemischen Zusammensetzung nicht außer acht gelassen werden, weil es ansonsten zu irreführenden Schlußfolgerungen kommen kann.

Erwähnenswert erscheint ebenfalls eine Untersuchung (K. SUZUKI) über den Einfluß urbaner Gebiete (Sapporo/Japan) auf die regionale Verteilung der chemischen Zusammensetzung der Schneedecke. Es werden Zusammenhänge zwischen der örtlich unterschiedlichen Belastung der Atmosphäre, der mittleren Windverteilung und der durch den Stadteinfluß modifizierten Verteilung der Schneedecke abgeleitet und interpretiert.

Die abschließende Einschätzung des erreichten Standes des Problemverständnisses zeigt den für einzelne Bereiche noch erforderlichen Forschungsbedarf. So ist der Mechanismus der Aufnahme von gelösten und festen chemischen Substanzen bei der Bildung von Schnee wohl für einige einfache, nicht aber für die Vielzahl von Kristallformen untersucht worden. Ebenso werden bei der Ablagerung fester Partikel auf der Schneedecke die Ergebnisse des Wärme- und Massentransportes noch zu wenig beachtet.

Desgleichen bestehen Defizite bei der Untersuchung photochemischer Reaktionen, verursacht durch das in die Schneedecke eindringende Sonnenlicht und hinsichtlich der durch die Wasserbewegung in der Schneedecke bewirkten Massenbewegungen.

Um das Verständnis der in der Natur ablaufenden Prozesse zu verbessern, werden Konsequenzen für die Planung und Durchführung künftiger Experimente gefordert (Festlegen von Prioritäten, Berücksichtigung der neuesten Forschungsergebnisse anderer Fachdisziplinen usw.).

M. Rachner

FLIRI, F.: Der Schnee in Nord- und Osttirol 1895-1991. Ein Graphik-Atlas in 2 Bänden. Mit 5944 Graphiken und 163 Tabellen. Innsbruck: Universitätsverlag Wagner, 1992, zus. 1124 S., ISBN 3-7030-0244-1, DM 170,-.

Der Graphik-Atlas über die Schneeverhältnisse Nord- und Osttirols ist ein beredtes Beispiel dafür, welche Fülle an Informationen aus Klimadaten geschöpft werden

kann. Die Art und Weise der Aufbereitung und Darstellung des Materials im vorliegenden Werk läßt dabei dem Nutzer noch weitere Möglichkeiten einer anwendungsspezifischen vertieften räumlich-zeitlichen Interpretation offen. Dem Autor ist bei der Präsentation der Daten nach Auffassung des Unterzeichners ein guter Kompromiß zwischen Informationsverdichtung (Anschaulichkeit) einerseits und Mitteilung von Detailinformation andererseits gelungen. Insgesamt sind die Daten von 80 Orten, vor allem solchen mit langen Meßreihen, bearbeitet worden. Allein 14 davon weisen mehr als 90 Beobachtungsjahre auf.

Der Atlas gliedert sich inhaltlich in zwei Teile. Teil I (Allgemeines und Auswertung) enthält die Register sowie in 9 Kapiteln Erläuterungen u. a. zum Meßnetz, zu den durchschnittlichen und extremen Schneeverhältnissen und zu langjährigen Veränderungen. Für die Darstellung der durchschnittlichen Schneeverhältnisse vom Herbst bis zum Frühjahr wurde eine aussagekräftige Form durch die Kombination graphischer und tabellarischer Informationen gefunden. Ergänzt werden die Darstellungen durch Angaben über Beobachtungslücken und Stationsverlegungen. Ein weiterer Abschnitt ist dem Vorkommen von Schnee in den Sommermonaten gewidmet. Auf vielfältige wirtschaftliche Auswirkungen wird hingewiesen, desgleichen auf die Bedeutung für den Gletscherhaushalt.

Von besonderem praktischem Interesse sind auch die Angaben über extreme interdiurne Zunahmen der Schneehöhe, weil sie geeignet sind, Risikoeinschätzungen vornehmen zu können. Wegen unterschiedlicher Länge der Beobachtungsreihen sind einige Ergebnisse (insbesondere die absoluten Maxima) allerdings nur eingeschränkt vergleichbar. Schließlich werden die Änderungen der Schneeverhältnisse im Zeitraum 1895 bis 1991 untersucht, besonders auch im Hinblick auf den Einfluß möglicher Klimaänderungen. Zwar werden Hinweise gefunden, daß die Winter zuletzt milder, schneearmer und kürzer geworden sind, jedoch wird zugleich darauf verwiesen, daß es ähnliche Situationen auch in früheren Jahrzehnten bereits gegeben hat.

Dennoch bleibt hinzuzufügen, daß Veränderungen im Schneedeckenregime besondere Aufmerksamkeit verdienen, weil die Schneedecke das Ergebnis komplexer Wechselwirkungsprozesse von Niederschlags-, Temperatur- und Strahlungsregime ist. Veränderungen der Schneedeckencharakteristik können somit zugleich Änderungen des Klimaregimes oder einzelner Regimefaktoren ausdrücken.

Der weitaus größere Teil II des Werkes ist der Wiedergabe der Schneedeckenentwick-

lung an den 80 Stationen in den einzelnen Jahren gewidmet. Dabei wird die individuelle Charakteristik eines jeden Winters deutlich. Die Anordnung der graphischen Darstellungen ermöglicht zudem regionale Vergleiche. Die sehr anschauliche Aufbereitung und Verdichtung des Grundmaterials läßt den Atlas zu einem wertvollen Informationsspeicher werden.

Am Schluß bleibt allerdings die Frage offen, warum keine Hinweise zum Wasseräquivalent der Schneedecke gegeben werden. Weil Schneedichte- und Wasseräquivalentbestimmungen im allgemeinen nur an ausgewählten Stationen durchgeführt werden und regelmäßige Erhebungen erst in den letzten Jahrzehnten erfolgen, kann vermutet werden, daß auch im vorliegenden Falle nur begrenztes Material vorliegt. Es ist unbestritten, daß die mitgeteilten Auswertungen und Darstellungen für alle vom Autor genannten Zwecke mit großem Gewinn genutzt werden können, jedoch sei darauf hingewiesen, daß die Quantifizierung der Schneedaten für energie- und wasserwirtschaftliche Zwecke, aber auch für Lastannahmen im Bauwesen unerlässlich ist. Diese kann jedoch nur aus der Kenntnis des in der Schneedecke gebundenen Wasseräquivalents erfolgen. Schneehöhendaten können lediglich sehr eingeschränkt dafür herangezogen werden, weil zwischen Schneehöhe und Wasseräquivalent (bzw. „Schneelast“) keine eindeutigen Beziehungen bestehen (ständige Dichteänderungen u.a. in Abhängigkeit von der Lagerungsdauer). Diese Anmerkungen sollen den mehrfach betonten ausgezeichneten Gesamteindruck des Werkes nicht schmälern. Vielleicht aber können sie dazu anregen, vorhandene Daten so aufzubereiten, daß sie als Orientierungshilfe genutzt werden können.

M. Rachner

GLYNN, P. W. (Ed.): Global ecological consequences of the 1982-83 El Niño - Southern Oscillation. Amsterdam . . . : Elsevier 1990, 563 S. ISBN 0-444-88303-7. Elsevier Oceanography Ser. Vol. 52.

NEWTON, C. W.; HOLOPAINEN, E. O. (Ed.): Extratropical cyclones. The Erik Palmén. Memorial Volume. Boston: AMS 1990, 262 S. ISBN 1-878220-03-9.

Klimaschwankungen, Klimawirkungen. Hrsg. v. d. Humboldt-Universität, Berlin 1990, 98 S. ISBN 3-86004-066-9. Math.-Nat. Manusk. Bd. 2.

O'NEILL, A. (Ed.): Dynamics, transport and photochemistry in the middle atmosphere of the southern hemisphere. Dordrecht . . . : Kluwer 1990, 257 S. ISBN 0-7923-0977-4. NATO ASI Ser. C, Vol. 321.

PAEPE, R. u. a. (Ed.): Greenhouse effect, sea level and drought. Dordrecht . . . : Kluwer 1990, 718 S. ISBN 0-7923-1017-9. NATO ASI Ser. C, Vol. 325.

TARTAGLIA, A. u. a. (Ed.): Induced critical conditions in the atmosphere. Singapore: World Scientific 1990, 280 S. ISBN 981-02-0413-2.

GUZZI, R. u. a. (Ed.): Meteorology and environmental sciences. Singapore: World Scientific 1990, 809 S. ISBN 981-02-0443-4.

HROMADKA, Th. V.; WHITLEY, R. J.: Stochastic integral equations and rainfall-runoff models. Berlin . . . : Springer 1989, 384 S. ISBN 3-540-51086-9.

PRICE-BUGDEN, A. (Ed.): Using meteorological information and products. New York . . . : E. Horwood 1990, 491 S. ISBN 0-13-946914-1.

WOOD, E. F. (Ed.): Land surface-atmosphere interactions for climate modeling. Observations, models and analysis. Dordrecht . . . : Kluwer 1991, 314 S. ISBN 0-7923-1004-7.

SCHLESINGER, M. E. (Ed.): Climate-ocean interaction. Dordrecht . . . : Kluwer 1990, 385 S. ISBN 0-7923-0859-X.

BAER, F. u. a. (Ed.): Climate in human perspective. A tribute to H. E. Landsberg. Dordrecht . . . : Kluwer 1991, 146 S. ISBN 0-7923-1072-1.

FLEMMING, G.: Klima-Umwelt-Mensch. Jena: G. Fischer 1990, 2., überarb. Aufl. 157 S. ISBN 3-334-00347-7. Reihe Umweltforschung.

GLANTZ, M. H. u. a. (Ed.): Teleconnections linking worldwide climate anomalies. Scientific basis and societal impact. Cambridge Univ. Pr. 1991, 535 S. ISBN 0-521-36475-2.

d'ALMEIDA, G. A. u. a.: Atmospheric aerosols. Global climatology and radiative characteristics. Hampton: Deepak 1991, 561 S. ISBN 0-937194-22-0.

SMITH, C. V.; GOUGH, M. C.: Meteorology and grain storage. Genf: WMO 1990, 82 S. ISBN 92-63-12243-1. WMO-Nr. 243. Techn. Note Nr. 101. TP 133 (Rev.).

WMO/UNEP (Hrsg.): Climate change, the IPCC impact assessment. Canberra: Australian Government Publ. Serv. 1990. ISBN 0-644-13497-6.

REES, M. H.: Physics and chemistry of the upper atmosphere. Cambridge University Press 1989, 289 S. ISBN 0-521-32305-3.

Zeitschriften und Schriftenreihen

Chaos, Solitons and Fractals. Applications in science and engineering. Oxford . . . : Pergamon Press, Vol. 1 1991, ISSN 0960-0779.

Global Environmental Change. Human and policy dimensions. Butterworth-Heinemann Ltd. Vol. 1 1990/91, ISSN 0959-3780.

Environmetrics. An international journal for applied statisticians in the field of environmental science. Chichester: Wiley, Vol. 1 1990, ISSN 1180-4009.

Renewable Energy. An international journal. Oxford . . . : Pergamon Press, Vol. 1 1991, ISSN 0960-1481.

Journal of Geophysical Research, Section E, Planets. Nr. E1 1991.

Atmospheric Optics. Engl. Ausgabe der russ. Zeitschrift 'Optika Atmosfery'. Washington: Optical Society of America. ISSN 0235-6880.

Meteorologische Zeitschrift. Vol. I 1992, ISSN 0941-2948. Hrsg.: DMG, ÖGM u. Schweizerische Gesellschaft f. Geophysik. Stuttgart, Bornträger. 6 Hefte i. J. DM 396,-.

Vorausschau Tagungen

European Community Windenergie Konferenz und Ausstellung. Lübeck, 8.-12. März 1993. Informationen: WIP, Sylvensteinstr. 2, 8000 München 70.

100 Jahre Meteorologisches Observatorium Potsdam. 5.-8. Mai 1993. Informationen: Deutscher Wetterdienst, Meteorol. Observatorium Potsdam, Michendorfer Chaussee 23, O-1561 Potsdam.

Geotechnica. Internat. Fachmesse mit Kongreß für Geowissenschaften u. Geotechnik. Köln, 5.-8. Mai 1993. Informationen: KölnMesse, Messeplatz 1, 5000 Köln 21.

16. Internat. Kartographische Konferenz. Köln, 3.-9. Mai 1993. Informationen: AKM Congress Service, Clarastr. 57, CH-4005 Basel.

11. Internat. Kongress 'Laser 93' und 'Laser in der Umwelttechnik'. München, 21.-25. Juni 1993. Informationen: Münchener Messe GmbH, Congress Center, PF 12 10 09, 8000 München 12.

Indoor Air. Helsinki, 4.-8. August 1993. Informationen: Prof. Olli Seppänen, Helsinki University of Technology, SF-02150 Espoo.

2nd International Conference on Flow Regimes from International Experimental and Network Data. Braunschweig, 11.-15. Okt. 1993. Informationen: Prof. Dr. A. Herrmann, Inst. f. Geographie u. Geoökologie d. TU, Langer Kamp 19c, 3300 Braunschweig.

Anschriften (Thema des Heftes)

Dr. Martin DAMERIS
DLR
Institut für Physik der Atmosphäre
W 8031 Wessling

Prof. Dr. Adolf EBEL
Universität zu Köln
Institut für Geophysik und Meteorologie
Albertus-Magnus-Platz
W 5000 Köln 41

Dr. K. M. GREISIGER
Observatorium für Atmosphärenforschung
Schloßstraße 4-6
O 2565 Ostseebad Kühlungsborn

Prof. Dr. Karin LABITZKE, Dr. Ulrike LANGEMATZ
Dipl.-Phys. Christian MARQUARDT,
Dipl.-Met. Barbara NAUJOKAT, Dr. Steven PAWSON,
Dr. Karin PETZOLDT
Freie Universität Berlin
Institut für Meteorologie
Dietrich-Schäfer-Weg 6-10
W 1000 Berlin 41

Dr. Roland A. MADDEN, Dr. Harry van LOON
National Center for Atmospheric Research
P.O. Box 3000
Boulder, Colorado 80307 3000
USA

Prof. Dr. Dirk OFFERMANN, Dr. Hans H. GRAEF
Bergische Universität
Gesamthochschule Wuppertal
Gauss-Straße 20
W 5600 Wuppertal 1

Dr. Ulrich SCHMIDT
KFA Jülich, ICH 3
P.O. Box 1913
W 5170 Jülich

Dr. Eivind V. THRANE
NDRE, Division of Electronics
P.O. Box 25
2007 Kjeller
Norge

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 Äußere Form des Manuskriptes

2.1 Text

Einseitig auf durchnummerierten DIN-A4-Blättern (links 4 cm, oben 2 cm als freier Rand), Maschinenschrift, 1 1/2zeilig, ca. 60 Anschläge/Zeile und 30 Zeilen/Seite.

2.2 Gliederung

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

2.3 Abbildungen, graphische Darstellungen

Kontrastscharfe und reproduktionsfähige

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

2.4 Formeln, Gleichungen

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

2.5 Tabellen

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

2.6 Literaturzitate

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

Literaturverzeichnis:

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

– Zeitschriftenaufsatz:

KURZ, M.: Zum Einfluß diabatischer Prozesse auf die Frontogenese in Bodennähe. Meteorol. Rdsch. 35 (1982) Nr. 1, S. 21-30.

– Buch:

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

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

Manuskriptsendungen werden erbeten an:

Deutscher Wetterdienst
Hauptschriftleitung Promet
Frankfurter Str. 135
6050 Offenbach a. M.
Tel.: 069/80 62 22 72 / Telefax 069/80 62 24 84