

# **INSTITUT FÜR ATMOSPHÄRENPHYSIK e.V.**

an der Universität Rostock

## **Institutsbericht 2000/2001**

Herausgeber:  
Prof. Dr. F.-J. Lübken  
Prof. Dr. G. Schmitz  
Dr. J. Bremer

Redaktion:  
Frau M. Rosenthal  
Frau H. Voß  
Herr F. Buchert

**Anschrift:**

Institut für Atmosphärenphysik e.V.  
an der Universität Rostock  
Schloßstr. 6

Tel.: 038293/68-0  
Fax: 038293/68-50  
URL: <http://www.iap-kborn.de>

Druck: Drucherei Hahn GmbH  
18107 Rostock Elme.  
Steinbecker Weg

Erschienen April 2002

# Inhaltsverzeichnis

Liste der verwendeten Abkürzungen	6
Vorwort	7
Einleitung	9
Bilder aus dem Institutsleben	14
Organisation des IAP	15
Wissenschaftliche Arbeitsschwerpunkte in den Jahren 2000/2001	16
1 Stationen für unsere Lidar-Messungen	20
2 Die Lidar-Systeme am IAP in Kühlungsborn	22
3 ALOMAR: Stand und Weiterentwicklungen	24
4 Lidarmessungen bei Tageslicht	26
5 Untersuchungen der optischen Eigenschaften des troposphärischen Aerosols mittels Raman-Lidar	30
6 Temperaturen in der Mesopausen-Region: Beobachtungen auf Teneriffa (28°N)	33
7 Erste Messungen mit dem mobilen Kalium-Lidar auf Spitzbergen (78°N)	35
8 Meteorologische Raketen und Höhenforschungsraketen	37
9 Das ROMA-Projekt: Die Forschungskampagne in Svalbard	38
10 Das MIDAS - Projekt: Turbulenz in der oberen Mesosphäre	40
11 Beobachtung leuchtender Nachtwolken in 69 °N von 1997 bis 2001	43
12 Depolarisation und horizontale Struktur leuchtender Nachtwolken	45
13 Modellierung von leuchtenden Nachtwolken in der Mesopausenregion	47
14 Mikrophysikalische Modellierung von NLC/PMSE	49
15 Photochemische Modellierung der mittleren Atmosphäre	51
16 PMSE Variationen aus mehrjährigen Radarbeobachtungen in Andenes	53
17 Eigenschaften von PMSE nach gleichzeitigen bodengebundenen und in-situ Beobachtungen in Andenes, Norwegen	55

18	Eigenschaften mesosphärischer Sommerechos in mittleren Breiten	57
19	Temperaturtrends in der Mesosphäre	59
20	Trends in der unteren Thermosphäre aus globalen Ionosondenbeobachtungen	61
21	Variabilität mesosphärischer Windfelder und ihr Zusammenhang zu stratosphärischen Erwärmungen	63
22	Radar Beobachtungen langperiodischer Schwerewellen	65
23	Variabilität der arktischen Tropopausenregion im Winter 2000	67
24	Schwerewellenaktivität über der Flachlandstation Lindenberg nach Radiosondenbeobachtungen	69
25	Jahres- und tageszeitliche Variation der Temperatur der oberen Mesosphäre nach Meteor-Radarbeobachtungen	71
26	Beobachtungen von Meteor-Spuren	73
27	Die Massenzirkulation als dynamische Komponente der Wechselwirkung von Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre	76
28	Energiebilanz der Mesosphäre	79
29	Die Abhängigkeit der effektiven Diffusion in der Stratosphäre von den planetaren Wellen	81
30	Niedrigdimensionale Atmosphärenmodelle als Werkzeug zur Untersuchung von Großwetterlagen und der allgemeinen Komplexität des Klimasystems	83
31	Der Einfluss großskaliger Wellenflüsse auf die Ozonvariabilität	86
32	Zur Lagrangeschen Struktur von Ozonminilöchern und potentieller Wirbelwert-Anomalie in der Nordhemisphäre	88
33	Ein allgemeines Zirkulationsmodell (DNM) der Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre mit einer Parametrisierung der Schwerewellen	90
34	Migrierende und nichtmigrierende Gezeiten in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre: Vergleich zwischen Gezeiten eines allgemeinen Zirkulationsmodells und MF Radar Messungen	92
35	Ein lineares Modell zur Interpretation der thermischen Gezeiten in einem allgemeinen Zirkulationsmodell	94
36	Ein Anregungsmechanismus der Zweitagewelle in der äquatorialen unteren Mesosphäre	96

<b>37 Zum Auftreten von Trägheitsschwerewellen beim Rossbywellenbrechen - Fallstudie der LEWIZ Kampagne</b>	<b>98</b>
<b>38 Wellenabstrahlung durch instabile interne Trägheitsschwerewellen</b>	<b>101</b>
<b>Liste der Drittmittelprojekte</b>	<b>103</b>
<b>Liste der kooperierenden Institutionen und Wissenschaftler</b>	<b>107</b>
<b>Liste der Veröffentlichungen</b>	<b>111</b>
<b>Mitarbeiter des Instituts</b>	<b>120</b>
<b>Mitglieder der Gremien</b>	<b>121</b>
<b>Die Satzung des Vereins „IAP“</b>	<b>122</b>

## Liste der verwendeten Abkürzungen

AFO-2000	Atmosphärenforschung 2000
ALOMAR	Arctic lidar observatory for middle atmosphere research
ALWIN	ALOMAR-Wind-Radar
BLK	Bund- Länderkommission
CARMA	Community aerosol and radiation model for atmospheres
COMMA	Cologne model of the middle atmosphere
CONE	Combined neutral and electron sensor
CTM	Chemie-Transport Modelle
DBS	Doppler beam swinging
DEKLIM	Deutsches Klimaforschungsprogramm
DROPPS	Distribution and role of particles in polar summer
EISCAT	European incoherent scatter scientific association
EOF	Empirical orthogonal function
EZMW	Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage
FCA	Full correlation analysis
GCM	General circulation model
IAP	Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik
KLR	Kosten- Leistungsrechnung
KMCM	Kühlungsborn mechanistic general circulation model
LEWIZ	Letzter Winter im Zwanzigsten Jahrhundert
MEDEC	Mesospheric dynamics, energetics, and chemistry
MIDAS	Middle atmosphere investigation of dynamics and structure
MSE	Mesosphere summer echo
MST	Mesosphere, stratosphere, thermosphere
NAT	Nitric acid trihydrate
NLC	Noctilucent cloud
OSWIN	Ostsee-Wind-Radar
PIP	Principle interaction pattern
PMSE	Polar mesosphere summer echoes
PSC	Polar stratospheric cloud
R/M/R	Rayleigh/Mie/Raman
ROMA	Rocket borne observations of the middle atmosphere
SA	Spaced antenna
SkiYMET	All-sky interferometer-meteor-radar
SPARC	Stratospheric processes and their role in climate
WGL	Wissenschaftsgemeinschaft Gottfried Wilhelm Leibniz

## Vorwort

Dieser Bericht wendet sich in erster Linie an die Zuwendungs- und Drittmittelgeber des IAP<sup>1</sup>, sowie an interessierte Kollegen im In- und Ausland. Er konnte daher leider in Bezug auf Umfang und Stil nicht populär-wissenschaftlich formuliert werden. Wir hoffen dennoch, daß auch interessierte Laien durch diesen Bericht einen Eindruck von den wesentlichen Aspekten des wissenschaftlichen Betätigungsfeldes des IAP gewinnen können. Der Bericht wendet sich auch an Schulen, insbesondere an die naturwissenschaftlich orientierten Leistungskurse.

Im Berichtszeitraum 2000/2001 hat das IAP seine positive Entwicklung der vorangegangenen Jahre fortgeführt und seine Position als wissenschaftliche Einrichtung auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik im internationalen Rahmen ausgebaut und gefestigt. Die unter Federführung des IAP betriebenen Instrumente und meßtechnischen Einrichtungen, sowie die am Institut entwickelten theoretischen Werkzeuge erlauben es den Mitarbeitern des IAP, experimentelle Forschung und Modellierung in internationaler Spitzenstellung zu betreiben. Die experimentell und theoretisch ausgerichteten Aktivitäten des Instituts wurden weiter auf die wissenschaftlichen Schwerpunkte des Instituts fokussiert. Dies hat einigen Kollegen eine erhebliche Neuorientierung ihrer wissenschaftlichen Arbeiten abverlangt. Für die in diesem Zusammenhang demonstrierte Flexibilität und Einsatzbereitschaft möchte ich mich an dieser Stelle bedanken.

Von ausschlaggebender Bedeutung für die nationale und internationale Reputation des IAP sind die Veröffentlichungen von Mitarbeitern des IAP in wissenschaftlichen Fachzeitschriften. Hier ist erfreulicherweise zu berichten, daß in den Jahren 2000 und 2001 insgesamt 87 Aufsätze mit wissenschaftlichen Ergebnissen vom IAP erschienen sind, davon 50 in Zeitschriften mit internationaler Begutachtung (siehe Liste auf Seite 111). Hinzu kamen etwa 120 Vorträge und Poster auf internationalen Fachkonferenzen. Im Berichtszeitraum wurden Veröffentlichungen einer vom IAP maßgeblich mitgestalteten Feldmesskampagne (DROPPS) durch die Abbildung einer PMSE und einer Höhenforschungsrakete auf der Titelseite der internationalen Fachzeitschrift *Geophysical Research Letters* hervorgehoben (Ausgabe Nr. 8 vom 15. April 2001).

Für das IAP, das abseits der großen deutschen Wissenschaftszentren liegt, sind Kontakte zu nationalen und internationalen Wissenschaftlern von besonderer Wichtigkeit. Daher pflegen Mitarbeiter des IAP regen wissenschaftlichen Austausch mit Wissenschaftlern aus bedeutenden nationalen und internationalen Forschungseinrichtungen. Im Berichtszeitraum haben 14 internationale Wissenschaftler längere Zeit am IAP verbracht. Mitarbeiter des IAP haben Forschungszentren auf der ganzen Welt besucht und bestehende Kollaborationen fortgeführt bzw. neue gegründet.

Die bodengebundenen Experimente des IAP wurden im Berichtszeitraum weiter ausgebaut und qualitativ verbessert. Ein besondere Herausforderung bestand dabei in der Modernisierung des MF-Radars in Andenes, sowie in der Verlegung des transportablen Kalium-Lidars von Teneriffa nach Longyearbyen (Spitzbergen). Das ALOMAR-Observatorium spielte für das IAP, wie bereits in den vergangenen Jahren, eine wichtige Rolle. Durch den weiteren technischen Ausbau und die qualitative Verbesserung des dort vorhandenen Instrumentariums wurden neuartige wissenschaftliche Ergebnisse erzielt, die international Beachtung finden. Die im Berichtszeitraum eingeführte Technik der insitu-Messungen mit Höhenforschungsraketen hat sich gut in die Infrastruktur des IAP integriert und bereits erste, vielversprechende Ergebnisse erzielt. Der hierzu erforderliche Ausbau der Infrastruktur des IAP, insbesondere die Errichtung eines neuen Eichlabors und die Installation einer Kalibrieranlage, macht gute Fortschritte.

Am Beginn des Berichtszeitraumes stand ein Ereignis im Vordergrund des Interesses: Die Evaluierung des Instituts durch eine Kommission des Wissenschaftsrates. Die Mitglieder des Instituts haben sich durch zahlreiche Maßnahmen auf diesen Besuch vorbereitet. Es wurde ein ausführlicher Bericht über die wissenschaftliche und organisatorische Struktur des IAP angefertigt und termingerecht abgeliefert, es wurden etwa 50 Poster und 8 Computeranimationen vorbereitet, die Web-Seiten des IAP gründlich überarbeitet, sowie zahlreiche Gespräche auf

---

<sup>1</sup>Eine Liste der Abkürzungen befindet sich auf Seite 6.

verschiedenen Ebenen des Instituts geführt. Die Begehung durch die Kommission des Wissenschaftsrates erfolgte am 2. und 3. März 2000. Im schriftlichen Bericht des Wissenschaftsrates, der am 19. Januar 2001 veröffentlicht wurde, wird die Leistung des IAP positiv beurteilt und die Weiterförderung des Instituts empfohlen. Für das IAP bedeutet dieses erfreuliche Ergebnis eine Bestätigung für die bis dahin geleisteten Arbeiten und eine Ermunterung und Herausforderung für die Zukunft.

Nach den Gründungsjahren sind die wichtigsten Entwicklungen bezüglich der baulichen und instrumentellen Ausstattung des IAP im wesentlichen abgeschlossen. In den nächsten Jahren wird es darum gehen, die Position des IAP im internationalen Vergleich zu festigen und auszubauen. Das wichtigste Kapital des IAP hierfür sind seine Mitarbeiter, ohne die der Erfolg bei den wissenschaftlichen Arbeiten nicht denkbar ist. Als Direktor möchte ich mich ausdrücklich bei denjenigen bedanken, die in den wissenschaftlichen Veröffentlichungen und in den nachfolgenden Beiträgen nicht namentlich genannt sind und die dennoch am Erfolg des IAP wesentlich mitbeteiligt sind. Es handelt sich hierbei um die Damen der Institutsverwaltung (Marion Lange, Angelika Kurreck, Monika Rosenthal, Angelika Ruß, Christa Wendt, Renate Waschow und Jessica Liedtke), die Bibliothekarin (Roswitha Mehl), den Mechaniker (Herrn Wedrich), sowie unseren Hausmeister und Fahrer, Herrn Norbert Meesen, der gleichzeitig mit Herrn Thomas Barth unser „Mann für Alles“ ist. Der Einsatz dieser Damen und Herren für das IAP, der oft genug über das Selbstverständliche hinausgeht, wird hiermit ausdrücklich gewürdigt.

Neben den eingeworbenen Drittmitteln wird das IAP im wesentlichen durch das Land Mecklenburg-Vorpommern und das BMBF finanziell unterstützt. Wir bedanken uns bei diesen Einrichtungen für die Bereitstellung der Mittel und bei den dort für uns zuständigen Referenten, Herrn Dr. M. Dube und Herrn Dr. G. Hahn, für die gute Zusammenarbeit. Den Mitgliedern der Gremien des IAP (Kuratorium, wissenschaftlicher Beirat und Verein) sei für ihre tatkräftige Unterstützung bei der Führung des IAP ebenfalls herzlichst gedankt.

Kühlungsborn, im März 2002

Prof. Dr. Franz-Josef Lübken

— Direktor —

# Einleitung

## *Gründungsgeschichte*

Auf Empfehlung des Wissenschaftsrates wurde am 1. Januar 1992 das „Institut für Atmosphärenphysik an der Universität Rostock e.V.“ gegründet. Seit dem Jahre 1992 gehört das Institut für Atmosphärenphysik (IAP) zu den Forschungseinrichtungen der Blauen Liste. Die Einrichtungen der Blauen Liste sind selbständige Forschungseinrichtungen für die Forschung von überregionaler Bedeutung und gesamtstaatlichem wissenschaftspolitischen Interesse, die auf der Grundlage der Rahmenvereinbarung zwischen Bund und Ländern über die gemeinsame Förderung der Forschung nach Artikel 91b des Grundgesetzes vom 28.11.1975 (Rahmenvereinbarung Forschungsförderung) gefördert werden. Die meisten der „Blaue-Liste-Institute“ wurden 1995 Mitglied der neu gegründeten Wissenschaftsgemeinschaft Blaue Liste (WBL), die sich Ende 1997 in „Wissenschaftsgemeinschaft Gottfried Wilhelm Leibniz“ (WGL) umbenannt hat. Daher trägt unser Institut seit dem 18. Oktober 1999 offiziell den neuen Namen „Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock“.

Anfang 1992 wurde Herr Prof. Dr. Hans Hinzpeter zum Gründungsbeauftragten für das IAP ernannt, und am 1. April 1993 wurde Herr Prof. Dr. Ulf von Zahn zum ersten Direktor des Instituts bestellt. Nachdem Herr Prof. von Zahn die Altersgrenze erreicht hatte, wurde am 1. September 1999 Herr Prof. Dr. Franz-Josef Lübken, vormals am Physikalischen Institut der Universität Bonn tätig, zum neuen Direktor des Instituts bestellt.

## *Rechtsform des IAP*

Das Institut für Atmosphärenphysik wird als eingetragener Verein (e.V.) geführt. Die Vereinsatzung ist ab Seite 122 am Ende des Berichtes beigefügt. Die Organe des Vereins sind: die Mitgliederversammlung, das Kuratorium und der Direktor des Instituts. In allen wissenschaftlichen Angelegenheiten des Instituts werden die Organe durch einen Wissenschaftlichen Beirat beraten. Die Namen der Mitglieder dieser Gremien sind auf Seite 121 am Ende dieses Berichtes aufgeführt. Die Mitgliederversammlung tagte im Berichtszeitraum einmal pro Jahr, das Kuratorium zweimal pro Jahr. Der Wissenschaftliche Beirat tagte im Berichtszeitraum am 24./25. Oktober 2000 und am 6./7. November 2001.

## *Lage und derzeitige bauliche Ausstattung*

Das IAP liegt einige Kilometer südöstlich des Ostseebades Kühlungsborn an der Straße nach Kröpelin und damit Luftlinie 24 km westlich der Hafenstadt Rostock (siehe Bild 1). Seine geographischen Koordinaten sind  $54^{\circ}07'N$ ,  $11^{\circ}46'O$ . Der Institutskomplex besteht aus drei Gebäuden: (1) dem Instituts-Neubau als dem Hauptgebäude, (2) einer Villa, die vor 1933 als Wohnsitz für einen Ziegelei-Unternehmer gebaut wurde, (3) einem separat liegenden Lager-Gebäude. Diese Gebäude bieten Raum für Büros aller Art, moderne Labors für experimentelle Untersuchungen, Bibliothek, großen Versammlungs- und Vortragsraum sowie für benötigte Werkstatt- und Lagerräume. Für die Unterbringung von Gastwissenschaftlern und zur vorübergehenden Unterstützung neu eingestellter IAP-Mitarbeiter besitzt das Institut ferner 2 Gästeapartements im Ort Kühlungsborn.

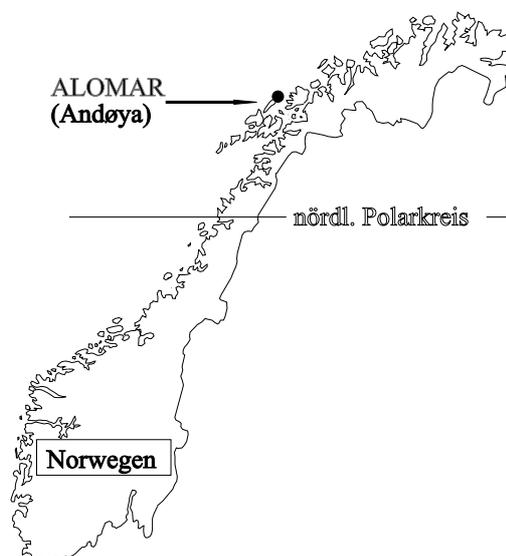
Das IAP besitzt eine eigene Außenstation am nördlichen Rande des kleinen Ortes Juliusruh an der Ostküste der In-



**Bild 1** Geographische Lage der Gelände des IAP in Kühlungsborn und Juliusruh.

sel Rügen (siehe Bild 1). Ihre geographischen Koordinaten sind 54°38'N, 13°24'O. Auf dieser Außenstation befinden sich ein kombiniertes Wohn- und Laborgebäude, ein 3-MHz-Radar, eine Ionosonde und ein Meteorradar. Weitere, kleinere geophysikalische Meßgeräte sind auf dem Gebäude, dem Gelände und dem Ionosondenmast montiert.

Zur Erfüllung seiner Forschungsaufgaben beteiligt sich das IAP ferner intensiv am Betrieb eines geophysikalischen Observatoriums - genannt ALOMAR - am Rande der Arktis, genauer gesagt in Nordnorwegen auf der Insel Andøya (geographische Koordinaten: 69°17'N, 16°01'O, d. h. 2 Grad nördlich des Polarkreises, Bild 2). Im Jahre 1993/94 wurde dort von norwegischen Forschungsinstitutionen dieses moderne Observatoriumsgebäude für das Studium vielfältiger atmosphärenphysikalischer Prozesse errichtet. Der Vorteil dieses Standortes liegt u. a. darin, daß er in unmittelbarer Nähe zum Startplatz für Höhenforschungsraketen „Andøya Rocket Range“ liegt, wodurch der koordinierte Einsatz von bodengebundenen und raketentragenen Messmethoden ermöglicht wird. Die in dem Observatorium und seiner unmittelbaren Umgebung installierten Instrumente werden durch verschiedene internationale Forschungseinrichtungen beigelegt, wobei das IAP an einigen wichtigen Instrumenten als Betreiber und wissenschaftlicher Nutzer maßgeblich beteiligt ist. Im einzelnen handelt es sich hierbei um ein Rayleigh/Mie/Raman-Lidar, ein Natrium-Resonanzlidar, ein VHF-Radar, ein MF-Radar und eine Ionosonde. Hierdurch bietet sich den Wissenschaftlern des IAP die Möglichkeit zum Studium der arktischen Atmosphäre mit modernen experimentellen Methoden.



**Bild 2** Geographische Lage des ALOMAR-Observatoriums auf der Insel Andøya in Nordnorwegen.

Neben den Messungen an den etablierten Standorten Kühlungsborn, Juliusruh und ALOMAR wurde das mobile Kalium-Lidar im Berichtszeitraum von niedrigen Breiten (Teneriffa, 28°N) in sehr hohe polare Breiten (Longyearbyen, 78°N) transportiert, wo es im Sommer 2001 zum ersten Mal überhaupt Temperaturmessungen in der Kaliumschicht (etwa 90 bis 110 km) durchgeführt hat.

### **Zahl der Mitarbeiter**

Ende Dezember 2001 waren am IAP insgesamt 60 Mitarbeiter tätig. Von diesen sind 27 Wissenschaftler, 10 technische Angestellte, 6 Verwaltungskräfte, 4 Arbeiter, 1 Auszubildende und 12 mit der Abfassung von Diplom- und Doktorarbeiten beschäftigte Studenten. Zur Vergütung dieser Mitarbeiter standen dem IAP im Berichtszeitraum 32 Planstellen, annex-Mittel und eingeworbene Drittmittel zur Verfügung.

### **Generelle Arbeitsmittel**

Als generelle Arbeitsmittel standen den Mitarbeitern des IAP Ende 2001 zur Verfügung: eine effiziente Ausstattung an eigenen Rechnern und Zugang zu auswärtigen Großrechnern für die numerische Modellierung atmosphärischer Prozesse, 2 Rayleigh/Mie/Raman-Lidars, 1 transportables Kalium-Lidar, 2 stationäre Metallatom-Lidars, 2 VHF-Radars, 2 MF-Radars, 1 Meteorwind-Radar, 1 Vakuumpumpstand für Tests und Kalibrierung von Instrumenten auf Höhenforschungsraketen, 1 Bodenstation für Radiosonden- und Ozonsonden-Aufstiege, 1 UV/VIS Doppelmonochromator, 1 Ionosonde und 2 Meßstrecken für Phasenhöhenmessungen. Art und Umfang der

mit unseren eigenen Instrumenten gewonnenen Beobachtungen werden durch vielfältige Kooperationen mit deutschen und internationalen Forschungseinrichtungen noch deutlich erweitert.

### ***Sonstige infrastrukturelle Maßnahmen***

Bezüglich der Infrastruktur des IAP war der Ausbau des ehemaligen Lagers („Kalthalle“) zum Eichlabor für die Höhenforschungsraketen zuzüglich neuer Labor- und Büroräume eine wesentlicher Schritt zur Etablierung der am IAP neu geschaffenen experimentellen Untersuchungen mit Hilfe von Höhenforschungsraketen. Im Berichtszeitraum wurde der Umbau fertiggestellt und zum ersten Mal Sensoren für den Einsatz auf Raketen am Institut gefertigt und getestet. Diese Sensoren wurden im Sommer 2001 auf zwei Raketenflügen erfolgreich eingesetzt. Die neue Kalibrieranlage wird im Frühjahr 2002 installiert.

Neben dem Umbau der Kalthalle zum Eichlabor wurden im Berichtszeitraum bauliche Maßnahmen zum Erhalt der Lagerhalle und zur Renovierung der Villa abgeschlossen. Außerdem wurde das MF-Radar auf Andøya grundlegend überholt und erneuert, was großen Arbeitseinsatz von Wissenschaftlern und Technikern des IAP erforderte. Dieses Radar ermöglicht uns in Kürze zum ersten Mal überhaupt, Turbulenzmessungen mit Radars und mit Höhenforschungsraketen gleichzeitig und am gleichen Ort durchzuführen.

Im Berichtszeitraum wurde das neue wissenschaftliche Rahmenprogramm des IAP von der Institutsleitung erarbeitet und nach Diskussionen mit den Wissenschaftlern des IAP, sowie mit dem Kuratorium und dem wissenschaftlichen Beirat verabschiedet. Mit Schreiben vom 18. Januar 2002 wurde das Rahmenprogramm vom Wissenschaftlichen Beirat angenommen. Damit sind die in den nächsten Jahren zu bearbeitenden wissenschaftlichen Schwerpunkte klar definiert.

Im Berichtszeitraum wurde am Institut die „Matrixstruktur“ eingeführt, d. h., neben der Abteilungsstruktur wurden abteilungsübergreifende Arbeitsgruppen gebildet, die sich mit einer bestimmten wissenschaftlichen Thematik beschäftigen. Es wurden zunächst drei Arbeitsgruppen gebildet, die von jungen Nachwuchswissenschaftlern aus dem IAP geleitet werden. Es haben erste Planungstreffen stattgefunden auf denen ersichtlich wurde, daß die Bündelung der Expertisen aus verschiedenen Abteilungen signifikante Fortschritte bei den behandelten Themen verspricht.

Die Bund/Länder-Kommission (BLK) hat beschlossen, daß in allen WGL-Instituten die als „Kosten/Leistungs-Rechnung“ (KLR) bezeichnete betriebswirtschaftliche Organisationsform einzuführen ist. Das IAP hat sich dieser Herausforderung gestellt und konkrete Maßnahmen zur Realisierung der KLR eingeleitet, bzw. bereits durchgeführt. Diese Arbeiten fanden bisher schwerpunktmäßig in der Verwaltung statt. Entsprechend den Vorgaben des BLK wird die KLR bis Ende nächsten Jahres „im Wirkbetrieb“ sein.

### ***Rechentechnik***

(F. Buchert, Th. Linow, J. Schacht)

Der Ausbau der rechentechnischen Infrastruktur des IAP wurde im Berichtszeitraum kontinuierlich fortgesetzt. Die *Zahl der Computer* und der steigende Bedarf an Netzwerkgeschwindigkeit am IAP machte eine völlige Neustrukturierung des lokalen Netzwerkes (LAN) am IAP erforderlich. Das Institut verfügt seitdem über zwei zentrale LAN-Knoten. Der Knoten in der Villa versorgt die vorhandenen Server mit einer Datenrate von 1 Gbit/s und andere Rechner am IAP an 48 Anschlüssen mit jeweils 100 Mbit/s. Der zweite Knoten im Hauptgebäude verfügt über 144 Anschlüsse mit je 100 Mbit/s, sowie über mehrere Anschlüsse mit 1 Gbit/s für Serveranbindungen. Beide LAN-Knoten sind mit einer Datenrate von 4 Gbit/s miteinander verbunden. Das IAP ist über das Deutsche Forschungsnetz (DFN) an das Internet angeschlossen. Im Berichtszeitraum wurde die maximale Datenrate von 4 auf 34 Mbit/s erhöht.

Ein weiterer Schwerpunkt lag in der Installation von Sicherheitstechnik, die es unbefugten Benutzern („Hackern“) nahezu unmöglich macht, die rechentechnische Infrastruktur des IAP zu gefährden oder zu schädigen. Es wurde eine sogenannte „Firewall“ und ein zentraler Virenschutz

installiert. Die Firewall besteht im wesentlichen aus einer speziellen Software zur Regelung und Sicherung des Datenaustausches zwischen dem IAP und außerhalb gelegenen Stellen.

Im Berichtszeitraum wurde ein Skalarrechnersystem mit mehreren Prozessoren angeschafft. Hierdurch sollen die z. Zt. noch dezentral bereitgestellten Workstations, die den Anforderungen bezüglich Rechenleistung und Speicherplatz nicht mehr genügen, größtenteils ersetzt werden. Es wurde ein Hewlett-Packard Serversystem mit 8 CPUs, 8 Gbyte Hauptspeicher, sowie 100 GByte Plattenplatz angeschafft.

Durch die Verbesserung der rechentechnischen Infrastruktur am IAP (LAN und Rechnersysteme), sowie durch die ständige Zunahme der Menge wissenschaftlicher Daten wuchs auch der Bedarf an Kapazität bei der Speicherung von Daten. Das vorhandene Datenspeichersystem des IAP („Fileserver“) wurde deshalb durch die Erweiterung der Anzahl der Stellplätze für die Magnetbandkassetten erhöht.

### ***Zusammenarbeit mit der Universität Rostock***

Die Zusammenarbeit zwischen IAP und der Universität Rostock verläuft auf mehreren Ebenen: der Direktor des IAP ist gleichzeitig C4-Professor an der Universität Rostock; insgesamt drei Hochschullehrer des IAP halten zur Ausbildung von Physikern und Ingenieuren an der Universität Rostock Vorlesungen und führen Seminare durch. Die Doktoranden des IAP nehmen an einem Graduiertenkolleg des Physikalischen Instituts teil und halten dort Vorträge über ihre wissenschaftlichen Arbeiten. Fachliche Anknüpfungspunkte ergeben sich insbesondere in der Experimentalphysik auf dem Gebiet von Laser-Anwendungen, in der theoretischen Physik bei der Modellierung atmosphärischer Prozesse und in den Ingenieurwissenschaften bei der Entwicklung und Nutzung von Radargeräten. Für diese Fachrichtungen bietet das IAP den Studenten der Universität Rostock Betreuung und Arbeitsmöglichkeiten für die Durchführung von Beleg-, Diplom- und Doktorarbeiten. Von dieser Möglichkeit machen die Studenten bereits regen Gebrauch. Im Instituts-Neubau wurde auch die Möglichkeit geschaffen, Versuche des physikalischen Praktikums der Universität Rostock im IAP durchzuführen. Außerdem haben mehrere Studenten die Möglichkeit wahrgenommen, am IAP an einem „summer student program“ teilzunehmen. Durch diese Maßnahmen wird u. a. das Hineinwachsen junger Wissenschaftler in das IAP gefördert. Als administrativer Rahmen für diese vielschichtige Kooperation zwischen dem IAP und der Universität Rostock dient eine „Vereinbarung über die Zusammenarbeit zwischen der Universität Rostock und dem Institut für Atmosphärenphysik“, zuletzt ergänzt am 13. Juli 1999.

### ***Drittmittelprojekte***

Laut seiner Vereins-Satzung ist es dem IAP gestattet, einen Teil seiner Forschungsarbeiten durch das Einwerben von Drittmitteln zu finanzieren. Wie die folgenden Kapitel und die Liste der Drittmittelprojekte ab Seite 103 zeigen, war das IAP hierbei erfreulich erfolgreich.

Drittmittel konnten im Berichtszeitraum von der Deutschen Forschungsgemeinschaft, dem Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie, dem Ministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur Mecklenburg-Vorpommern, dem Bundesministerium der Verteidigung, der Deutschen Agentur für Raumfahrtangelegenheiten, der Europäischen Gemeinschaft und der NATO eingeworben werden.

### ***Nationale und internationale Kooperationen***

Enge Kooperationsbeziehungen bestehen auf nationaler Ebene mit 9 Universitäten, 2 Max-Planck-Instituten, 2 DLR-Instituten, 1 WGL-Institut und dem Deutschen Klima-Rechenzentrum. Auf internationaler Ebene bestehen Kooperationen mit 41 ausländischen Forschungsinstitutionen. Einzelheiten zu diesen Kooperationspartnern sind am Ende des Berichtes ab Seite 107 zu finden.

Für eine vertiefte Analyse und Interpretation der am IAP gewonnenen Daten werden folgende aus Kooperationen stammende Datensätze hinzugenommen: Temperaturprofile der Mesopausenregion der Colorado State University, Lidardaten der Universität Bonn, LF-Driftmessungen des Observatoriums Collm, Daten des MF-Radars von Saskatoon und des EISCAT-Radars, Raketensondierungsdaten des Norwegian Defence Research Establishment in Kjeller, sowie Daten des NASA-Satelliten UARS und Ergebnisse des globalen MLT-Radarnetzes. Die theoretischen Arbeiten und die Datenanalysen stützen sich auf die ECMWF-Analysen, NCEP-*Analysen*, UKMO-*Analysen* und die TOMS-Ozondaten.

Praktisch alle diese Arbeiten sind in nationale und internationale Forschungsprogramme eingebunden. Zu den wichtigsten zählen: das Klimaforschungsprogramm und das AFO-2000 Programm des BMBF, DFG Schwerpunktprogramme, EG-Environment Program, ALOMAR, BMFT/NASA Projekt CRISTA, die Satelliten-Missionen UARS und TIMED, die Projekte „Mesosphere Lower Thermosphere Coupling Study“ (MLTCS) und „Remote Sensing of the Middle Atmosphere from the Ground and Space“ des Solar-Terrestrial Energy Programs.

### ***Konferenzen am IAP***

Im Berichtszeitraum haben eine Reihe von Arbeitstreffen am IAP stattgefunden, u. a. zu den Projekten MEDEC und ROMA. Darüberhinaus wurde damit begonnen, eine Reihe von Konferenzen am IAP zu organisieren. Allein im Jahr 2002 werden am IAP eine nationale und zwei internationale Tagungen stattfinden. Neben dem wissenschaftlichen Austausch soll hierdurch eine Festigung der Rolle des IAP im internationalen Umfeld auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik erreicht werden.

## Bilder aus dem Institutsleben

### *Legende zu den Bildern aus dem Institutsleben auf den nächsten beiden Seiten:*

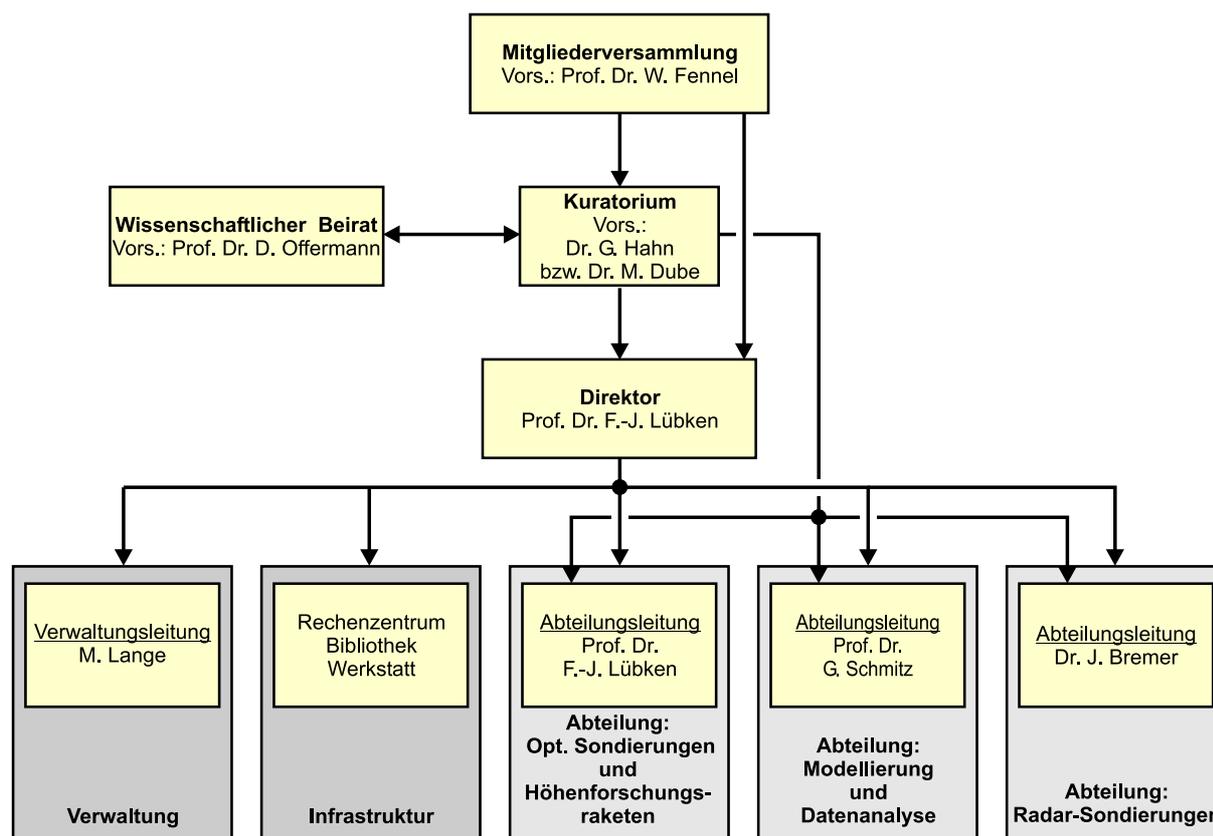
- Bild 1 Die sogenannte „Villa“ des IAP in Kühlungsborn mit renoviertem Dach. In diesem Gebäude befinden sich u. a. die Rechentechnik, das Langwellenausbreitungs-Experiment, eine Wohnung für den Hausmeister, eine kleine Gästewohnung, Bibliotheks-Archiv, etc.
- Bild 2 Aufbau des neuen MF-Radars in Saura auf der nordnorwegischen Insel Andøya, ca. 20 km Luftlinie von ALOMAR und der Andøya Rocket Range entfernt. Das Radar arbeitet bei einer Frequenz von 3,17 MHz und hat eine Ausdehnung von 1 km mal 1 km. Die ersten Messungen sollen im Sommer 2002 erfolgen.
- Bild 3 Der wissenschaftliche Beirat des IAP bei seinem Besuch am 24./25. Oktober 2001. Von links nach rechts: Prof. Dr. A. Ebel, Prof. Dr. D. Offermann, Prof. Dr. E. Thrane, RD Dr. M. Dube (Gast), Prof. Dr. H. Fischer (Vorsitzender), Dr. J. Röttger, Dr. P. Köpke, Prof. Dr. F.-J. Lübken (Gast). Auf dem Foto fehlen: Prof. Dr. G. Brasseur, Prof. Dr. K. Labitzke, Prof. Dr. L. Wöste und Prof. Dr. H. von Storch.
- Bild 4 Zwei Laserstrahlen des ALOMAR-Observatoriums, 2° nördlich des Polarkreises in der Nähe der norwegischen Stadt Andenes gelegen. In dem Observatorium betreibt das IAP in Zusammenarbeit mit anderen Institutionen leistungsfähige Lidars, die im Bericht 3 ab Seite 24 beschrieben.
- Bild 5 Die optische Bank des Rayleigh/Mie/Raman-Lidars im ALOMAR-Observatoriums. Details sind im Bericht 3 beschrieben.
- Bild 6 Das CONE-Instrument zur Messung von Neutralgasdichten auf einer Höhenforschungsrakete. Man erkennt den Sensor, montiert auf einem Flansch (Durchmesser: 178 mm), die Haube zum Schutz vor Verunreinigungen vor der Messung, die Nutzlastsektion mit der CONE-Elektronik (links) und den Nutzlastzylinder (oben rechts). Die drei Stäbe neben dem Flansch („Löffel“) schützen den empfindlichen Sensor beim Abziehen der Schutzhaube während des Fluges. Erste Ergebnisse vom CONE-Sensor sind im Bericht Nummer 10 dargestellt.
- Bild 7 Das CONE-Team mit der MIDAS-Nutzlast auf der Startrampe der Andøya Rocket Range in Nordnorwegen. Die Nutzlast enthält zum ersten Mal einen CONE-Sensor, der am IAP gebaut wurde. Von links: A. Müllemann (Doktorand), Dr. M. Rapp, Dr. T. Blix (FFI, Kjeller, Norwegen), Prof. F.-J. Lübken.
- Bild 8 Die Andøya Rocket Range in der Nähe von Andenes (69°N,16°O). Im Vordergrund erkennt man den zentralen Gebäudekomplex mit Labors, Kontrollturm, Seminarräumen, Gästewohnungen etc. Die Startrampen befinden sich links im Bild. Die Straße verbindet die beiden Orte Andenes (rechts) und Bleik (links), beide nicht im Bild.
- Bild 9 Der Container des Kalium-Lidars in der Nähe der Stadt Longyearbyen (78°N) auf der Insel Spitzbergen. Dieses Lidar befindet sich seit Mai 2001 an diesem Standort und hat bereits erste Ergebnisse produziert (siehe Berichte 7 auf den Seiten 35)
- Bild 10 Zwei Gäste des IAP auf dem Weg zur Arbeit: Frau J. Liu aus Peking und Herr Dr. J. S. Chen aus Taiwan.

Weitere Abbildungen zu den am IAP und seinen Außenstationen verwendeten Einrichtungen und Instrumenten befinden sich in den nachfolgenden Einzelberichten.

## Organisation des IAP (Stand: 31. 12. 2001)

Das IAP verfügt über eine Abteilungsstruktur mit abteilungsübergreifenden Forschungsschwerpunkten. Die Abteilungen heißen „Optische Sondierungen und Höhenforschungsraketen“, „Radar-Sondierungen“ sowie „Modellierung und Datenanalyse“. Darüber hinaus gibt es abteilungsübergreifende Arbeitsgruppen („Matrix-Struktur“), in denen spezielle Themen aus den Forschungsschwerpunkten des IAP bearbeitet werden. Diese Arbeitsgruppen werden für einen Zeitraum von einigen Jahre gebildet und von Nachwuchswissenschaftlern des IAP geleitet.

### Organigramm des Leibniz-Institutes für Atmosphärenphysik e.V. (Stand vom 31. 12. 2001)



## Wissenschaftliche Arbeitsschwerpunkte in den Jahren 2000/2001

Das IAP arbeitet auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik, wobei der Schwerpunkt der Arbeitsrichtung des IAP bei der Erforschung der Atmosphäre zwischen 10 und 100 km liegt. Hierbei werden die dynamischen Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Schichten der Atmosphäre besonders berücksichtigt. Ferner soll festgestellt werden, ob und in welchem Maße Erscheinungen in der Mesosphäre zur frühzeitigen Warnung von Klimaänderungen genutzt werden können. Am IAP werden zwei Schwerpunkte bearbeitet:

- Erforschung der Mesosphäre
- Kopplung der atmosphärischen Schichten

Hinzu kommen zusätzliche wichtige Arbeitsfelder, die ab Seite 19 beschrieben werden. Die im folgenden angegebenen Nummern beziehen sich auf die Berichte aus den Forschungsvorhaben, welche im weiteren Verlauf dieses Institutsberichtes ab Seite 20 im Detail vorgestellt werden.

### *Erforschung der Mesosphäre*

Die Höhenschicht von etwa 50 bis 100 km wird in verschiedenen geographischen Breiten experimentell mit Hilfe von Lidars, Radars und Höhenforschungsraketen untersucht, wobei der Schwerpunkt auf der thermischen und dynamischen Struktur der Mesopausenregion liegt. Darüber hinaus werden Modellrechnungen unterschiedlicher Komplexität durchgeführt. Ziel dieser Arbeiten ist es, das lückenhafte Verständnis über die grundlegenden physikalischen Prozesse zu verbessern und die Bedeutung dieser Höhenschicht für das Gesamtsystem „Erdatmosphäre“ zu klären. Innerhalb dieses Schwerpunktes werden folgende Themen bearbeitet:

#### ***Thermische und dynamische Struktur der Mesosphäre (Nr. 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8, 9, 10, 15, 21, 25, 27, 28, 33)***

Es wird das thermische und dynamische Verhalten der mittleren Atmosphäre in mittleren und polaren Breiten auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen studiert. Die Untersuchungen konzentrieren sich auf Temperatur- und Windmessungen mit Lidars, Raketen und Radars. Außerdem werden turbulente Strukturen in der polaren Mesosphäre und unteren Thermosphäre mit Hilfe von insitu-Messungen auf Raketen erforscht. Bodengebundene Messungen mit Lidars und/oder Radars werden an den Standorten Kühlungsborn, Juliusruh, Teneriffa, Andenes (Nordnorwegen) und Longyearbyen (Spitzbergen) durchgeführt. Hinzu kommen raketentragene Untersuchungen in Andenes und Longyearbyen. Die Messungen des IAP fließen in numerische Modelle der Dynamik, Chemie und Energiebilanz der Mesopausenregion ein.

#### ***NLC und PMSE (Nr. 3, 7, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 16, 17, 18, 19)***

Das IAP widmet sich besonders den geschichteten Phänomenen in der oberen Mesosphäre, wie den „leuchtenden Nachtwolken“ (NLCs) und den „polar mesosphere summer echos“ (PMSE). Hierbei geht es insbesondere um die Charakterisierung der Morphologie dieser Schichten, sowie um ein Verständnis der Zusammensetzung und Bildung der Aerosolteilchen, einschließlich der geophysikalischen Randbedingungen, die für die Erzeugung von NLC und PMSE von Bedeutung sind (Temperatur, Turbulenz, etc.). Das Interesse an NLC und PMSE liegt darin begründet, daß sie die besonderen thermischen und dynamischen Eigenschaften der sommerlichen Mesopause in mittleren und polaren Breiten widerspiegeln. Neben experimentellen Untersuchungen mit Lidars, Radars und raketentragenen Instrumenten werden Modellrechnungen unterschiedlicher Komplexität zum tieferen Verständnis dieser Phänomene durchgeführt, z.B. mit dem allgemeinen Modell COMMA/IAP und dem Aerosolmodell CARMA.

### ***Trends in der mittleren Atmosphäre (Nr. 19, 20, 31)***

Die Untersuchung langfristiger Änderungen der Atmosphäre erfolgt sowohl aus grundlagenwissenschaftlichem als auch aus umweltpolitischem Interesse. Dabei sind nicht nur die bodennahen Schichten der Erdatmosphäre von Interesse, in denen kleine Trends wegen der großen natürlichen Variabilität der Atmosphäre nur schwer nachweisbar sind, sondern vor allem die mittlere Atmosphäre, in der Trendanalysen leichter möglich sind, da die hier beobachteten langfristigen Temperaturänderungen in mittleren Breiten erheblich größer sind und sich von der natürlichen Variabilität deutlicher abheben als in Bodennähe. Im Gegensatz hierzu haben raketenge tragene Messungen in polaren Breiten überraschenderweise keinen Temperaturtrend gezeigt. Es werden die am IAP durchgeführten, langzeitigen Beobachtungsreihen (Reflexionshöhenmessungen im Langwellenbereich, Radar-Windbeobachtungen und Ionosondenmessungen) sowie Temperaturmessungen in der polaren Mesosphäre im Hinblick auf Trends in der oberen Atmosphäre untersucht. Mitarbeiter des IAP beschäftigen sich in diesem Zusammenhang auch mit den physikalischen Prozessen, die zu der beobachteten Häufigkeitszunahme von NLCs führen. Die Beobachtungen werden begleitet von Untersuchungen mit einem mechanistischen Modell, womit die möglichen Ursachen für die große Diskrepanz zwischen dem beobachteten und dem modellierten Temperaturtrend in der Mesosphäre aufgespürt werden sollen.

### **Kopplung der atmosphärischen Schichten**

Das Forschungsgebiet der Wechselwirkung von Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre dient einem verbesserten Systemverständnis der Atmosphäre. Es geht darum, die gegenseitige Abhängigkeit von Troposphäre und mittlerer Atmosphäre zu erkennen. Die Interpretation der langfristigen Veränderungen der mittleren Atmosphäre erfordert speziell eine bessere Kenntnis der natürlichen Variabilität der Stratosphäre und Mesosphäre in Abhängigkeit von der Troposphäre. Diese Arbeiten erfolgen auf der Grundlage von Modellrechnungen und im Vergleich mit lokalen und globalen Daten. Innerhalb dieses Schwerpunktes werden folgende Themen bearbeitet:

### ***Physik und Dynamik der meridionalen Zirkulation (Nr. 27, 28, 31, 33)***

Durch die mittlere meridionale, vertikale Zirkulation erfolgt eine Wechselwirkung der Höhengebiete Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre. Diese Zirkulationszellen bestimmen ganz wesentlich die Temperatur und die Spurengasverteilungen in den jeweiligen Höhenschichten.

Es werden Untersuchungen durchgeführt, um die mittlere Struktur und Veränderlichkeit dieser globalen Zirkulationszellen in Abhängigkeit von den Anregungs-, Ausbreitungs- und Brechungseigenschaften der planetaren Wellen und internen Schwerewellen quantitativ zu verstehen. Grundlage der Untersuchungen bildet ein bis 100 km Höhe ausgedehntes allgemeines Zirkulationsmodell (GCM), das die komplexe Wechselwirkung der unterschiedlichen Wellen berücksichtigt. Weiter wurde ein mechanistisches Zirkulationsmodell (KMCM) bis in das Höhengebiet der unteren Mesosphäre ausgedehnt, um einzelne Wellenprozesse in ihrer Wirkung auf die atmosphärische Zirkulation ganz allgemein und auf die Energiebilanz der Mesosphäre im einzelnen zu verstehen. Eine neue und energetisch konsistente Parametrisierung von "Turbulenz" und "Schwerewellen" wurde erarbeitet und für winterliche Bedingungen in Beziehung zu globalen Analysen und mit Messungen des IAP diskutiert. Diese prozessorientierten und mechanistischen Zirkulationsexperimente tragen bei zum Verständnis der Niederfrequenzvariabilität der Zirkulation von der Troposphäre bis zur Mesosphäre.

### ***Kopplung durch Wellen (Nr. 3, 6, 8, 14 22, 24, 25, 28, 33, 34, 35, 36, 37, 38)***

Die atmosphärischen Wellen mit sehr unterschiedlichen charakteristischen räumlichen und zeitlichen Skalen (Rossby-Wellen, Kelvin-Wellen, Gezeiten, interne Schwerewellen) werden in der unteren Atmosphäre angeregt, breiten sich vertikal aus und dissipieren in unterschiedlichen Höhengebieten. Die Wellen sind damit ein wesentliches Element im Kopplungsprozess der Schichten, der besonders aus der Sicht der internen Schwerewellen und der Wechselwirkung mit den größeren Skalen nur in Ansätzen verstanden ist.

Dieses Thema wird sowohl mit Analysen der Beobachtungen als auch mit konzeptionellen Modellen und einem GCM bearbeitet. So werden charakteristische Wellenparameter der Gezeiten und Schwerewellen mit den im Schwerpunkt "Mesosphäre" erläuterten Lidar-, Radar- und Raketennmessungen bestimmt. Spezielle Experimente mit Radiosonden werden durchgeführt, um einen Anregungsprozess der Schwerewellen im einzelnen zu verstehen. Ein allgemeines Zirkulationsmodell wird eingesetzt zur Interpretation der IAP-Gezeitenmessung und anderer Messstationen. Ein lineares Gezeitenmodell wurde entwickelt, um die Physik der Anregung und Ausbreitung im einzelnen zu verstehen. Darüber hinaus wurden theoretische Vorstellungen zum Brechungsvorgang interner Schwerewellen und zu den in der unteren Mesosphäre beobachteten planetaren Wellen entwickelt.

### ***Spurengasverteilungen - Dynamische und chemische Komponente (Nr. 15, 23, 29, 31, 32)***

Die Verteilung der strahlungsaktiven Spurengase in den unterschiedlichen Höhengebieten ist indirekt über den Strahlungstransport eine Komponente der Kopplung der Höhenschichten. Diese Verteilungen sind, unterschiedlich in den einzelnen Höhen, stark bestimmt durch den mittleren Transport und durch die "turbulente" Mischung. Die dynamischen Kopplungsmechanismen zwischen den Höhen wirken damit auf die Spurengasverteilungen und induzieren einen Kopplungsprozess. Dieser Prozess ist in Einzelheiten nicht verstanden. So wurde ein 2D-Zirkulations- und Transportmodell mit komplexer O<sub>3</sub>-Chemie entwickelt, um die dynamische Komponente in der Ozonvariabilität und im Ozontrend zu bestimmen. Der Mischungsprozess in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre wurde in Abhängigkeit von den planetarischen Wellenstörungen untersucht und die dynamische Struktur des Phänomens "Ozonminilöcher" wird angegeben.

Bestimmte Spurengase, insbesondere Wasserdampf, spielen bei der Interpretation von NLCs und PMSEs eine wichtige Rolle. Die chemischen Prozesse, die bei der globalen Verteilung der Spurengase bis in die untere Thermosphäre eine Rolle spielen, werden in einem Modell untersucht.

### ***Gezeiten und Schwerewellen von der Troposphäre bis zur oberen Mesosphäre (Nr. 3, 6, 8, 14 22, 24, 25, 28, 33, 34, 35, 37, 38)***

Mit Hilfe von Metallresonanz- und Rayleigh-Lidars vermessen Mitarbeiter des IAP die thermische Struktur von der Troposphäre bis zur unteren Thermosphäre in verschiedenen Breiten, aus denen Gezeiten und Schwerewellenparameter abgeleitet werden. Hinzu kommen NLC-Messungen mit einem Rayleigh/Mie-Lidar, die ebenfalls Gezeitenstrukturen aufweisen, sowie die auf der Grundlage von Radarmessungen in mittleren und polaren Breiten abgeleiteten Gezeiten und Schwerewellen im Windfeld. Außerdem werden Informationen über Schwerewellen aus Radiosondenaufstiegen abgeleitet. Diese Beobachtungen werden mit Hilfe verschiedener Modelle interpretiert. Die Ansätze zur Schwerewellenparametrisierung werden im Rahmen von mechanistischen Modellen in ihrer Wirkung auf die Zirkulation der Mesosphäre untersucht. Darüber hinaus wurde ein komplexes allgemeines Zirkulationsmodell bis in die obere Mesosphäre weiterentwickelt und wird nun dafür eingesetzt, um den Einfluss der troposphärischen Wärmequellen und deren Variabilität auf die Gezeiten zu bestimmen. Ziel dieser Untersuchungen ist es, die

Kopplung der Atmosphärenschichten durch die Gezeiten und Schwerewellen zu analysieren.

### **Zusätzliche wichtige Arbeitsfelder am IAP**

Neben den oben aufgeführten Forschungsschwerpunkten werden die im folgenden vorgestellten wichtigen Arbeitsgebiete am IAP bearbeitet.

#### ***Metallatomschichten in 80 bis 110 km Höhe (Nr. 1, 2, 7, 26)***

Mit Hilfe von drei Metallresonanz-Lidars werden Metallatome untersucht, die vermutlich bei der Verdampfung von Meteoroiden beim Eintritt in die Erdatmosphäre freigesetzt werden. Die drei Lidars können wahlweise, je nach verwendeter Wellenlänge, für Beobachtungen der Elemente Na, K, Fe und Ca, sowie des Ca-Ions eingesetzt werden. Nachdem das IAP Klimatologien und fundierte chemische Modelle der Kalium- und Calcium-Schichten erstellt hat, sind Fragen nach den Quellen der Metallatome in den Vordergrund gerückt. In diesem Zusammenhang werden seit Ende 1999 auch Messungen mit einem Meteorradar von Juliusruh aus durchgeführt.

#### ***Aerosole in der Troposphäre (Nr. 5)***

Im Mittelpunkt des Forschungsinteresses steht die Untersuchung von Aerosolschichten in der Troposphäre, d. h. ihrer höhenabhängigen Häufigkeit und ihrer Eigenschaften in Abhängigkeit von großräumigen Windsystemen. Die Aerosole werden charakterisiert im Hinblick auf Typen, Dichten, Größenverteilung, Phasenzustand, Schichtaufbau etc.. Die Ergebnisse dieser Arbeiten werden auch bei der Analyse der Lidardaten von NLCs verwendet.

#### ***Reduzierte Modelle (Nr. 30)***

Zur Einschätzung der Ergebnisse komplexer Zirkulationsmodelle werden Grundlagen und Methoden erarbeitet, um mit möglichst wenigen Freiheitsgraden komplexe Systeme zu beschreiben. Mit den auf diese Weise "reduzierten" Modellen werden Daten interpretiert und grundlegende Zusammenhänge des Systems aufgedeckt. Ein vorläufiger Abschluss der Arbeiten ist erreicht.

#### ***Methodenentwicklung (Nr. 1, 2, 3, 4, 8, 10, 25)***

Zur Ableitung verlässlicher atmosphärischer Messgrößen aus bodengebundenen Radar- und Lidarverfahren werden die Meß- und Auswertemethoden ständig weiterentwickelt. Zur weiteren qualitativen Verbesserung der mittels Metallresonanz-Lidars gewonnenen Temperaturprofile und als Basis für einen mobilen Lidar wird die Einsatzfähigkeit bei Tageslicht entwickelt. Hierzu gehören u. a. besonders schmalbandige spektrale Filter im Nachweiszweig, sowie Teleskope mit kleinem Sichtfeld, dessen Überlapp mit dem Laserstrahl durch geeignete Regelungstechnik gewährleistet sein muß.

Der Einsatz des raketentragenen CONE-Sensors, der am IAP gebaut wird, erfordert die Einrichtung entsprechender Test- und Kalibriereinrichtungen. Außerdem wird für ein zukünftiges Projekt an der Entwicklung eines neuen Detektors für den Nachweis von kleinen Aerosolteilchen in der Mesosphäre gearbeitet. Diese „Rauchteilchen“ bilden vermutlich die Nukleationskeime für die Entstehung von NLC und PMSE.

Zur Erhöhung der Zuverlässigkeit der mit Radarexperimenten gewonnenen Meßgrößen befassen sich Mitarbeiter des IAP mit der Weiterentwicklung der eingesetzten Meß- und Auswertemethoden (Stichwort: Interferometrie). Darüberhinaus wird die MF-Radaranlage auf Andenes wesentlich vergrößert, um mit einem sehr viel kleineren Sende- und Empfangsstrahl zum ersten Mal in diesen Breiten Messungen von turbulenten Parametern durchführen zu können.

# 1 Stationen für unsere Lidar-Messungen

(M. Alpers, G. von Cossart, M. Eixmann, J. Fiedler, C. Fricke-Begemann, M. Gerding, J. Höffner, T. Köpnick, F.-J. Lübken, J. Oldag, J. Schneider, U. von Zahn)

Um das Verhalten der Atmosphäre in polaren Breiten mit dem in mittleren und niedrigen Breiten vergleichen zu können, führen wir Lidar-Messungen an drei festen Stationen und gelegentlich auf einer mobilen Station durch. Es handelt sich um folgende Messplätze:

Auf **69° nördlicher Breite** liegt das ALOMAR-Observatorium (Abb. 1.1). Das IAP ist stark am Betrieb und der weiteren Entwicklung des ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman Lidars (siehe Abb. 1.2) beteiligt. Unsere Partner bei diesem Instrument sind die Universität Bonn, der Service d'Aeronomie du CNRS (Frankreich), Hovemere Ltd., Hayes, Kent (U.K.) und die Andøya Rocket Range, Andenes (Norwegen). Beobachtungs-Modus: Ganzjährig.



**Abb. 1.1** Das ALOMAR-Observatorium, in Nord-Norwegen auf der Insel Andøya nahe dem Ort Andenes gelegen (2° nördlich des Polarkreises). Höhe: 379 m über dem Meeresspiegel.



**Abb. 1.2** Die beiden Empfangsteleskope des ALOMAR RMR Lidars mit Spiegeln von 1,8 m Durchmesser.

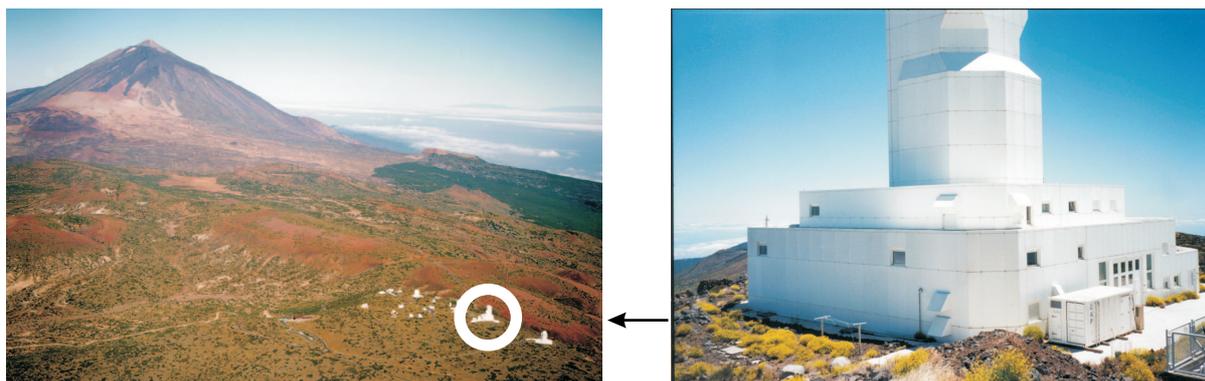
Auf **54° nördlicher Breite** liegt das Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik (Abb. 1.3). Folgende Instrumente stehen der Abteilung „Optische Sondierungen und Höhenforschungsraketen“ am IAP für Beobachtungen zur Verfügung: drei Metallatom-Resonanzstreuungs-Lidars (K-Lidar der 2. Generation und ein Zwillings-Lidar für je zwei der Elemente Ca, Ca<sup>+</sup>, Fe oder Na);



**Abb. 1.3** Links: Neubau des IAP, hier zu sehen mit dem „Lidar-Flügel“ (nach links in Richtung Wald). In der Mitte des Lidar-Flügels befindet sich die Halle mit den Teleskopen. Rechts: Die 8 Empfangsteleskope im Instituts-Neubau mit eingeschalteten Laserstrahlen: grün der des Rayleigh-Lidars, orange der des Natrium-Lidars und blau der des Calcium-Lidars.

ein Rayleigh/Mie/Raman-Lidar mit drei Wellenlängen (siehe Abb. 1.3); eine bildverstärkte CCD-Kamera für Video-Aufnahmen von Sternschnuppen; ein Doppelmonochromator für absolute Strahlungsmessungen; eine Ballonsondenstation für Radio- und Ozonsonden.

Auf **28° nördlicher Breite** liegt das Observatorio del Teide auf der Insel Teneriffa (Spanien) nahe der Station Izaña. Unser Lidar-Container benutzte dort in den Jahren 1999 und 2000 die Infra-Struktur des Vakuum-Turm-Teleskops „VTT“ des Kiepenheuer-Instituts für Sonnenphysik (Freiburg). Höhe: 2390 m über dem Meeresspiegel. Instrumente: Ein Kalium-Resonanzstreuungs-Lidar der 1. Generation (transportabel). Eine bildverstärkte CCD-Kamera für Video-Aufnahmen von Sternschnuppen. Beobachtungs-Modus: Kampagnen von 2 bis 6 Wochen.



**Abb. 1.4** Links: ein Teil des Geländes des Observatorio del Teide mit dem Vulkan Teide (3700 m hoch) im Hintergrund. Im weißen Kreis sieht man das Vakuum-Turm-Teleskop, an dessen Fuß unser K-Lidar steht. Rechts: Der Container mit dem K-Lidar des IAP am Fuß des Vakuum-Turm-Teleskops.

Im Polarmeer auf **78° nördlicher Breite** liegt Spitzbergen, dort befindet sich das transportable Kalium-Lidar seit Mai 2001 auf dem Plateau-Berg bei Longyearbyen (Höhe: 460 m), angeschlossen an die SvalSat-Satelliten-Station. Gemeinsam mit den Höhenforschungsraketen, dem Sousy- und dem Eiscat-Radar kann dort die polare Atmosphäre im Kampagnen-Betrieb beobachtet werden.



**Abb. 1.5** Der Container mit dem K-Lidar im arktischen Sommer. Im Hintergrund sieht man die Kuppeln der Satellitenantennen der SvalSat-Station.



**Abb. 1.6** Ein Blick in den Container, vollgestopft mit der notwendigen Technik. Auf dem Tisch ist die gesamte Sendeeinheit mit dem Alexandrit-Laser aufgebaut.

## 2 Die Lidar-Systeme am IAP in Kühlungsborn

(M. Alpers, R. Eixmann, C. Fricke-Begemann, J. Höffner, T. Köpnick, K. Möller, J. Oldag, J. Schneider, U. von Zahn)

Am IAP in Kühlungsborn benutzen wir Lidar-Instrumente für die Fernmessung von (a) Temperaturprofilen, (b) Aerosolen und Wolkenteilchen und (c) Metallatomen in Meteor-Spuren und in den ständigen Metallatom-Schichten in 80 bis 110 km Höhe. (a) Für Temperaturmessungen stehen ein transportables Kalium-Lidar und ein Rayleigh/Mie/Raman-Lidar zur Verfügung. Ferner wird seit 1999 am IAP ein Kalium-Lidar der 2. Generation stationär aufgebaut. (b) Messungen an Aerosolen und Wolkenteilchen werden primär mit dem Rayleigh/Mie/Raman-Lidar durchgeführt. Für die Messung der Größenverteilung der Wolkenteilchen in leuchtenden Nachtwolken werden zusätzlich die Metallatom-Lidars hinzugenommen. (c) Für die Untersuchung der Metallatomschichten und Meteorspuren werden die Kalium-Lidars und zwei durchstimmbare Farbstoff-Laser-Systeme eingesetzt. Auf diese Weise können gleichzeitig bis zu drei Elemente aus der Gruppe K, Na, Fe, Ca und  $\text{Ca}^+$  gemessen werden. Im Februar 1999 wurde der zu diesem Zeitpunkt 19 Jahre alte Excimer-Pumplaser durch ein neues leistungsfähigeres Gerät ersetzt. Dadurch konnte u.a. die Pulsfolge von 15 auf 30 Hz und die Pulsenergien der Farbstofflaser deutlich erhöht werden. Die wichtigsten Parameter der in den Lidars eingesetzten Laser sind in Tab. 2.1 zusammengestellt.

Lasermedium		Multimetall-Lidar-System						RMR-Lidar		
		Farbstoff				XeCl <sup>1</sup>	Alex.	Nd:YAG		
Wellenlänge	[nm]	372	393	423	589	308	770	355	532	1064
spektr. Breite	[pm]	0,5	0,5	0,5	0,5	1000	<0,04	0,4	0,4	0,4
Pulsenergie	[mJ]	17	20	30	40	900	200	200	450	500
Pulsdauer	[ns]	25	25	25	25	25	250	10	13	18
Wiederholrate	[Hz]	30	30	30	30	30	30	30	30	30

**Tab. 2.1** Technische Parameter der verwendeten Laser in Kühlungsborn. <sup>1</sup>Der XeCl-Excimerlaser dient ausschließlich als Pumplaser und strahlt nicht direkt in die Atmosphäre.

Unsere diversen Kühlungsborner Lidars sind in den vergangenen Jahren zu einem komplexen System bezüglich der optischen Empfangszweige, der Steuerungselektronik und der eingesetzten Kontroll- und Analyse-Software zusammengewachsen. Eine Übersicht der Lidar-Systeme zeigt Abb. 2.1. Dort sind in der unteren Reihe die drei Sendeeinheiten mit den verschiedenen Lasersystemen dargestellt, darüber befinden sich außen die beiden Nachweiszweige mit je einem typischen Rohdatenprofil und in der Mitte das gemeinsame Empfangsteleskop. Dieses wurde 1998 auf acht Einzelspiegel (je 50 cm Durchmesser) erweitert, deren Empfangsfläche nach Bedarf flexibel zwischen den einzelnen Lidarsystemen aufgeteilt werden kann und außerdem ein gemeinsames Probenvolumen aller Lidars garantiert. Das Multimetall-Lidar-System setzt sich aus den beiden Farbstofflaser-Systemen mit dem gemeinsamen Pumplaser (links) und dem Alexandritlaser (Mitte) zusammen, die zudem über einen gemeinsamen Nachweiszweig und eine gemeinsame Elektronik verfügen, so dass die Messungen jederzeit synchron erfolgen. Der Detektor des K-Temperaturlidars wurde im Laufe des Jahres 2001 mit einem FADOF-Tageslichtfilter ausgestattet (s. Kap. 4).

Es sei angemerkt, dass das transportable Kalium-Lidar 1999-2000 während dreier Feldkampagnen auf der Insel Teneriffa bei 28°N betrieben wurde und seitdem auf der Insel Spitzbergen (78°N) im Polarmeer im Einsatz ist. Über dort gewonnene wissenschaftliche Ergebnisse berichten wir in Kap. 6 und 7. Über wissenschaftliche Ergebnisse, die mit dem Rayleigh/Mie/Raman-Lidar in Kühlungsborn erzielt wurden, wird in Kap. 5 und über wissenschaftliche Ergebnisse zu den Meteor-Spuren in Kap. 26 berichtet.

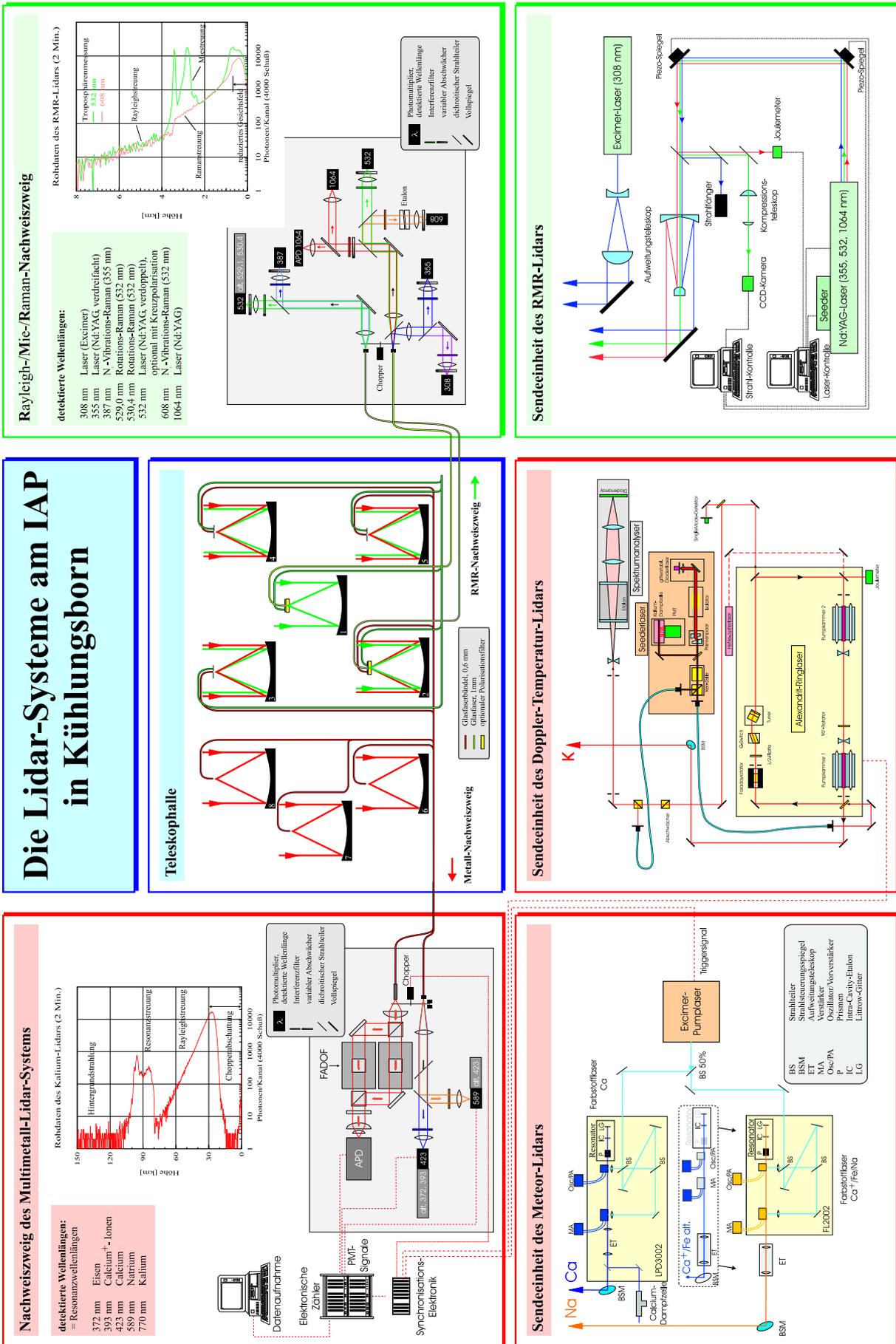


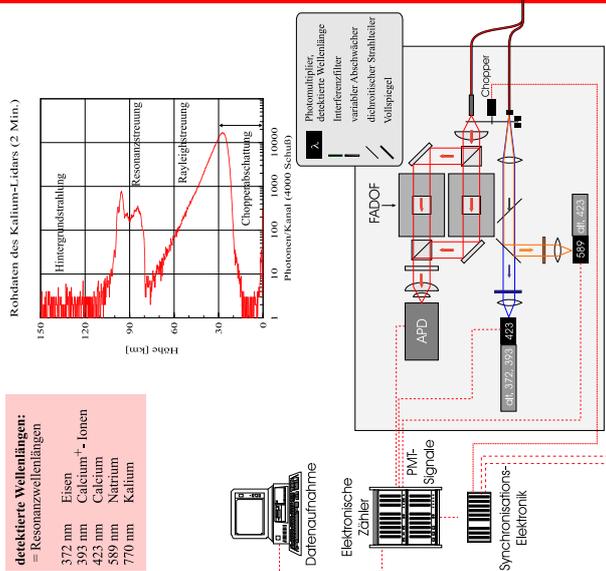
Abb. 2.1 Übersicht über die Lidar-Systeme in Kühlungsborn

# Die Lidar-Systeme am IAP in Kühlungsborn

**Nachweiszwang des Multimetal-Lidar-Systems**

detektierte Wellenlängen:  
= Resonanzwellenlängen

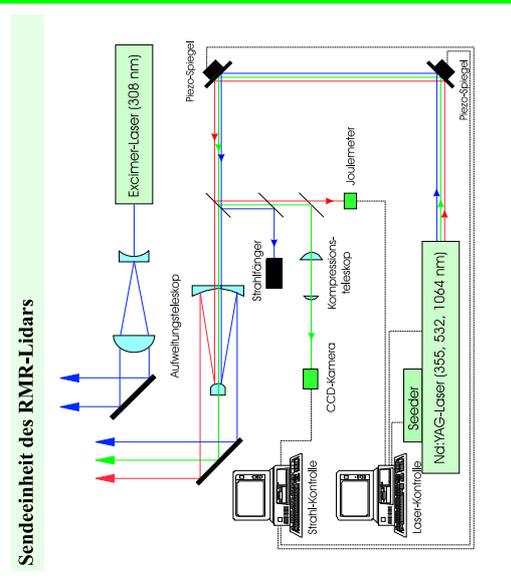
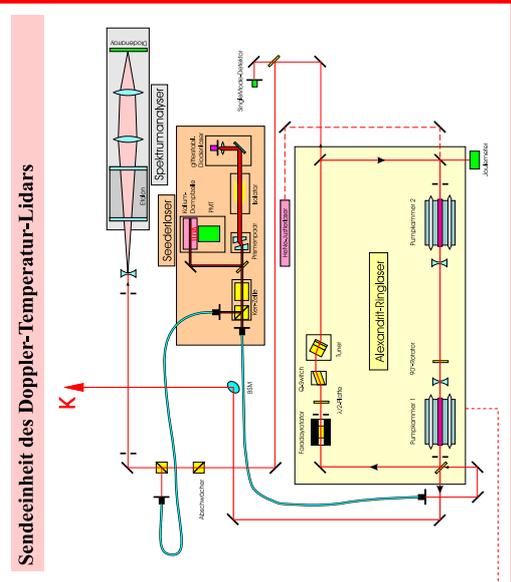
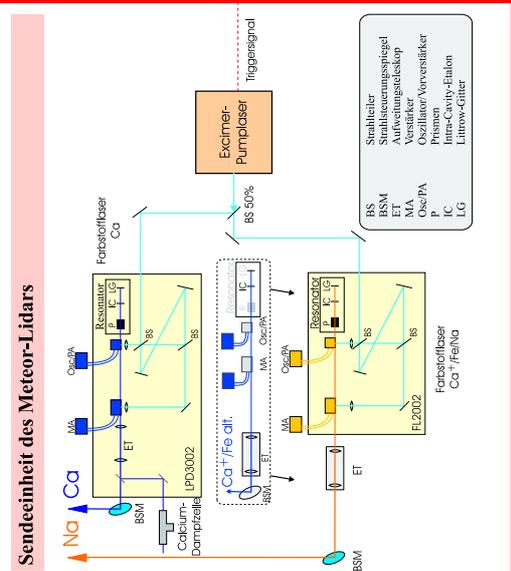
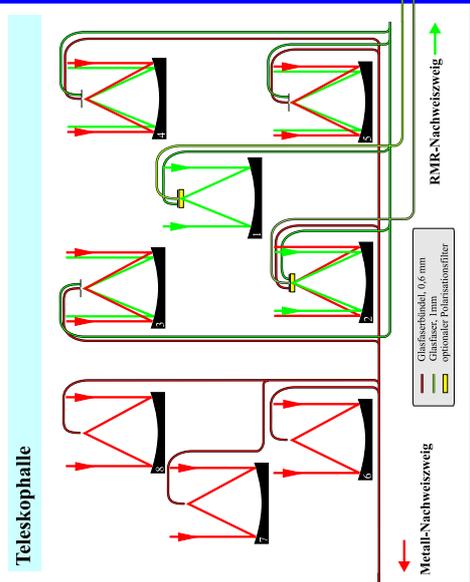
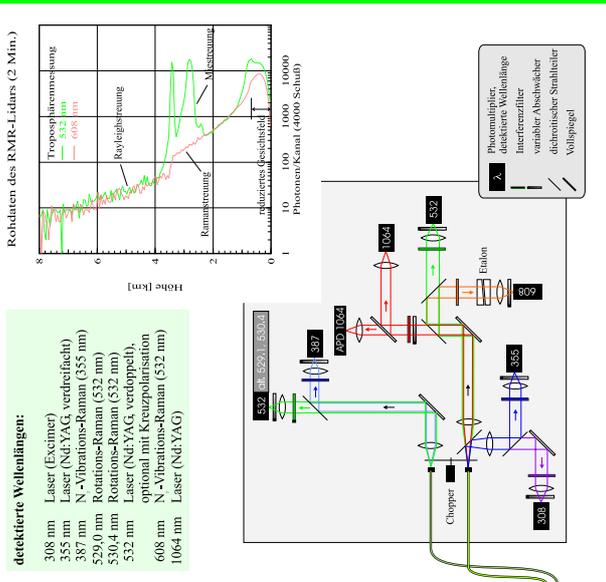
- 372 nm Eisen
- 393 nm Calcium<sup>+</sup>-Ionen
- 423 nm Calcium
- 589 nm Natrium
- 770 nm Kalium



**Rayleigh-/Mic-/Raman-Nachweiszwang**

detektierte Wellenlängen:

- 308 nm Laser (Excimer)
- 353 nm Laser (Nd:YAG, verdreifacht)
- 387 nm N<sup>+</sup>-Vibrations-Raman (535 nm)
- 529,0 nm Rotations-Raman (532 nm)
- 530,4 nm Rotations-Raman (532 nm)
- 532 nm Laser (Nd:YAG, verdreifacht)
- 608 nm N<sup>+</sup>-Vibrations-Raman (532 nm) optional mit K-Szrumpolisation
- 1064 nm Laser (Nd:YAG)

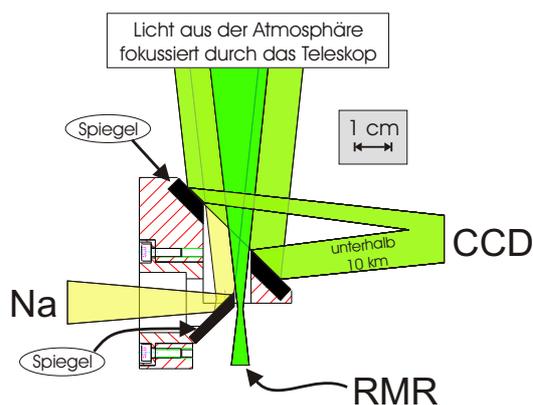


### 3 ALOMAR: Stand und Weiterentwicklungen

(A. Schöch, G. Baumgarten, G. v. Cossart, J. Fiedler, U. v. Zahn)

Das internationale ALOMAR-Observatorium auf der Insel Andøya (69°N, 16°O) in Nord-Norwegen besteht seit 1994 und beherbergt eine einzigartige Vielfalt von Instrumenten zur Untersuchung der mittleren Atmosphäre. Eines der Hauptinstrumente ist das ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman (RMR) Lidar, das unter Beteiligung des Physikalischen Instituts der Universität Bonn (Deutschland), des Service d'Aéronomie du C.N.R.S. (Verrières, Frankreich), der Firma Hovemere Ltd. (Bromley Kent, Großbritannien) und des IAP Kühlungsborn gebaut wurde und 1995 den Betrieb aufnahm.

Das RMR-Lidar ist ein Doppelsystem aus zwei Leistungslasern, die kurze Lichtpulse (10 ns) der Wellenlängen 1064 nm (IR), 532 nm (VIS) und 355 nm (UV) in die Atmosphäre emittieren. Das in der Atmosphäre rückgestreute Licht wird mit zwei großen Teleskopen (Spiegeldurchmesser 1,8 m) aufgefangen und mit hochempfindlichen Photomultipliern nachgewiesen. Das RMR-Lidar ist für den Höhenbereich zwischen 20 km und 100 km ausgelegt und ermöglicht die Messung von Luftdichteprofilen über den gesamten Höhenbereich. Die gemessenen Dichteprofile werden dann in Temperaturprofile umgerechnet. Zusätzlich können Aerosole und Wolkenteilchen in der Atmosphäre nachgewiesen werden, so dass die Beobachtung von PSCs in der Stratosphäre und NLCs in der Mesosphäre möglich ist.



**Abb. 3.1:** Schematische Darstellung der Strahlentrennung in der Fokalbox.

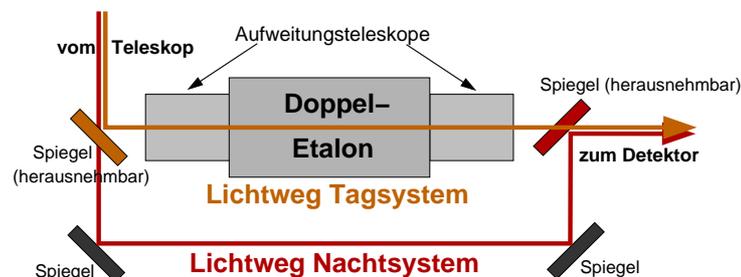
siert. Durch diese Auskopplung wird das Messsignal aus größeren Höhen nicht beeinflusst und das digitalisierte Bild der CCD-Kamera kann in einer Regelschleife dazu benutzt werden, den Laserstrahl automatisch im Gesichtsfeld des Teleskops zu halten und so die thermische Dejustierung des Systems auszugleichen. Dadurch kann sich der Operator auf anspruchsvolle Messprogramme konzentrieren (z.B. Doppel-Lidar und Depolarisationsmessungen). Gleichzeitig wird Signalstärke und Qualität verbessert, weil der Laserstrahl stets vollständig im Gesichtsfeld des Teleskops ist. Insbesondere bei langen Messungen oder schwierigen Wetterbedingungen ist dies eine große Hilfe für den Messbetrieb.

- **CCD-Kamera** : Das Licht aus den untersten Kilometern ist in der Fokalbox defokussiert. Es wird rund um den zentralen Strahl ausgekoppelt und auf eine CCD-Kamera fokussiert.
- **RMR-Zweig** : Der RMR-Zweig besitzt einen motorisierten Polarisationswürfel, der in den Strahlengang gefahren werden kann. Durch gleichzeitige Messung des depolarisierten Signalanteils und des Gesamtsignals (mit zwei Teleskopen) oder durch abwechselnde Messung des parallel bzw. senkrecht zur Polarisationsebene des Lasers rückgestreuten Lichts kann der Depolarisationsgrad des Signals bestimmt werden. Dadurch lassen sich Aussagen über die Teilchenform der Partikel in PSCs und NLCs machen (Baumgarten, 2001, siehe auch Kap. 12).
- **Na-Zweig** : Seit Sommer 2000 gibt es ein neues Na-Lidar der Arbeitsgruppe von Prof. Joe She (Colorado State University, Fort Collins, USA) auf dem ALOMAR-Observatorium. Mit diesem werden durch Resonanzstreuung bei 589 nm in der Na-Schicht zwischen 80 km

und 110 km Temperaturen gemessen. Dieses Instrument benutzt ebenfalls die großen Teleskope als Empfangszweig. Der Auskoppelspiegel für das Na-Lidar sitzt leicht versetzt zum RMR-Zweig. Dies führt dazu, dass das effektive Gesichtsfeld etwas gekippt zu dem des RMR-Lidars ist. Dadurch wird es möglich, dass das RMR-Lidar und das Na-Lidar dieselben Teleskope benutzen und gleichzeitig messen, ohne dass sich die beiden Instrumente gegenseitig beeinflussen.

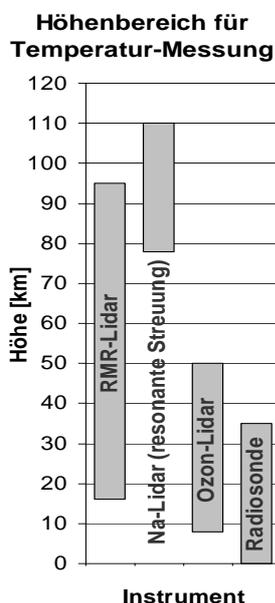
Ein weiterer Meilenstein für das RMR-Lidar war der Umbau der optischen Bank im Herbst 2001. Es wurden viele Elemente erneuert und auf kinematische Halter gesetzt, so dass sie seither ohne Verlust der Justierung aus- und eingebaut werden können. Am wichtigsten ist dies für die Spiegel rund um die schmalbandigen Doppel-Etalons,

die zur Blockung des Sonnenuntergrunds bei Tageslichtmessungen benutzt werden. Bei Nachtmessungen, wenn das Untergrundsignal um einige Größenordnungen kleiner als am Tag ist, sind solche schmalbandigen Filter nicht notwendig und führen zu einem unerwünschten Signalverlust. Seit dem Umbau kann innerhalb von 10 min zwischen Tag- und Nachtsystem gewechselt werden, so dass bei gutem Wetter durchgehende Messungen möglich sind (tagsüber mit Etalons und nachts ohne). Ein Beispiel für eine solche Messung des ALOMAR RMR-Lidars findet sich in Kap. 4 (Abbildung 4). Durchgehende Messungen, wie sie nach dem Umbau der optischen Bank in Zukunft noch öfter möglich sein werden, sind besonders wichtig für eine Analyse der Tageszeitabhängigkeit z.B. von NLCs (siehe Kap. 11) oder der Schwerwellenaktivität (Schöch, 2001).



**Abb. 3.2:** Schematische Darstellung von Tag- und Nachtsystemkonfiguration der Etalons im UV- und VIS-Zweig.

Zusätzlich wurde während der letzten beiden Jahre ein neuer Seeder-Laser zur Wellenlängenstabilisierung aufgebaut, der weitere Windmessungen möglich machen wird. Auch wurden ein neues Messsystem zur Temperaturüberwachung der Teleskope und Web-Cams in der Teleskophalle eingebaut, um die Fernwartung des Systems von Kühlungsborn aus zu erleichtern. Der Austausch diverser Steuerrechner und Programme gegen neuere und leistungsfähigere Hard- und Software trägt dazu bei, die bisher erreichte Stabilität und Zuverlässigkeit des Gesamtsystems (von Zahn et. al., 2000) weiter auszubauen. Mehr zur Tageslichtfähigkeit von Lidars generell und dem ALOMAR RMR-Lidar im Besonderen findet sich in Kap. 4.



**Abb. 3.3:** Höhenbereiche für Temperaturmessungen mit verschiedenen Lidars und Radiosonden.

erwartete Zusammenhang zwischen Wellenaktivität in der mittleren Atmosphäre und der Mesopausentemperatur erstmals experimentell untersuchen lassen.

## 4 Lidarmessungen bei Tageslicht

(M. Alpers, G. Baumgarten, G. von Cossart, C. Fricke-Begemann, J. Höffner, A. Schöch)

Viele Lidargeräte der mittleren Atmosphäre sind wegen des am Tage extrem hellen Hintergrundlichtes im Lidarsichtfeld auf Nachtmessungen beschränkt. Für die meisten Untersuchungen sind jedoch längere Messdauern (über 24 Std.) und Messungen zu allen Tageszeiten wünschenswert. Dazu ist es notwendig, wie auch generell für Messungen in polaren Breiten im Sommer, die Fähigkeit zu Beobachtungen bei Tageslicht zu erreichen. Die Ausdehnung der Lidarmessungen auf den Bereich des Tageslichtes ist die wichtigste Herausforderung an das Lidarmessverfahren in den nächsten Jahren. Bei Lidarmessungen in oberer Stratosphäre und Mesosphäre werden nur sehr geringe Signalstärken erreicht, so dass empfindliche Detektoren zur Erfassung einzelner Photonen verwendet werden müssen. Die zum Laserpuls nicht zeitlich korrelierte und damit höhenunabhängige, Hintergrundzählrate der Messung wird im wesentlichen durch in der Atmosphäre gestreutes Sonnenlicht verursacht. Während bei Dunkelheit die Verwendung von Interferenzfiltern mit spektralen Breiten von 0.3-1.0 nm ausreicht um ein gutes Verhältnis von Signal und Untergrund zu erzielen, sind am Tage spektral viel schmalbandigere Filter aufgrund der mehrere millionenfach höheren Himmelshelligkeit notwendig. Nach einer Vorunterdrückung des Hintergrundlichtes mittels Interferenzfilter kommen zwei Techniken zum Erreichen einer geringeren spektralen Bandbreite in Frage:

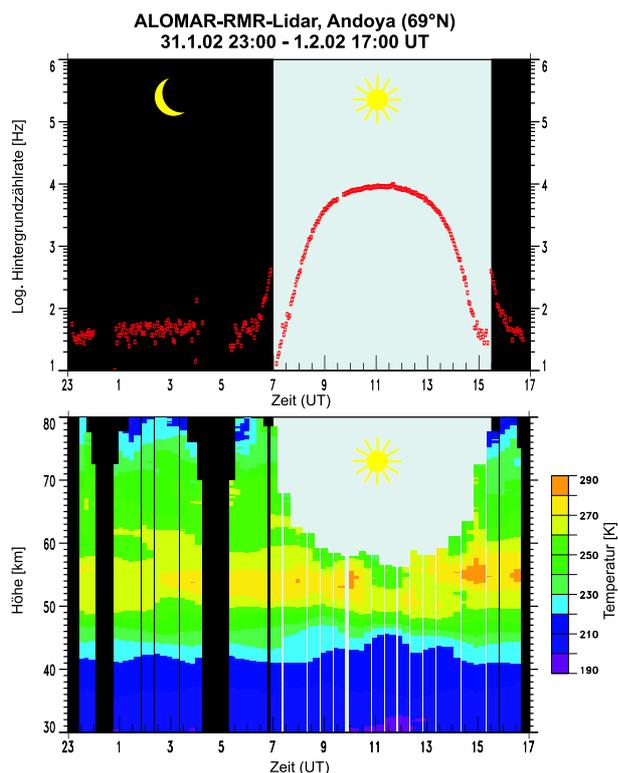
1. Interferometer (Fabry-Perot-Etalon): Ein Etalon ist aus zwei verspiegelten planparallelen Platten aufgebaut, so dass es zu Vielstrahlinterferenz kommt. Die Transmission ist von dem Verhältnis des Plattenabstandes zur Wellenlänge bestimmt und wird durch die Airy-Funktion beschrieben. Der freie spektrale Bereich (FSR) ist so groß, dass nur ein Maximum (Bandbreite ca. 10 pm) in die Filterkurve des Interferenzfilters fällt.
2. Faradayfilter (FADOF = Faraday Anomalous Dispersion Optical Filter): Als Faraday-Effekt bezeichnet man die Drehung der Polarisationsachse des Lichtes im Magnetfeld. Befindet sich eine Metall-Dampfungszelle in einem starken Magnetfeld, tritt dieser Effekt extrem verstärkt an den beiden Zeeman-verschobenen Resonanzlinien auf und zeigt eine anomale Dispersion. Zwischen gekreuzten Polarisatoren ergibt sich für Drehwinkel von  $90^\circ$ ,  $270^\circ$  usw. eine sehr hohe Transmission. Die Unterdrückung abseits der Metall-Resonanzlinie wird durch die Effizienz der verwendeten Polarisatoren bestimmt. Zusätzlich bewirkt der hohe Dampfdruck eine deutliche Absorption um die verschobenen Resonanzlinien.

Die beiden Filtermethoden haben unterschiedliche technische Vor- und Nachteile, die ihren Einsatz für die einzelnen Lidaranwendungen bestimmen. Beide Filtertypen erreichen gegenüber den genannten Interferenzfiltern eine weitere Unterdrückung des solaren Hintergrundlichtes um maximal 2 Größenordnungen. Dies allein ist für erfolgreiche Tageslichtmessungen noch nicht ausreichend. Zusätzlich muss das Sichtfeld des Empfangsteleskopes und damit auch die Divergenz des emittierten Laserlichtes gegenüber der üblichen Konfiguration für Nachtmessungen deutlich verringert werden. Während nachts ein Sichtfeld von 0,5-1,0 mrad ausreichend ist, wird für Tageslichtmessungen eine Reduzierung auf 0,2 mrad und weniger notwendig. Dies stellt extrem hohe Anforderungen an die Abbildungsqualität des Empfangsteleskopes, die Strahlqualität des Sendelasers und an die opto-mechanische Strahlführung des Laserstrahles.

### Temperatur- und Aerosolmessungen mit einem RMR-Lidar

Für Tageslichtmessungen mit einem RMR-Lidar werden wegen ihrer hohen Pulsenergien i.a. spektral nicht durchstimmbare Festkörperlaser, wie z.B. Nd:YAG-Laser verwendet. Für die Ableitung von Temperaturen aus Rayleigh-Rückstreuungsmessungen ebenso wie für Aerosol-Messungen im Mesopausenbereich ist eine spektrale Variation der Laserwellenlänge nicht notwendig. Dies erlaubt die Verwendung von kleinsten spektralen Breiten auf der Filterseite, da die Filterkurve

in diesem Fall keinen Einfluss auf das Messverfahren hat. Die Verwendung von spektral festgelegten Lasern schränkt jedoch die Wahl der Filtermethode im Nachweiszweig ein. Während Etalons durch Änderung des Plattenabstandes und/oder Verkippung im spektralen Bereich ihrer Spiegelschicht auf jede Wellenlänge gezogen werden können, ist dies bei einem FADOF erst einmal prinzipiell unmöglich. Die Lage der Durchlasskurve eines derartigen Filters ist durch das jeweils verwendete Metall in der Dampfzelle auf dessen Resonanzübergänge eindeutig festgelegt. Derzeit ist kein Element bekannt, das eine Resonanzwellenlänge besitzt, die exakt mit der Wellenlänge eines bekannten Hochenergielasers (Nd:YAG, Nd:YLF, etc.) übereinstimmt. Daher werden für Tageslichtmessungen mit RMR-Lidargeräten bisher ausschliesslich Fabry-Perot-Etalons verwendet.



**Abb. 4.1** 18-Stundenmessung mit dem ALOMAR-RMR-Lidar des IAP auf der Insel Andøya (69°N) vom 31.1. auf den 1.2.2002.

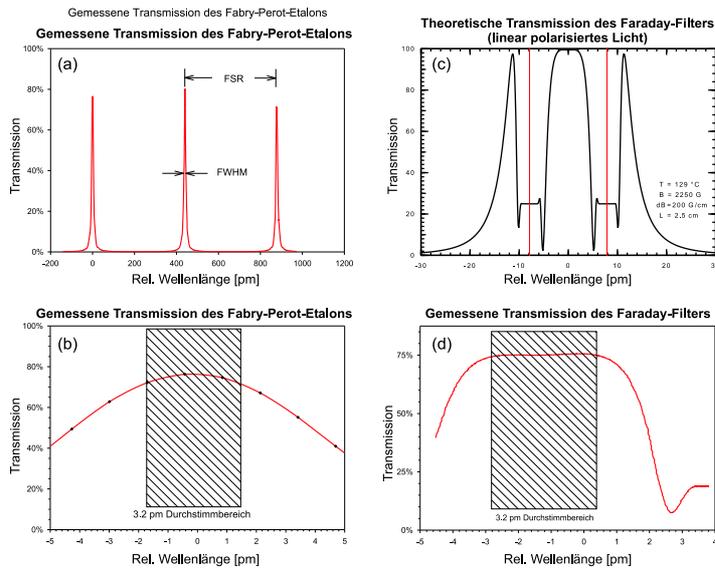
allen Höhen  $< 5$  K) sowie Aerosolmessungen von Leuchtenden Nachtwolken möglich. Abb. 4.1a zeigt den Verlauf des Hintergrundlichtes auf der Wellenlänge 532 nm, gemessen mit dem ALOMAR-RMR-Lidar am 31.1./1.2.2002. Der maximale Sonnenstand über Horizont am Mittag betrug in diesem Fall  $3.6^\circ$ . Die Signalsprünge in der Hintergrundzählrate in den Morgen- und Abendstunden sind durch den Ein- bzw. Ausbau der Fabry-Perot-Etalons verursacht, die in den zu dieser Jahreszeit dunklen Nachtstunden nicht benötigt werden. Man erkennt, dass auch mit Etalons der Hintergrund bei Tag noch um 2 Grössenordnungen höher ist als ohne Etalons bei Nacht. Dies ist jedoch ausreichend, um bei einer Stunde Integrationszeit und einem maximalen Temperaturfehler von 5 K Temperaturmessungen bis zu einer Höhe von 55 km erlauben (Abb. 4.1b). Ergebnisse von Aerosolmessungen in Leuchtenden Nachtwolken mit dem ALOMAR-Lidar sind in Kap. 11+12 zu finden.

### Temperaturmessungen mit einem Metall-Resonanzlidar (z.B. Kalium)

Mit dem Kalium-Lidar wird spektroskopisch die Dopplerbreite der Kalium-Resonanzlinie bei 770 nm ermittelt. Dazu wird der Sendelaser periodisch über den größten Teil der Spektrallinie

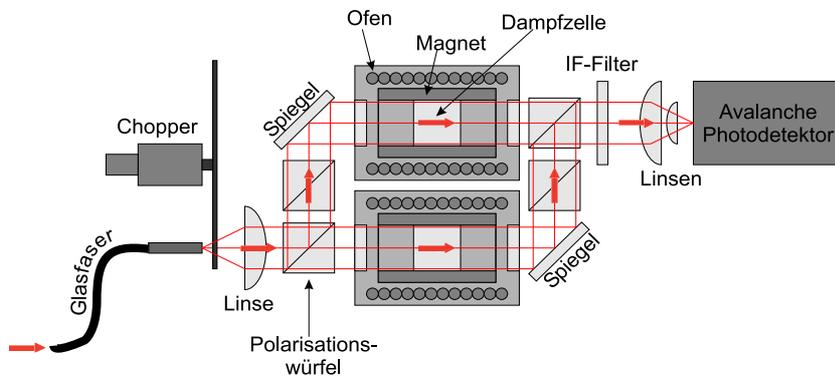
Das IAP betreibt seit mehreren Jahren auf der nordnorwegischen Insel Andøya ein RMR-Lidar (s. auch Kap. 3). Für Temperatur- und Aerosolmessungen bei Tageslicht (besonders während der Periode der Mitternachts-sonne im Sommer) wurden die Detektoren für alle drei emittierten Wellenlängen mit Systemen aus zwei hintereinander angeordneten Fabry-Perot-Etalons ausgestattet. Die effektiven spektralen Breiten betragen 4 pm (355+532 nm) bzw. 10 pm (1064 nm). Die Transmissionen dieser Doppel-Etalons liegen in der Grössenordnung von 10%. Um einen minimalen Himmelshintergrund bei Tag zu gewährleisten betragen die Sichtfelder der verwendeten Teleskope nur ca. 0,18 mrad. Die dadurch erforderliche kleine Strahldivergenz auf der Sendelaserseite ( $< 0.1$  mrad) wurde durch aufwendige Aufweitungsteleskope und eine entsprechende aktive mechanische Stabilisierung des Überlappes zwischen Teleskopsichtfeld und Laserstrahl erfolgreich verwirklicht. Mit dieser Konfiguration sind bei vollem Tageslicht (Sonnenstand auf Andøya bis  $44^\circ$ ) Temperaturmessungen bis ca. 60 km Höhe (2 Stunden Integrationszeit, Temperaturfehler in

durchgestimmt und die Rückstreuung aus der Mesopausenregion höhen- und wellenlängenabhängig registriert. Aus der gemessenen Spektralform wird die entsprechende Temperatur der Atmosphäre bestimmt. In einem Höhenbereich von ca. 80-110 km, in dem Kalium in atomarer Form vorliegt, liefert dieses Messverfahren Temperaturprofile (s. Kap. 2, 6 und 7). Das genannte spektrale Durchstimmverfahren bei dieser Art von Lidarmessungen stellt eine zusätzliche Anforderung an einen Tageslichtfilter: Der Filter sollte auf dem bei der Messung verwendeten spektralen Bereich von 3.2  $\mu\text{m}$  möglichst geringe Transmissionsänderungen aufweisen, um die Temperaturmessungen nicht zu stark zu beeinflussen.



**Abb. 4.2** Vergleich der optischen Eigenschaften von Fabry-Perot-Etalon und FADOF.

solchen Filters. Durch eine geeignete Wahl von Magnetfeld und Temperatur kann eine Transmissionskurve erreicht werden, die neben einer hohen Transmission eine sehr geringe Wellenlängenabhängigkeit in dem bei der Atmosphärenmessung verwendeten spektralen Bereich (schraffiert in Abb. 4.2d) aufweist. Da ein Faraday-Filter nur mit polarisiertem Licht arbeiten kann, muss ein Zwillingaufbau mit zwei Filtern zur vollen Nutzung des unpolarisierten Atmosphärensignals verwendet werden (s. Abb. 4.3). Tab. 4.1 zeigt die Eigenschaften der beiden verwendeten Filtertechniken, soweit sie bisher realisiert wurden.



**Abb. 4.3** Aufbau des Doppel-FADOF-Detektors des IAP-K-Lidars.

Die Kurve auf die gemessene Form der Resonanzkurve von grosser Bedeutung und kann nur mit hoher Unsicherheit numerisch kompensiert werden. Ausserdem sind die Anschaffungskosten für die

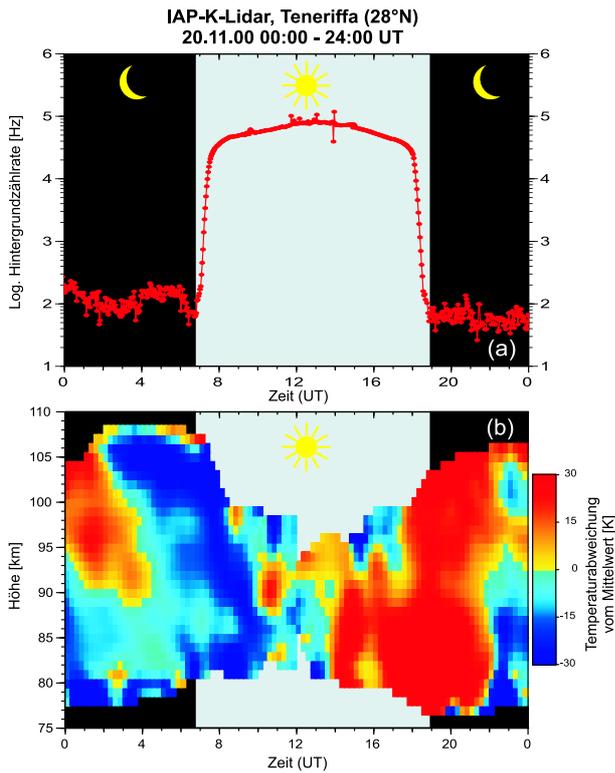
Am IAP wurde im letzten Jahr eine Untersuchung von Vor- und Nachteilen beider Filtermethoden für die spezielle Anwendung eines K-Temperaturlidars begonnen. Dazu wurden im Nachweiszweig des IAP K-Lidars beide Filtertechniken parallel realisiert. Die Transmission des Etalons variiert innerhalb des spektralen Intervalls der Lidarmessung (schraffiert) um etwa 10% (s. Abb. 4.2b). Der Faraday-Filter wurde aus praktischen Gründen zunächst für das K-Lidar des IAP im transportablen Container entwickelt und dort bereits zufriedenstellend eingesetzt. Abb. 4.2c zeigt die spezielle spektrale Form eines

Während bei Lidargeräten mit festen Wellenlängen, die nicht mit einer atomaren Resonanzlinie zusammenfallen (wie zum Beispiel RMR-Lidars, s.o.) die Etalontechnik gut geeignet ist, hat sie für die Dopplertemperaturmessungen mit dem Kaliumlidar einige entscheidende Nachteile gegenüber dem Faraday-Filter. Insbesondere ist der Einfluss der Transmissionskurve

Faraday-Technik um einiges geringer als für ein entsprechendes Fabry-Perot-Etalon.

Kriterium	Etalon	Faraday-Filter
Transmission	80%	75%
spektr. Bandbreite (FWHM)	10 pm	6 pm(nur Hauptmaximum)
Kontrast	1:1000	1:5000
Transm.-Abweichung auf 3.2 pm	10%	1%
Kosten	120.000 EUR	20.000 EUR

**Tab. 4.1:** Vergleich von Parametern der beiden Filtertechniken für den Fall des K-Lidars.



**Abb. 4.4** 24-Stundenmessung mit dem mobilen K-Lidar des IAP auf der Insel Teneriffa (28°N) am 20.11.2000.

worden. Das mobile K-Lidar mit diesem tageslichtfähigen Detektor ist seit Juni 2001 erfolgreich auf der Insel Spitzbergen im Polarmeer im Einsatz (s. Kap. 7).

Die Filter allein sind für Tageslichtmessungen nicht ausreichend, da ihre spektrale Bandbreite die Dopplerbreite der zu untersuchenden Resonanzlinie von einigen pm nicht unterschreiten darf. Wie auch beim RMR-Lidar wurde daher zur zusätzlichen Senkung des Hintergrundlichtes das Gesichtsfeld des Empfangsteleskopes auf ca. 0,2 mrad verringern. Der Faraday-Filter im mobilen K-Lidar konnte im Winter 2000 bei ersten Messungen auf der Insel Teneriffa (28°N) erfolgreich eingesetzt werden und ermöglichte einige Langzeitmessungen, wie z.B. eine 7-Tage-Dauermessung vom 19. bis 26.11.2000. Abb. 4.4a zeigt für einen Ausschnitt aus diesem Messzeitraum die Variation des Untergrundes um 3 Größenordnungen zwischen Tag und Nacht. Der maximale Sonnenstand am Mittag betrug +41°. Durch den erhöhten Sonnenhintergrund ist am Tag der Höhenbereich der Temperaturbestimmung aus den Messdaten etwas eingeschränkt (s. Abb. 4.4b). Dies ist inzwischen durch die Verwendung eines Detektors mit höherer Quanteneffizienz (Avalanche-Photodiode, QE=68%; Photomultiplier, QE=15%) deutlich verbessert

## 5 Untersuchungen der optischen Eigenschaften des troposphärischen Aerosols mittels Raman-Lidar

(R. Eixmann, J. Schneider, M. Alpers)

Im Rahmen eines EU-Projekts wurde auf europäischer Ebene am 1. Februar 2000 das Lidarnetz EARLINET (European Aerosol Research Lidar Network) gestartet, das den Messbetrieb am 1. Mai 2000 aufnahm. Es resultiert aus dem bereits am 1. Dezember 1997 begonnen deutschen Lidarnetz, in dessen direktem Anschluss die europäische Erweiterung stattfand. Abb. 5.1 zeigt alle am EARLINET-Projekt beteiligten Stationen. Ziel dieses Netzes ist die Quantifizierung der optischen (d.h. klimarelevanten) Partikeleigenschaften (Extinktion, Rückstreuung), Bestimmung der mikrophysikalischen Partikeleigenschaften (Größenverteilung, Brechungsindex) sowie die Untersuchung der raum-zeitlichen Verteilung der Aerosole. Für die Erstellung eines klimatologischen Datensatzes ist es wichtig, dass die Stichprobennahme zufällig erfolgt und insbesondere nicht mit bestimmten Wetterlagen korreliert. Deshalb werden die Routinemessungen im Lidarnetz zu festen Zeiten durchgeführt, unabhängig von den atmosphärischen Bedingungen. Weitere Untersuchungen betreffen den Tagesgang der Aerosoleigenschaften bei unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen unter besonderer Berücksichtigung stabiler Hochdrucklagen mit geringer Bewölkung. Ein weiterer Schwerpunkt des europäischen Lidarnetzes ist die Untersuchung von Saharastaub, der bei günstigen Wetterverhältnissen selbst von Lidarstationen in Mittel- und Nordeuropa nachgewiesen werden kann.

Das IAP betreibt ein drei-Wellenlängen RMR (Rayleigh/Mie/Raman)-Lidar (siehe Kapitel 2) zur Messung von Aerosolparametern im Höhenbereich zwischen 1 und 90 km (Alpers *et al.*, 1999). Zur Messung des Extinktionskoeffizienten wird am IAP, wie an den meisten anderen Stationen der Lidarnetze, das Raman-Lidarverfahren benutzt. Hierbei nutzt man die inelastische Raman-Streuung der einfallenden Photonen durch die Stickstoffmoleküle der Luft. Die Nd:YAG-Wellenlängen 355 und 532 erzeugen Raman-Signale bei 387 bzw. bei 608 nm. Im Gegensatz zum Rayleigh/Mie-Rückstreusignal, das von zwei unbekanntem Aerosolparametern (Extinktion und Rückstreuung) abhängt, hängt das Raman-Signal nur vom Extinktionskoeffizienten ab. Dieses hat gegenüber dem konventionellen Rückstreulidar den Vorteil, dass der Extinktionskoeffizient direkt und ohne weitreichende Voraussetzungen aus der Ableitung des Signals nach der Höhe berechnet werden kann. Aufgrund des geringen Raman-Streuquerschnittes ist dieses Verfahren allerdings auf die Nachtstunden beschränkt. Tagsüber wird daher das sogenannte Klett/Fernald-Verfahren benutzt, welches nur die Berechnung des Rückstreukoeffizienten mit ausreichender Genauigkeit erlaubt. Beispiele für Vertikalprofile von Extinktions- und Rückstreukoeffizienten sind in Abb. 5.2 (a) und (b) gezeigt.

Um die Vergleichbarkeit der Messungen innerhalb des Lidarnetzes zu gewährleisten, wurde sowohl ein Vergleich der Instrumente als auch der Auswertemethoden durchgeführt. Der Instrumentenvergleich wurde mit Hilfe mobiler Lidargeräte realisiert. Der Vergleich der Instrumente aller europäischer Lidarstationen wird im Jahr 2002 abgeschlossen sein. Zum Vergleich der Auswertelgorithmen wurden synthetische Daten erzeugt und an die einzelnen Lidargruppen verteilt, die dann in mehreren Schritten separat voneinander ausgewertet wurden und teilweise

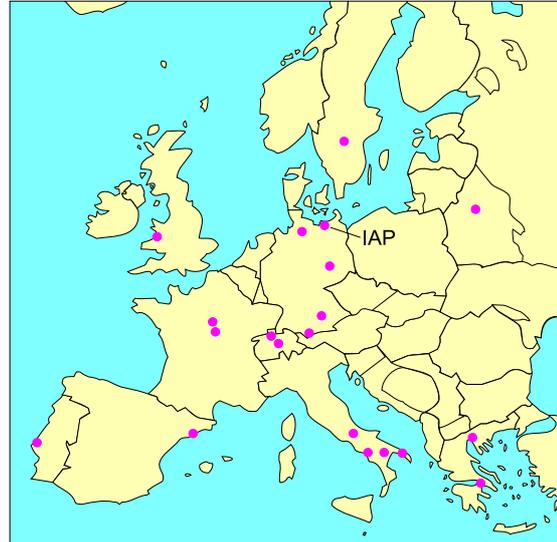
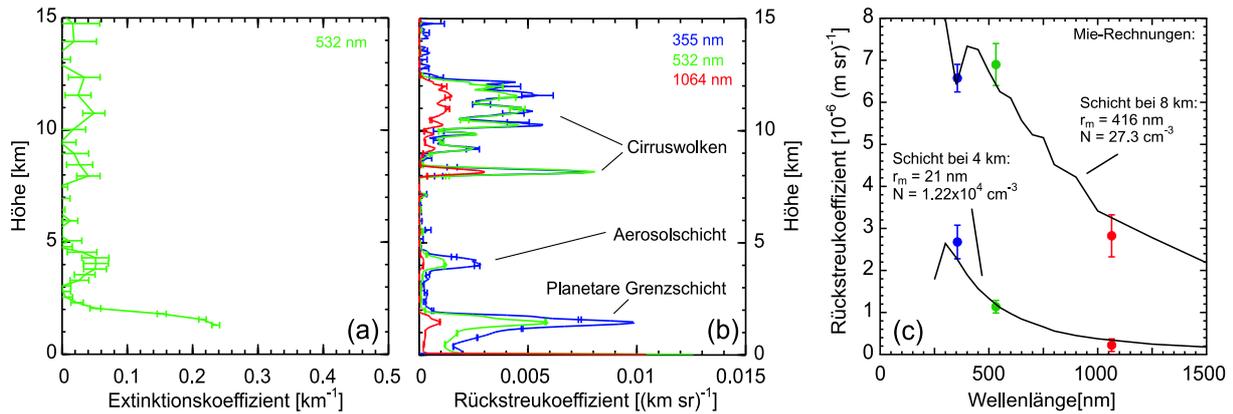


Abb. 5.1 Stationen des Lidarmessnetzes im Rahmen des EARLINET-Projekts.



**Abb. 5.2** (a),(b) Beispiele für gemessene Vertikalprofile von Extinktions- und Rückstreuoeffizient. (c) Gemessener spektraler Verlauf des Rückstreuoeffizienten (Punkte mit Fehlerbalken); berechneter spektraler Verlauf für die angegebenen Größenverteilungen, ermittelt durch Suche im Global Aerosol Data Set (durchgezogene Linien).

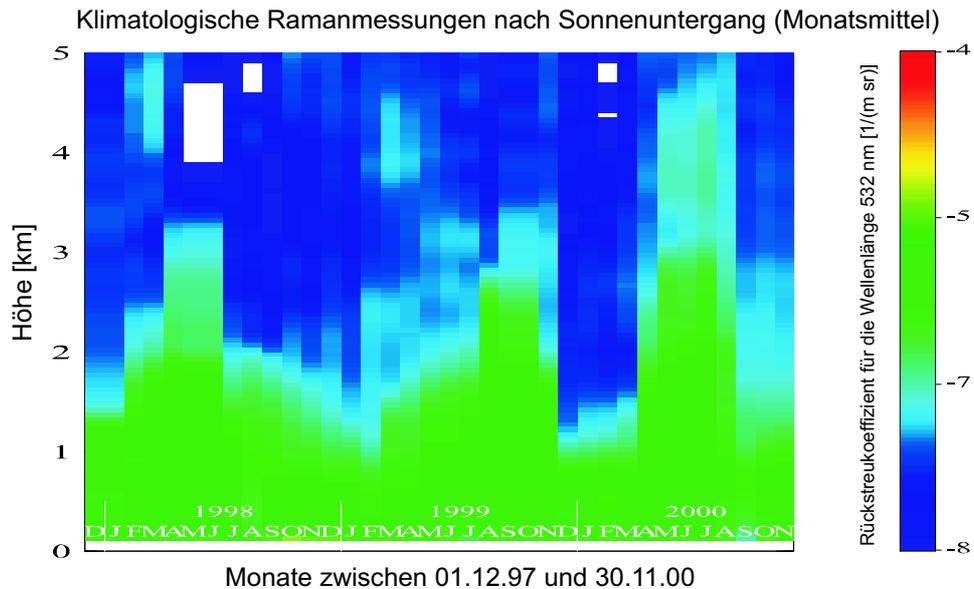
noch werden.

Die klimatologischen Messungen des Lidar-Messnetzes werden seit dem 1.12.1997 immer Montag und Donnerstag Mittag sowie jeweils nach Sonnenuntergang durchgeführt. Nachdem die Berechnung der einzelnen Extinktions- und Rückstreuprofile durch den Algorithmenvergleich abgesichert wurde, steht nun eine vierjährige Messreihe zur Verfügung, deren Auswertung Gegenstand der aktuellen Arbeit ist. Mit der Fortführung des Messprogramms im EARLINET-Projekt ist gewährleistet, dass diese Messreihe auf mindestens 5 Jahre ausgedehnt wird.

Aus den 5 gemessenen Größen (Extinktionskoeffizienten bei 355 und 532 nm und Rückstreuoeffizienten bei 355, 532 und 1064 nm) lassen sich die mikrophysikalischen Aerosolparameter abschätzen, allerdings unter sehr einschränkenden Voraussetzungen. Diese Voraussetzungen bedeuten: sphärische Teilchen (Anwendbarkeit der Mie-Theorie), lognormale Größenverteilung, monomodale Verteilung. Insbesondere die letzte Annahme ist in der Troposphäre sicherlich problematisch, da man dort im wesentlichen trimodale Verteilungen vorfindet.

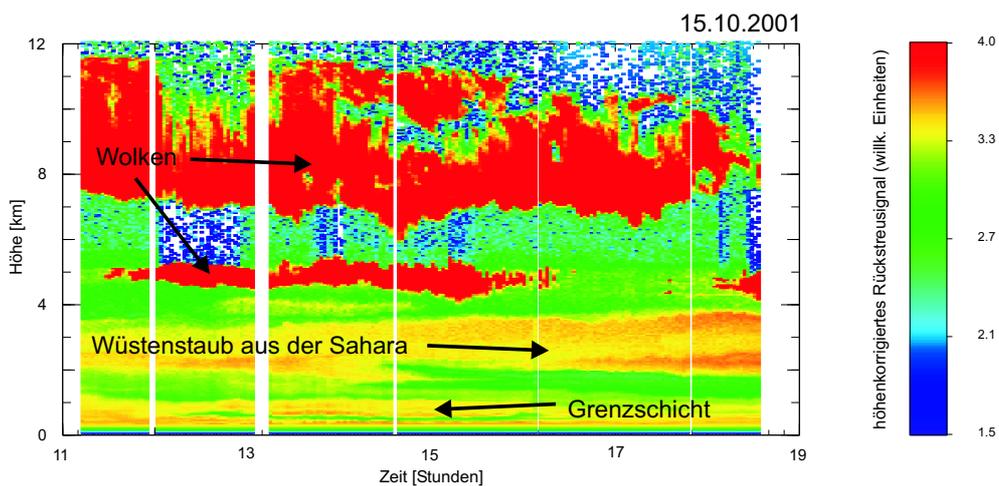
Es existiert ein in der Literatur beschriebener, frei zugänglicher Datensatz (Global Aerosol Data Set, GADS, siehe *Hess et al., Bull. Amer. Meteor. Soc., 79, 831, 1998*), der am IAP zur Abschätzung der mikrophysikalischen Aerosolparameter herangezogen wird. Dazu wird der Datensatz anhand der gemessenen optischen Parameter durchsucht und der Aerosoltyp, dessen berechnete optische Parameter am besten zu den gemessenen passen, wird als der wahrscheinlichste identifiziert.

In Abb. 5.2 (c) ist anhand des Beispiels aus (b) der spektrale Verlauf des Rückstreuoeffizienten in zwei verschiedenen Höhen (4 und 8 km) und die dazugehörigen Suchergebnisse aus dem Global Aerosol Data Set dargestellt. Die Größenverteilungsparameter sind ebenfalls angegeben. Da die 5 Messgrößen nicht genug Information bieten, um eine vollständige Charakterisierung des Aerosols zu ermöglichen, ist man auf Zusatzinformationen angewiesen. Solche Zusatzinformationen können zum Beispiel die Rückwärtstrajektorien liefern, die vom DWD für das Lidarmessnetz berechnet werden. Die aus den Messungen ermittelten Aerosolextinktions- und Rückstreuoeffizienten werden in einer zentralen Datenbank gespeichert und für die Modellierung bereitgestellt. In Abb. 5.3 sind die Aerosolrückstreuoeffizienten für den Zeitraum 1. Dezember 1997 bis 30.11.2000 dargestellt. Gut zu erkennen sind die jahreszeitlich bedingten Schwankungen der Rückstreuoeffizienten sowie der Grenzschichthöhe.



**Abb. 5.3** Jahreszyklus des Aerosolrückstreukoeffizienten für die Wellenlänge 532 nm für alle wolkenfreien Messtage. Gezeigt werden monatliche Mittelwerte.

Ein weiterer Schwerpunkt der Datenanalyse am IAP befasst sich mit nicht-sichtbaren Aerosolschichten in der freien Troposphäre, deren Quelle Wüstenstaub aus der Sahara ist. Eine Beispielmessung dafür ist in Abb. 5.4 dargestellt. Gezeigt wird das entfernungskorrigierte Rückstreusignal im Infrarotbereich (1064 nm). Während der gesamten Messdauer waren Cirruswolken in einem Höhenbereich zwischen 7 und 12 km vorhanden. Die Aerosolschicht in ca. 2 bis 4 km (Saharastaub), die im Infrarotsignal deutlich zu sehen ist, war mit dem bloßen Auge nicht zu erkennen. Trajektorienanalysen zeigen, dass die Quelle der deutlich ausgeprägten Aerosolschicht die Sahara-Wüste ist. Die Untersuchungen dieser Art von Aerosolschichten haben zum Ziel, das Streu- und Absorptionsverhalten des Saharastaubes in der freien Atmosphäre besser zu verstehen.



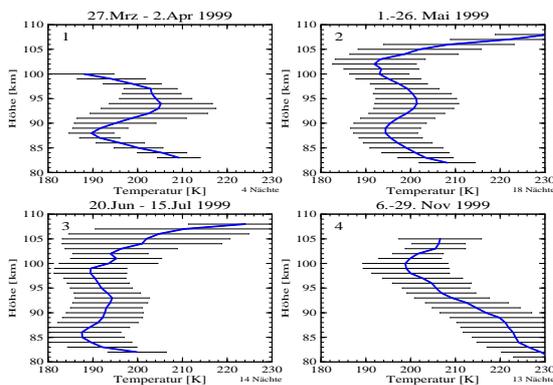
**Abb. 5.4** Höhenkorrigiertes Rückstreusignal (1064 nm) für die Messung am 15. Oktober 2001. Die Aerosolschicht, die mit bloßem Auge nicht zu erkennen ist, ist im Lidarsignal deutlich sichtbar. Neben der Aerosolschicht in ca. 2 bis 4 km sind in der Abbildung ebenfalls die Grenzschicht in 0 bis 1 km und Cirruswolken in ca. 7 bis 12 km zu erkennen.

## 6 Temperaturen in der Mesopausen-Region: Beobachtungen auf Teneriffa (28°N)

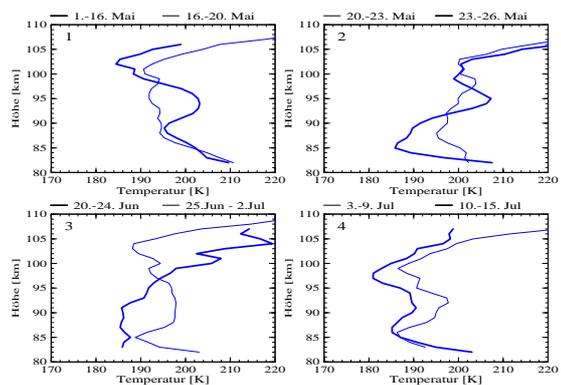
(C. Fricke-Begemann, J. Höffner, J. Oldag, U. von Zahn)

Die Mesopause ist diejenige Höhenfläche oberhalb von 80 km, in der - nach Mittelung über 24 h - das tiefste lokale Minimum der Temperatur auftritt. Die Messung der Temperatur in diesem Höhenbereich (80–105 km) kann seit einigen Jahren mit Hilfe von Metall-Resonanzstreuungs-Lidars kontinuierlich mit guter Höhenauflösung und hoher Genauigkeit durchgeführt werden. Mit dem am IAP entwickelten transportablen Kalium-Lidar konnten 1996 auf einer Fahrt des Forschungsschiffs Polarstern erstmalig solche Temperaturprofile auch auf der Südhemisphäre und anschließend in Kühlungsborn gemessen werden. Dadurch konnten entscheidende neue Daten gewonnen und das Bild der Mesopause grundlegend revidiert werden (*She und von Zahn, 1998*). Die Mesopause tritt weltweit nur in zwei bevorzugten Höhenniveaus auf: in einem Normalzustand bei 100 km auf der Winterhemisphäre und ganzjährig in äquatorialen Breiten, sowie für ca. 3 Monate in einem Sommerzustand nahe 88 km in mittleren und hohen Breiten.

Grundlage dieser Erkenntnisse waren, neben klimatologischen Messungen in mittleren und hohen Breiten, die wenigen im Juni 1996 gewonnenen Ergebnisse der Polarstern-Kampagne in niedrigen Breiten. Aus diesen Breiten, in denen der Übergang zwischen ganzjähriger hoher Mesopause und Wechsel zur Sommermesopause stattfindet, existierten bisher keine umfangreicheren Messdaten. Deshalb wurde das transportable Kalium-Lidar des IAP in den Jahren 1999 und 2000 auf der Insel Teneriffa bei 28°N betrieben (s. Kap. 1). Innerhalb von vier Kampagnen mit 55 Messnächten konnte dort die saisonale Variation der Temperaturstruktur bestimmt werden, wie sie in Abb. 6.1 dargestellt ist. Die Schwankungsbreite von Nacht zu Nacht beträgt dabei fast 10 K, aber die vertikale Struktur ist trotzdem sehr deutlich. In den Sommermonaten sind klar die beiden Minima bei 100 und 87 km zu sehen, während im Winterprofil nur das obere vorhanden ist. Die Temperatur in 85 km Höhe zeigt einen ausgeprägten Jahresgang mit einer Amplitude von 35 K mit den tiefsten Temperaturen im Sommer. Die saisonale Variation in 100 km bleibt dagegen kleiner als die natürliche Variabilität.



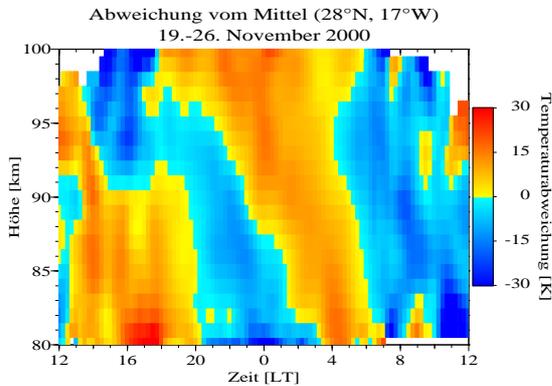
**Abb. 6.1** Saisonale Nachtmittel der Temperatur und ihre  $1\sigma$ -Variabilität. Der November zeigt das normale Mesopausenniveau.



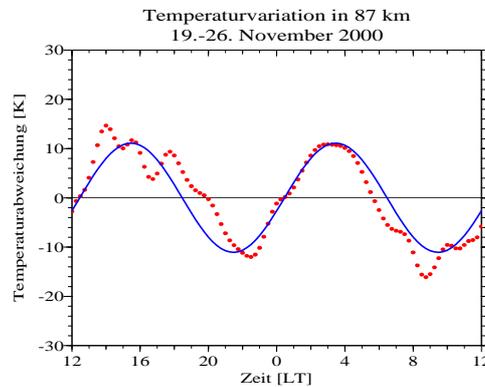
**Abb. 6.2** Die Übergänge zwischen Normal- und Sommerzustand im Mai (oben) und Juli (unten) dauern etwa 14 Tage.

Um den Übergang zwischen dem Normal- und dem Sommerzustand sichtbar zu machen, sind in Abb. 6.2 jeweils mehrere aufeinanderfolgende Nachtmittel zusammengefasst. Man erkennt deutlich den Übergang von der Dominanz des höheren zum tiefergelegenen Minimum im Mai. Nach gut 4 Wochen Sommerzustand findet im Juli der umgekehrte Ablauf statt. Der Übergang dauert jeweils etwa 2 Wochen. Das Bild der globalen 2-Niveau-Mesopause trifft also auch für niedrige Breiten zu und bei 28°N wird der Sommerzustand noch erreicht.

Aufgrund der störenden Himmelshelligkeit am Tage wurden die meisten Lidarmessungen auf denen unser Bild der Mesopause basiert in der Nacht durchgeführt. Wie in Kap. 4 beschrieben konnten wir im Jahr 2000 einen optischen Filter entwickeln, der den Betrieb des Kalium-Lidars auch am Tage ermöglicht. Im November wurde dieser zuerst in dem transportablen Lidar auf Teneriffa erfolgreich eingesetzt und es konnten die ersten Temperaturmessungen über alle Tageszeiten durchgeführt werden. Damit ist es möglich, systematische Unterschiede zwischen Tag- und Nacht-Bedingungen sowie langperiodische Gezeiten und planetare Wellen zu beobachten.

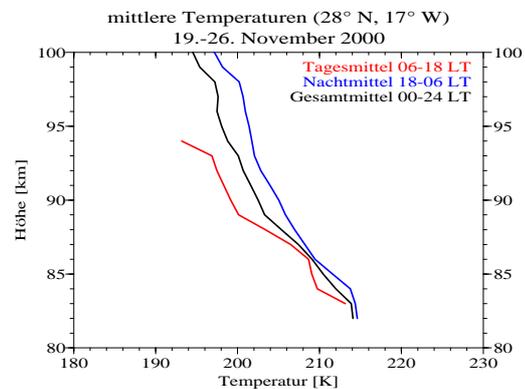


**Abb. 6.3** Die Abweichung der Temperatur vom Mittel in der jeweiligen Höhe.



**Abb. 6.4** In einer festen Höhe ist die dominante 12 h-Gezeit über 7 Tage sichtbar.

Über eine Periode von einer Woche mit nur wenigen Stunden Unterbrechung konnten vom 19. bis 26. November 2000 durchgehend Temperaturen gemessen werden. Die Abweichung vom mittleren Temperaturprofil in Abhängigkeit von der Tageszeit ist in Abb. 6.3 dargestellt. Man erkennt deutlich eine etwa 12-stündige Variation mit abwärts laufender Phase ( $\sim 3,5$  km/h). Diese ist auf eine stationäre Gezeit zurückzuführen, die sich im Beispiel von Abb. 6.4 in 87 km Höhe sehr gut durch eine Sinusfunktion (blau) mit einer Amplitude von 11 K approximieren lässt. Die mittleren Temperaturprofile für den gleichen Zeitraum sind in Abb. 6.5 dargestellt. Neben dem Gesamtmittel sind Mittelwerte über Tag und Nacht mit jeweils 12 Stunden angegeben, was hier gut dem Tag inklusive (bürgerlicher) Dämmerung entspricht. Bei Tageslicht ist der nutzbare Höhenbereich etwas eingeschränkt. Trotz der Überlagerung der starken Gezeit und anderer Wellen ist eine deutliche Systematik erkennbar: während in 83 km die Werte gut übereinstimmen, steigt mit wachsender Höhe die Differenz gleichmäßig auf etwa 5 K in 93 km an. Dabei ist es am Tage bei vorhandener Sonneneinstrahlung kälter als in der Nacht. Überträgt man dieses Ergebnis auf das Novemberprofil in Abb. 6.1 so ändert sich qualitativ der Temperaturverlauf nicht, die Mesopause in 100 km wäre jedoch im Mittel über 24 Stunden einige Grad und am Tage bis zu 10 K kälter. Ob sich ein vergleichbares Tag-Nacht-Verhalten auch im Sommer zeigt ist eine offene Frage.



**Abb. 6.5** Die mittleren Temperaturen am Tag und in der Nacht im Vergleich zum Mittel über 24 Stunden.

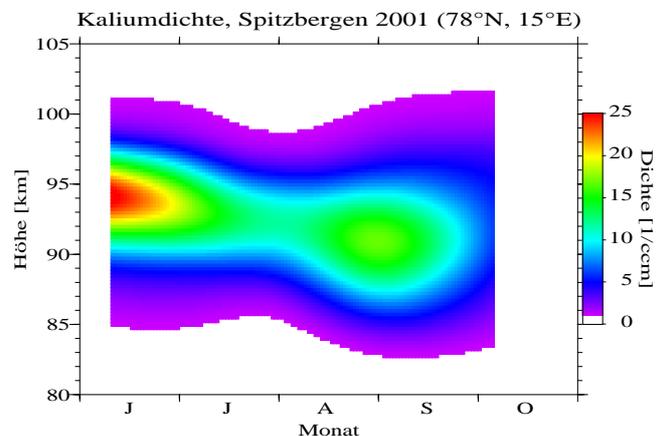
Fazit: Unsere Messungen in niedrigen Breiten ( $28^\circ\text{N}$ ) haben einen wichtigen Beitrag zum Verständnis der globalen Temperaturstruktur im Mesopausenbereich geliefert. Die ersten Messungen unter Tageslichtbedingungen haben gezeigt, wie wichtig und nützlich es ist, die Temperaturmessungen über alle Tageszeiten auszudehnen.

## 7 Erste Messungen mit dem mobilen Kalium-Lidar auf Spitzbergen (78°N)

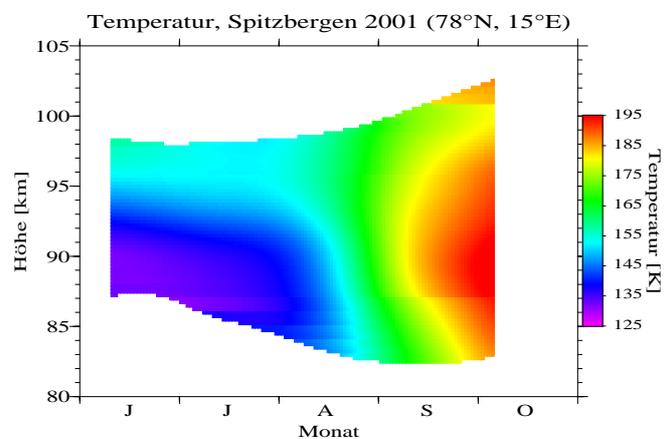
(J. Höffner, C. Fricke-Begemann)

Das mobile Kalium-Lidar wurde 1999 und 2000 auf Teneriffa (s. Kap. 6) betrieben, bevor es im Dezember 2000 vorübergehend nach Deutschland zurückgebracht wurde. Während der letzten Kampagne wurden dort erstmals mit einem neuentwickelten schmalbandigen Filter (s. Kap. 4) erfolgreich Temperaturmessungen bei Tageslicht durchgeführt. Damit waren die Voraussetzungen erfüllt, in Zukunft vergleichbare Messungen im Sommer in polaren Breiten durchführen zu können, wo zu dieser Jahreszeit ständig Tageslichtbedingungen herrschen.

Zwischen Januar und April 2001 fand eine Generalüberholung des gesamten Instrumentes, insbesondere des Containers, statt, um das Gerät für einen mehrjährigen Einsatz unter den harten klimatischen Bedingungen auf Spitzbergen (78°N) vorzubereiten. Dabei wurde parallel zur Überholung des Containers auch der Alexandritlaser modernisiert. Nach erfolgter Installation des Instrumentes im Mai 2001 auf einem Hochplateau in der Nähe des Ortes Longyearbyen auf Spitzbergen konnte im Juni mit regulären Temperaturmessungen begonnen werden, die ohne Unterbrechung bis Anfang Oktober fortgesetzt wurden. Abb. 7.1 zeigt die Kaliumdichte auf Spitzbergen für den Zeitraum 12. Juni bis 8. Oktober 2001. Gegenüber früheren Messungen in Kühlungsborn und Teneriffa ergab sich insgesamt eine unerwartet geringe Kaliumdichte und eine relativ schmale Kaliumschicht. Besonders auffällig ist das Dichteminimum von Mitte Juli bis Mitte August, welches einen deutlichen Unterschied zu den Messungen von Kühlungsborn darstellt. Dort wird von Mai bis August ein Maximum im Jahresgang beobachtet, wobei die Dichte im Schichtmaximum größer als 60 Atome/cm<sup>3</sup> ist. Auch andere Messungen in niedrigen und mittleren Breiten zeigen keine solchen geringen Kaliumdichten. Diese Verhältnisse schränken den Höhenbereich für Temperaturmessungen ein und erschweren die Temperaturberechnung. Aufgrund der geringen Dichte von oft weniger als 10 Atomen/cm<sup>3</sup> sind Temperaturmessungen zwar möglich, erfordern aber sehr gute Wetterbedingungen, die gerade in polaren Breiten selten anzutreffen sind. Trotzdem konnten in 10% der Zeit Messungen durchgeführt werden. Abb. 7.2 zeigt die vorläufigen Temperaturen im Mesopausenbereich, wie sie mit dem Kalium-Lidar im Sommer 2001 auf



**Abb. 7.1** Die Veränderung der Kaliumschicht von Juni - Oktober 2001 über Spitzbergen.

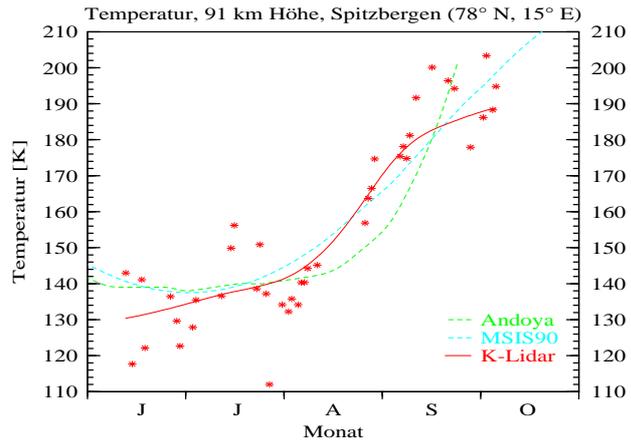


**Abb. 7.2** Die mittleren Temperaturen im Mesopausenbereich über Spitzbergen (vorläufige Ergebnisse).

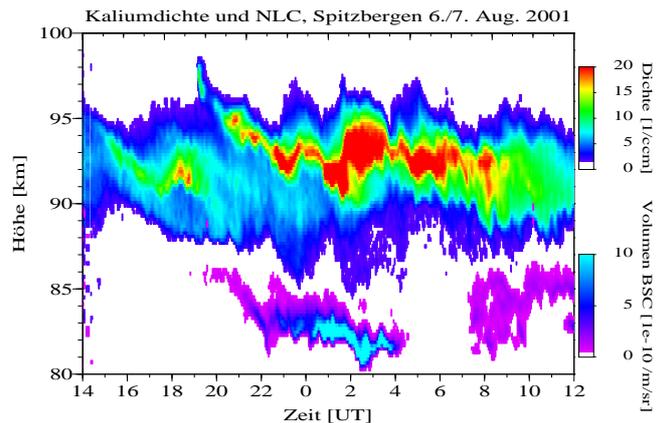
Spitzbergen gemessen wurden. Unterhalb von ca. 92 km zeichnet sich bis Mitte Juli die kalte Sommermesopause mit Temperaturen um die 130 K ab. Deutlich zu erkennen ist der erwartete schnelle Anstieg der Temperaturen ab Anfang August, der oberhalb von 95 km deutlich langsamer verläuft als in niedrigeren Höhen. Gegen Ende der Messungen wurden im gesamten Höhenbereich Temperaturen oberhalb 180 K beobachtet, was in etwa dem erwarteten Winterzustand entspricht, der vermutlich noch nicht ganz erreicht wurde. Erst weitere Messungen in den kommenden Jahren werden Klarheit über den gesamten jahreszeitlichen Verlauf der Temperaturen bringen. Ergänzend zu diesen Daten konnten im Sommer mit Höhenforschungsraketen Temperaturprofile unterhalb von etwa 90 km gemessen werden (siehe Kap. 9).

Abb. 7.3 zeigt für die Höhe von 91 km die mit dem Kalium-Lidar gemessenen Temperaturen, zusammen mit Modellwerten (MSIS-90) und Messungen von *Lübken (1999)* auf Andøya (69°N). Bis Anfang August wurden mit dem Kalium-Lidar auf Spitzbergen geringfügig niedrigere Temperaturen als auf Andøya beobachtet. In den folgenden sechs Wochen, bis Mitte September, lagen die Temperaturen dann deutlich über den Werten von Andøya. Der schnelle Anstieg in den Temperaturen erfolgte demnach auf Spitzbergen deutlich früher als nach den Messungen auf Andøya zu vermuten war. Gegen Ende der Messkampagne scheinen sich auf Spitzbergen die Temperaturen langsam einem Maximalwert zu nähern. Qualitativ stimmen die Messungen zwar recht gut mit den Beobachtungen auf Andøya überein, jedoch zeigen sich um den 1. September herum bis zu 20 K wärmere Temperaturen.

Neben dem eigentlichen Ziel, Temperaturen im Bereich der Mesopause in polaren Breiten zu bestimmen, erlaubt der Einsatz des Tageslichtfilters parallel zu den Temperaturmessungen auch die Beobachtung von leuchtenden Nachtwolken auf Spitzbergen, wie in Abb. 7.4 am Beispiel einer Messung vom 6./7. August zu sehen ist. In allen Fällen, in denen eine NLC beobachtet wurde, befand sich diese unterhalb der Kaliumschicht und zeigte in ihrer Höhe eine gute Korrelation mit der beobachteten Unterkante der Kaliumschicht. Eine gute Übereinstimmung besteht auch mit der Unterkante von PMSE, wie sie im gleichen Zeitraum und im selben Volumen vom SOUSY-Radar des MPI Katlenburg-Lindau beobachtet wurde.



**Abb. 7.3** Mit dem Kalium-Lidar gemessene Temperaturen im Vergleich zum MSIS-90-Modell und Messungen von Andøya (69°N).



**Abb. 7.4** Kaliumdichte und NLC-Rückstreustärke, beobachtet am 6./7. August 2001 auf Spitzbergen.

## 8 Meteorologische Raketen und Höhenforschungsraketen

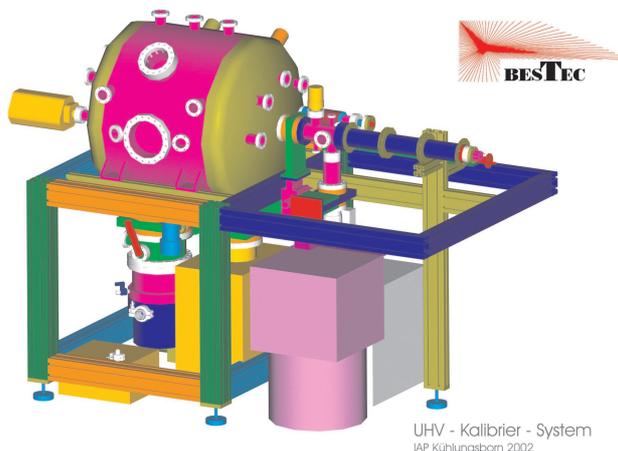
(F.-J. Lübken, H.-J. Heckl, A. Müllemann, M. Rapp)

Mit der Berufung des Direktors wurde ein neues Forschungsgebiet am IAP etabliert, das sich mit *in situ* Messungen in der mittleren Atmosphäre von Raketen aus beschäftigt. Bei Raketenmessungen unterscheidet man generell zwischen meteorologischen Raketen und Höhenforschungsraketen.

Im ROMA-Projekt (siehe Kap. 9) werden meteorologische Raketen eingesetzt: Mit Hilfe von verhältnismässig kleinen Raketen werden entweder 'fallende Kugeln' oder Folienwolken in die untere Thermosphäre befördert. Anschließend wird deren Flugbahn vom Boden aus mit einem präzisen Bahnverfolgungsradar gemessen, woraus dann geophysikalische Parameter wie Dichte, Temperatur und Winde abgeleitet werden. Somit handelt es sich bei meteorologischen Raketen um relativ einfache, passive Messverfahren.

Demgegenüber kommen im MIDAS-Projekt (siehe Kap. 10) instrumentierte Höhenforschungsraketen zum Einsatz. Diese befördern aufwendige Meßinstrumente wie das CONE- Ionisationsmanometer in die mittlere Atmosphäre. Dieses wird in der institutseigenen Feinmechanikerwerkstatt aufgebaut und wurde bereits zweimal erfolgreich auf einer Höhenforschungsrakete eingesetzt. Mit Instrumenten wie dem CONE-Sensor wird aktiv in der Atmosphäre gemessen. Die Daten werden mit Hilfe eines Telemetriesystems zum Boden übertragen. Derzeitige Forschungsschwerpunkte sind die Messung turbulenter Parameter, kleinskaliger Temperaturstörungen durch Schwerewellen, sowie in Zusammenarbeit mit dem Norwegian Defense Research Establishment die Messung von Plasmagrößen, wie Elektronendichten und positiven Ionendichten.

Um die Entwicklung von Meßinstrumenten zum Einsatz auf Höhenforschungsraketen zu ermöglichen, benötigt das IAP geeignete Laboranlagen, mit denen die atmosphärenphysikalischen Bedingungen in der mittleren Atmosphäre im Labor erzeugt werden können. Zu diesem Zweck hat das IAP eine Vakuumechanlage angeschafft, deren prinzipieller Aufbau in Abbildung 1 dargestellt ist. Das Kernstück dieser Anlage bildet eine Vakuumkammer mit einem



**Abb. 8.1** Prinzip-Zeichnung der neuen Vakuumechanlage des IAP. Die Entwicklung der Vakuumanlage wird von der Firma Bestec in Berlin durchgeführt.

dieser innovativen Neuentwicklung können nun Elektronen- und positive Ionendichten mit Konzentrationen zwischen  $10^2 \text{cm}^{-3}$  und  $10^6 \text{cm}^{-3}$  hergestellt und mit Hilfe eines geeigneten Messsystems nachgewiesen werden.

Die Anlage wird im Frühjahr 2002 in Betrieb genommen, so dass die Mitarbeiter des IAP in Zukunft Instrumente zur Messung von Neutralgas- und Plasmakomponenten entwickeln können.

## 9 Das ROMA-Projekt: Die Forschungskampagne in Svalbard

(F.-J. Lübken, A. Müllemann, J. Höffner, J. Röttger<sup>2</sup>)

Im Rahmen des Drittmittelprojektes ROMA, welches sich über den Zeitraum von 1999 bis 2004 erstreckt, wird die thermische und dynamische Struktur der Mesosphäre und oberen Stratosphäre in polaren Breiten mit Hilfe von sogenannten „meteorologischen Raketen“ erforscht. Mit Hilfe von verhältnismäßig kleinen Raketen werden entweder „fallende Kugeln“ oder Folienwolken in die untere Thermosphäre befördert und aus deren Flugbahn, die vom Boden aus mit einem Bahnverfolgungsradar vermessen wird, geophysikalische Parameter abgeleitet. Die besondere Herausforderung dieser Technik besteht für das Bahnverfolgungsradar darin, die kleinen Raketen beim Aufstieg zu verfolgen und die ausgestossenen Ziele zu erfassen. Aus den Trajektorien der fallenden Kugeln werden im Bereich von etwa 95 bis 35 km Höhenprofile der Dichte, der Temperatur und des horizontalen Windes mit einer räumlichen Auflösung von einigen Kilometern berechnet. Die Folienwolken liefern Windprofile mit hoher räumlicher Auflösung (wenige hundert Meter) im Bereich von etwa 100 bis 80 km. Diese Messungen werden ergänzt durch bodengestützte Sondierungen mit Hilfe von Lidars und Radars.

In einer ersten Messkampagne wurden vom 16. Juli bis zum 14. September 2001 insgesamt 25 fallende Kugeln und 5 Folienwolken in der Nähe der Stadt Longyearbyen ( $78^{\circ}15'N, 15^{\circ}24'O$ ) auf der nordpolaren Inselgruppe Svalbard gestartet. Bis auf einen Fall waren alle Flüge erfolgreich und ergaben wissenschaftliche Daten. Dies ist als großer Erfolg anzusehen und demonstriert den hohen Leistungsstand der mobilen Raketenbasis der DLR (verantwortlich für die Bahnverfolgung) und die gute Kampagnenplanung und -betreuung durch die Andøya Rocket Range. In Abbildung 9.1 ist der Start einer meteorologischen Rakete von Svalbard gezeigt.

Neben den Sondierungen mit Raketen wurden verschiedenartige bodengebundene Beobachtungen durchgeführt, wobei die Temperatur- und NLC-Messungen des Kalium-Lidars und die PMSE- und Wind-Messungen des SOUSY-Radars für das ROMA-Projekt von besonderem Interesse sind. Das Kalium-Lidar des IAP wurde im Frühsommer 2001 von Kühlungsborn nach Longyearbyen transportiert und befindet sich ca. 2.5 km Luftlinie von der Startrampe der Raketen entfernt (weitere Details im Kap. Nr. 7 auf Seite 35).

Das VHF-Radar (genannt SOUSY) des Max-Planck-Instituts für Aeronomie in Lindau be-

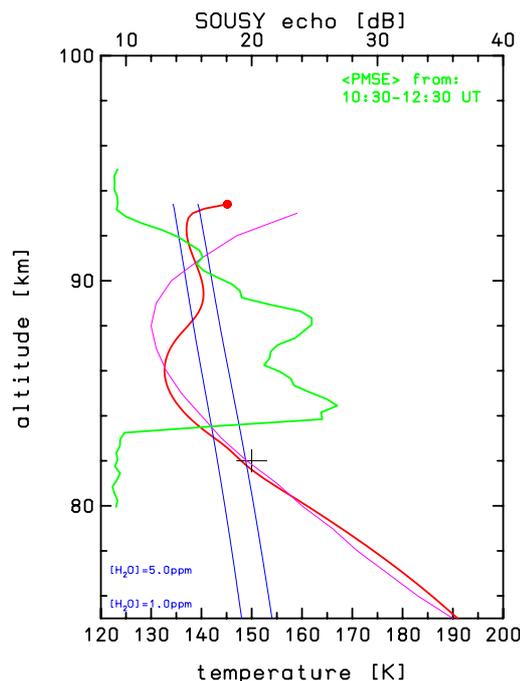


**Abb. 9.1** Start einer meteorologischen Rakete von Svalbard,  $78^{\circ}N$ . Die fallende Kugel wird in einer Höhe von etwa 90-100 km ausgestossen und erreicht ein Apogäum von etwa 115 km. Die Gesamtlänge der Rakete (Motor plus Nutzlast) beträgt 3,60 m.

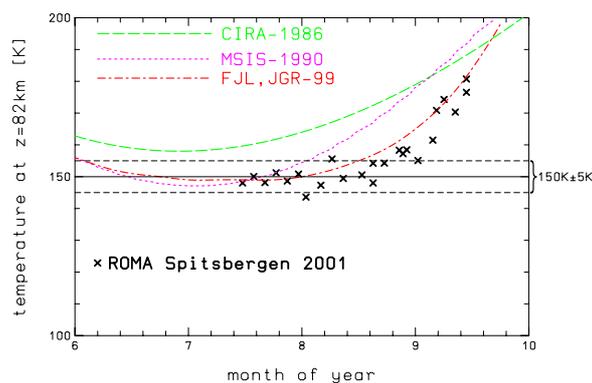
<sup>2</sup>Max-Planck-Institut Katlenburg-Lindau)

findet sich seit 4 Jahren in der Nähe von Longyearbyen, nur etwa 15 km vom Startplatz entfernt. In Abbildung 9.2 ist das Ergebnis des Fluges einer fallenden Kugel gezeigt, die am 16. Juli 2001 um 11:25 UT gestartet wurde (UT=universal time). Es handelt sich hierbei um die allererste Temperaturmessung in diesen Breiten, die sich über die gesamte Mesosphäre erstreckt. Zum Vergleich ist das mittlere Profil von 69°N gezeigt. Man erkennt deutlich eine Doppelstruktur im Temperaturprofil mit lokalen Minima bei ca. 93 und 86 km und Temperaturen von 137 bzw. 133 Kelvin. Die Temperatur der Mesopause (= niedrigste Temperatur in Abbildung 9.2) weicht in diesem Flug nicht wesentlich vom mittleren Wert in niedrigen Breiten ab. Während des gesamten Tages des Raketenstarts wurden starke PMSE-Echos beobachtet. In Abbildung 9.2 ist auch das PMSE-Profil gezeigt, welches sich nach Mittelung über ca.  $\pm 1$  h um den Startzeitpunkt ergibt. Ferner sind zwei Geraden der Frostpunkt-Temperaturen  $T_{frost}$  für Wassereis eingezeichnet, die den (leider nicht bekannten)  $H_2O$ -Konzentrationen von 1 bzw. 5 ppm entsprechen. Wenn die aktuelle Temperatur niedriger als  $T_{frost}$  ist, können Eisteilchen entstehen, bzw. existieren. Wie man in Abbildung 9.2 sehen kann, ist dies Bedingung in der Tat praktisch genau in dem Höhenintervall erfüllt, in dem PMSE auftritt. Diese enge Korrelation zwischen PMSE und der thermischen Struktur unterstützt die allgemeine Annahme, daß die Aerosolteilchen, die für PMSEs sorgen, aus Wassereis bestehen.

In Abbildung 9.3 sind die 24 gemessenen Temperaturwerte in einer Höhe von 82 km gezeigt, also in einer Höhe, in der typischerweise die NLCs auftreten. Die Temperaturen liegen bis etwa Ende August sehr nahe bei 150 K, also exakt beim gleichen Wert wie in niedrigen Breiten (69°N, Andøya). Allerdings sind die Temperaturen über Svalbard beim Übergang vom Sommer in den Winter (ab Ende August) in dieser Höhe deutlich niedriger als über Andøya. Diese experimentellen Ergebnisse können verwendet werden, um Modellrechnungen zur thermischen Struktur der oberen Atmosphäre zu überprüfen und u. U. zu verbessern. Weitere ROMA-Kampagnen sind für Mai/Juni 2002 und für September/Oktober 2003 von der Andøya Rocket Range geplant.



**Abb. 9.2** Das erste Temperaturprofil in der Mesosphäre in sehr hohen Breiten im Sommer (rote Kurve). Zum Vergleich ist das mittlere Profil von Andøya (69°N) (pinkfarben) und die Frostpunkttemperaturen für eine  $H_2O$ -Konzentration von 1 ppm, bzw. 5 ppm (blaue Geraden) gezeigt. Das grüne Profil repräsentiert das Radarecho des SOUSY-Radars, gemittelt in einem Zeitraum von ca.  $\pm 1$  h um den Raketenstart.



**Abb. 9.3** Während der ROMA-Kampagne gemessene Temperaturwerte in einer Höhe von 82 km. Zum Vergleich sind die beiden Referenz-Atmosphären CIRA und MSIS-1990, sowie die mittleren Werte von 69°N gezeigt (aus Lübken, *J. Geophys. Res.* 104, 9135–9149, 1999).

## 10 Das MIDAS - Projekt: Turbulenz in der oberen Mesosphäre

(A. Müllemann, H.-J. Heckl, F.-J. Lübken, M. Rapp)

Im Rahmen des MIDAS-Projektes werden Turbulenzmessungen und hochaufgelöste Dichte- und Temperaturmessungen mit Hilfe von Höhenforschungsraketen durchgeführt, um die Rolle von Turbulenz für die Energiebilanz der mittleren Atmosphäre zu untersuchen und die kleinskalige dynamische und thermische Struktur der Atmosphäre in Verbindung mit Phänomenen in der polaren Sommermesopausenregion, NLC und PMSE, zu bestimmen.

Die Nutzlast der Höhenforschungsrakete wird zusammen mit der Universität Oslo und dem NDRE in Kjeller (Norwegen) entwickelt und betrieben. Am IAP wird der CONE-Sensor gebaut, im Labor kalibriert und für die Starts vorbereitet. In Abb. 10.1 sind die Elemente des CONE-Sensors abgebildet. Der Sensor selbst besteht aus kugelförmigen Gittern (Elektroden eines Ionisationsmanometers) auf einer konischen Struktur. Links im Bild befindet sich die Elektronik-Sektion (entwickelt von der Firma von Hoerner & Sulger GmbH). Am oberen Bildrand ist der äußere Raketenzyylinder zu erkennen. Links hinter dem Sensor steht eine Stahlhaube, die den Sensor bis kurz vor der Messung unter Vakuum verschließt.

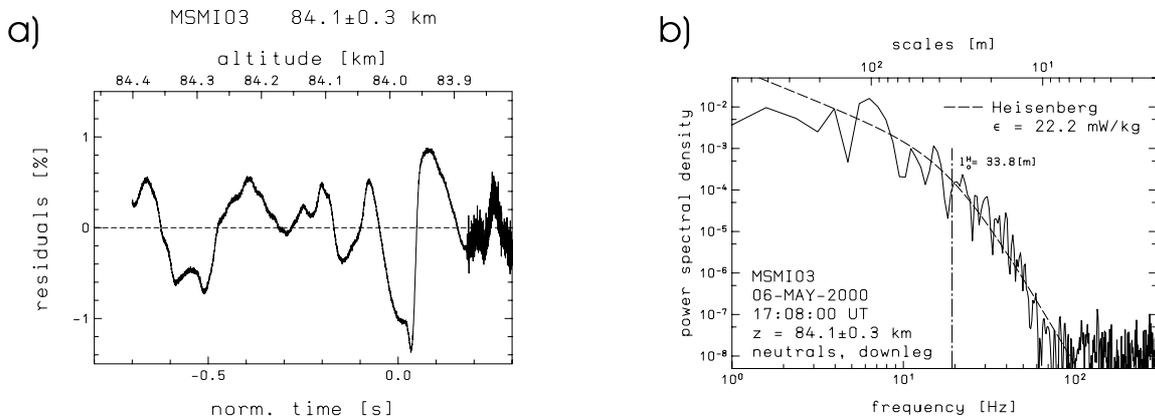
Der CONE-Sensor misst die Neutralgasdichte in der Atmosphäre mit einem Ionisationsmanometer (=IM) mit einer räumlichen Auflösung von besser als einem Meter. Die hohe räumliche Auflösung wird durch die offene Geometrie der Elektroden erreicht. Dadurch ist das Messvolumen des IMs während des Raketenfluges so direkt wie möglich der Atmosphäre ausgesetzt. Die Elektronik garantiert, dass die Messung mit einem sehr niedrigen Rauschen ( $<0.1\%$ ) durchgeführt wird. Dadurch sind wir in der Lage, die kleinskaligen und geringen Schwankungen in der Neutralgasdichte zu detektieren, die durch Turbulenz verursacht werden.



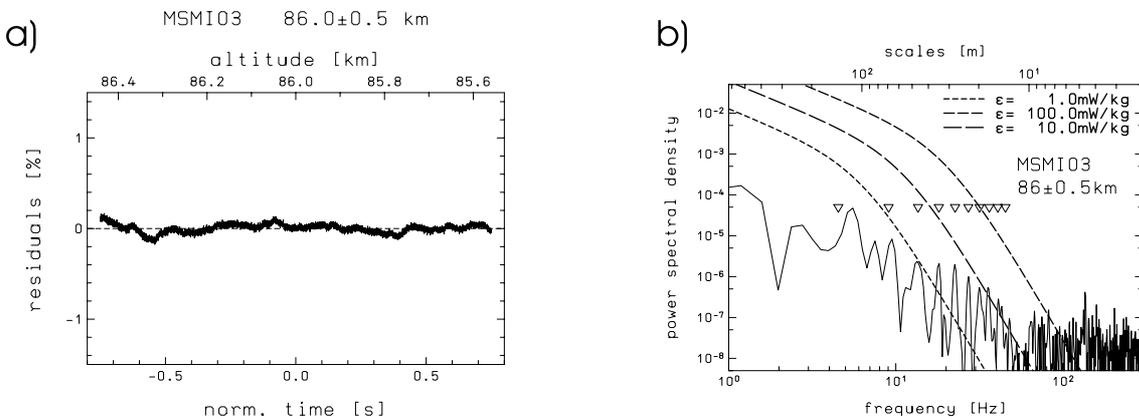
**Abb. 10.1** Der CONE-Sensor mit Elektronik, Vakuumhaube und Raketenzyylinder

Abb. 10.2 und Abb. 10.3 demonstrieren die Messung und die Auswertung der Daten an zwei Beispielen des Raketenfluges MSMI03 vom 6. Mai 2000. Deutliche Fluktuationen in der Dichte von bis zu 1%, die durch Turbulenz verursacht sind, sind im Höhenbereich von  $84.1 \pm 0.3$  km in Abb. 10.2 a) zu erkennen. Um die Stärke der Turbulenz in unseren Messungen quantitativ zu bestimmen, werden spektrale Leistungsdichten (=power spectral densities) aus den gemessenen relativen Dichtefluktuationen berechnet. Durch einen Vergleich mit den spektralen Leistungsdichten eines theoretischen Modells werden turbulente Parameter bestimmt, wie z.B. die turbulente Energiedissipationsrate  $\epsilon$ . An die spektralen Leistungsdichten der Messdaten aus Abb. 10.2 a) wurde in Abb. 10.2 b) ein Spektrum angepasst, das auf ein theoretisches Modell von Heisenberg zurückgeht (Heisenberg, *Z. Physik*, 124, 628, 1948). Das Modell hat als Parameter die sogenannte innere Skala  $l_0^H$ , die im Leistungsdichtespektrum für homogene und isotrope Turbulenz den inertialen Unterbereich vom viskosen Unterbereich trennt. Aus  $l_0^H = 33.8$  m folgt direkt  $\epsilon = 22.2$  mW/kg. Dies entspricht einer turbulenten Aufheizrate von 1.8 K/d. Im Höhenbereich von  $86.0 \pm 0.5$  km während des gleichen Fluges treten dagegen keine Fluktuationen in der Dichte auf, wie in Abb. 10.3 a) dargestellt ist. Hier liegt offensichtlich keine Turbulenz vor. Um dies quantitativ zu belegen, sind zu den spektralen Leistungsdichten der Daten in Abb. 10.3 b) zusätzlich verschiedene Modell-Spektren nach Heisenberg für schwache bis starke turbulente

Aktivität eingezeichnet. Deutlich wird, dass keines der Modell-Spektren mit dem gemessenen Spektrum übereinstimmt. Die verbleibenden Spitzen im gemessenen Spektrum sind auf nicht vollständig beseitigte Einflüsse der Spinfrequenz der Nutzlast (Eigendrehfrequenz der Rakete zur Lagestabilisierung) zurückzuführen.



**Abb. 10.2** a) Relative Dichtefluktuationen (=residuals) für den Höhenbereich  $84.1 \pm 0.3$  km des Fluges MSMI03 als Funktion der Zeit (relativ zu  $t=0$  bei 84.0 km, untere Skala) und der Höhe (obere Skala). Der plötzliche Anstieg des Rauschniveaus bei  $\sim 0.18$  s ist durch das Umschalten des Messbereichs des IMs verursacht. b) Spektrale Leistungsdichten der Daten aus a) als Funktion der Frequenz (untere Skala) und der räumlichen Ausdehnung (obere Skala). Zusätzlich ist die beste Anpassung der Leistungsdichten eines theoretischen Modells von Heisenberg eingezeichnet (gestrichelte Linie). Dieses Spektrum hat eine innere Skala von  $l_0^H = 33.8$  m, die einer turbulenten Energiedissipationsrate von  $\epsilon = 22.2$  mW/kg bzw. einer turbulenten Aufheizrate von 1.8 K/d entspricht.



**Abb. 10.3** Wie in Abb. 10.2 jedoch für den Höhenbereich  $86.0 \pm 0.5$  km (Zeit relativ zu  $t=0$  bei 86.0 km). Zusätzlich sind hier Spektren des Heisenberg-Modells zu verschiedenen angenommenen Werten von  $\epsilon$  für sehr schwache bis starke Turbulenz eingezeichnet. Dreiecke markieren die Spinfrequenz der Rakete und deren Harmonische.

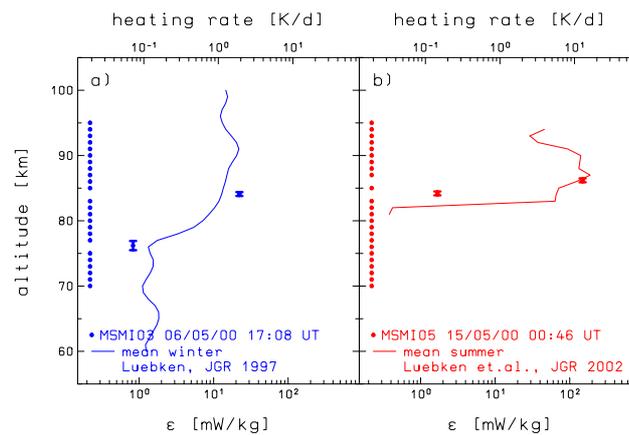
Bisher wurden insgesamt 5 Höhenforschungsraketen von der nordnorwegischen Station Andøya Rocket Range ( $69^\circ\text{N}$ ) aus gestartet. Im Frühjahr 2000 wurden in der Übergangszeit der polaren Mesosphäre vom Winter- zum Sommerzustand zwei Raketen während der MIDAS/SPRING-Kampagne gestartet, um zum ersten Mal überhaupt Turbulenz in dieser Jahreszeit zu messen. Die beiden Raketen (mit den Bezeichnungen MSMI03 und MSMI05) wurden in einem Abstand von neun Tagen gestartet (6.5.2000 und 15.5.2000). Die Ergebnisse der Turbulenzmessungen sind in Abb. 10.4 präsentiert. Offensichtlich stimmen die Ergebnisse von MSMI03 sehr gut mit mittleren Turbulenzwerten früherer Wintermessungen überein. Und die Messungen von MSMI05 entsprechen den mittleren Werten früherer Sommermessungen.

Insbesondere ist zu beachten:

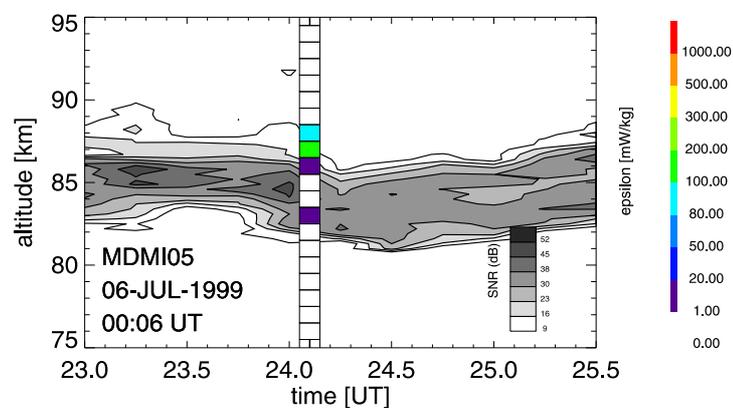
- Bei MSMI03 trat in 76 km Höhe Turbulenz mit einer für Winter typischen schwachen Intensität auf. In früheren Messungen wurde dagegen im Sommer unterhalb von 80 km Höhe noch nie turbulente Aktivität gemessen. Daher repräsentiert MSMI03 typische Winterbedingungen.
- Bei MSMI05 trat in 86 km Höhe Turbulenz mit einer Stärke auf, wie sie bisher im Sommer schon häufig gemessen wurde dagegen im Winter noch nie beobachtet wurde. Daher repräsentiert MSMI05 typische Sommerbedingungen.

Der Wechsel vom Winter- zum Sommerzustand fand also in einem Zeitraum von etwa neun Tagen statt. Auch Temperatur- und Windmessungen mit meteorologischen Raketen und dem ALOMAR MF Radar (siehe auch Kap. 21) zur Bestimmung der Hintergrundatmosphäre zeigten den Wechsel vom Winter- zum Sommerzustand im gleichen Zeitraum (siehe *Müllemann, 2002* für weitere Einzelheiten).

Ein weiterer Schwerpunkt des MIDAS-Projektes ist die Untersuchung des Zusammenhangs zwischen Turbulenz und PMSE. Dazu wurden alle in situ Daten der turbulenten Energiedissipationsrate  $\epsilon$  mit den PMSE-Daten von VHF-Atmosphärenradars, die gleichzeitig und nahezu im gleichen Volumen PMSE gemessen haben, verglichen (*Lübken et. al., 2002*). In Abb. 10.5 werden als Beispiel die Ergebnisse für den Raketenflug MDMI05 vom 6.7.1999 gezeigt. Wie auch aus diesem Beispiel ersichtlich ist, tritt nur in Ausnahmefällen in den Höhen, in denen PMSE vorhanden ist, auch turbulente Aktivität auf. Dies zeigt deutlich, dass PMSE nicht wie bisher häufig angenommen eine Folge von Turbulenz im Neutralgas ist, sondern durch andere Prozesse, wie zum Beispiel von Plasmainstabilitäten, erzeugt werden muss.



**Abb. 10.4** a) Turbulenzmessungen durch den Raketenflug MSMI03 und das mittlere Winterprofil für  $\epsilon$  aus *Lübken (J. Geophys. Res., 102, 13441, 1997)*. Die obere Skala gibt  $\epsilon$  als turbulente Aufheizrate wieder. Werte nahe der linken Höhenachse wurden gewählt, um anzuzeigen, dass in diesen Höhenbereichen keine Turbulenz gemessen wurde. Die Balken an den von Null verschiedenen Messwerten zeigen den Höhenbereich der gemessenen turbulenten Schicht an. b) Wie in a) nur für Flug MSMI05 und das mittlere Sommerprofil aus *Lübken et. al. (2002)*.

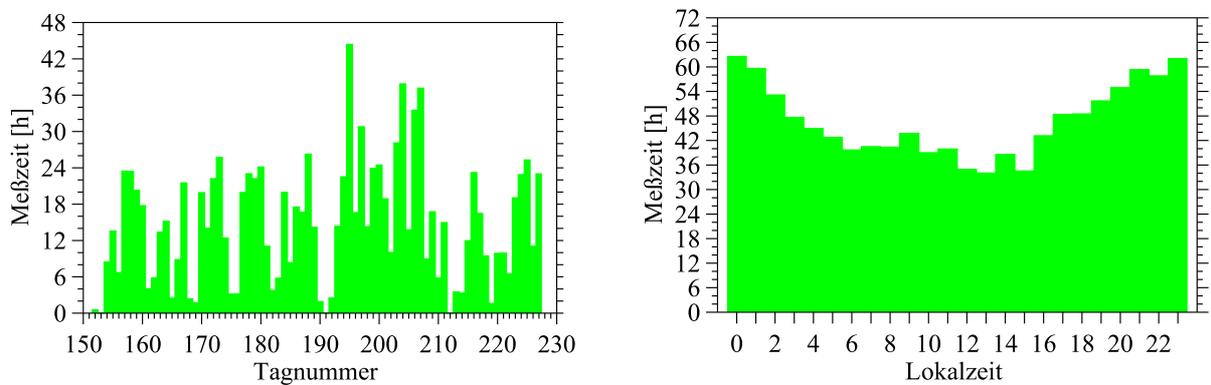


**Abb. 10.5** PMSE-Daten des ALWIN-Radars vom 6.7.1999 (siehe auch Kap. 17) als graue Konturen um die Zeit des Starts der Rakete MDMI05 um 00:06 UT. Die Ergebnisse der Turbulenzmessungen von MDMI05 sind als farbige Konturen zum Zeitpunkt des Raketenstarts eingezeichnet.

# 11 Beobachtung leuchtender Nachtwolken in 69°N von 1997 bis 2001

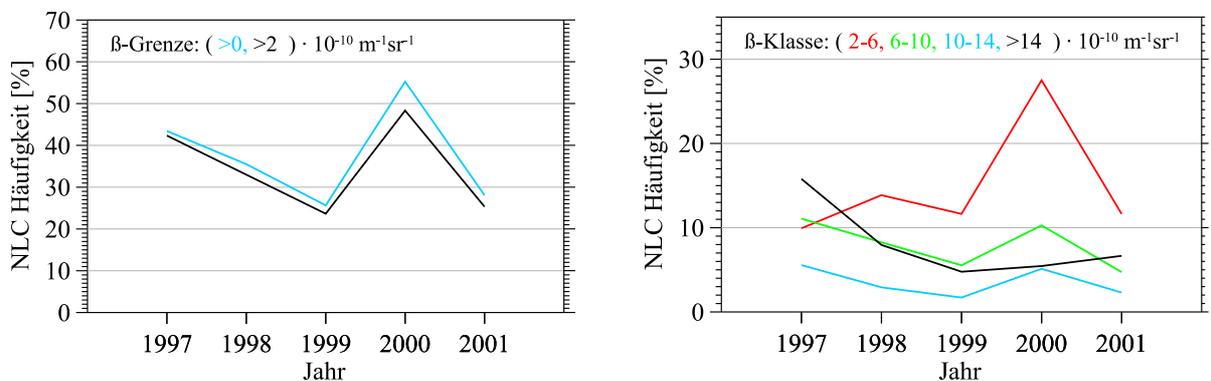
(J. Fiedler, G. Baumgarten, G. von Cossart, A. Schöch, U. von Zahn)

Eines der Haupteinsatzgebiete des ALOMAR RMR Lidars ist die Beobachtung leuchtender Nachtwolken (NLC). Diese Wolken bilden sich im Sommer in Höhen zwischen 80 und 90 km in polaren Breiten und sind damit die höchsten Wolken in der Atmosphäre als Folge sehr tiefer Temperaturen (-120 °C bis -140 °C). Das Lidar ist durch die Nutzung extrem schmalbandiger Filter in der Lage durchgehend bei Tageslicht zu messen, eine notwendige Voraussetzung für NLC-Beobachtungen in polaren Breiten. Seit 1997 werden vom IAP regelmäßig Meßkampagnen organisiert, um den Zeitraum vom 1. Juni bis 15. August möglichst durchgehend mit Lidarmessungen abzudecken. Das führte innerhalb der letzten 5 Jahre zu 1122 Meßstunden. Die Verteilung der Messungen über die NLC-Saison und die Tageszeit zeigt Abb. 11.1.



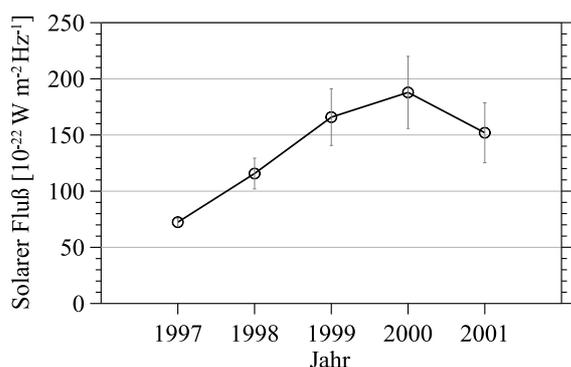
**Abb. 11.1** Saisonale und tageszeitliche Verteilung der Lidarmessungen von 1997 bis 2001.

Mit diesen Voraussetzungen ist es möglich, Aussagen zum jährlichen Auftreten von NLC zu treffen. Dazu wurden die Rückstreupprofile auf der grünen Laserwellenlänge (532 nm) über 14 Minuten integriert ( $\equiv$  eine Zeitscheibe) und auf ein NLC-Signal untersucht. Dieses ist dann vorhanden, wenn der Wert des Volumenrückstreukoeffizienten für NLC-Teilchen  $\beta$  ( $\equiv$  Intensität der Wolke) größer 0 wird. Während des hier betrachteten 5-Jahreszeitraumes hatte das Lidar wechselnde Empfindlichkeiten bezüglich der NLC-Erkennung. Die Ursachen hierfür liegen sowohl in instrumentellen Umbauten als auch in wetterabhängigen Variationen der troposphärischen Transmission. Um diese Einflüsse auf die Häufigkeitsbestimmung des NLC-Auftretens auszuschließen, wurde jede Zeitscheibe bezüglich der NLC-Nachweisgrenze untersucht. Es zeigt sich, daß in allen Jahren Wolken mit einem  $\beta > 4 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$  in über 90 % der Meßzeit beobachtbar gewesen sind.



**Abb. 11.2** Häufigkeit des Auftretens leuchtender Nachtwolken für unterschiedliche Intensitätsgrenzen (links) und -klassen (rechts).

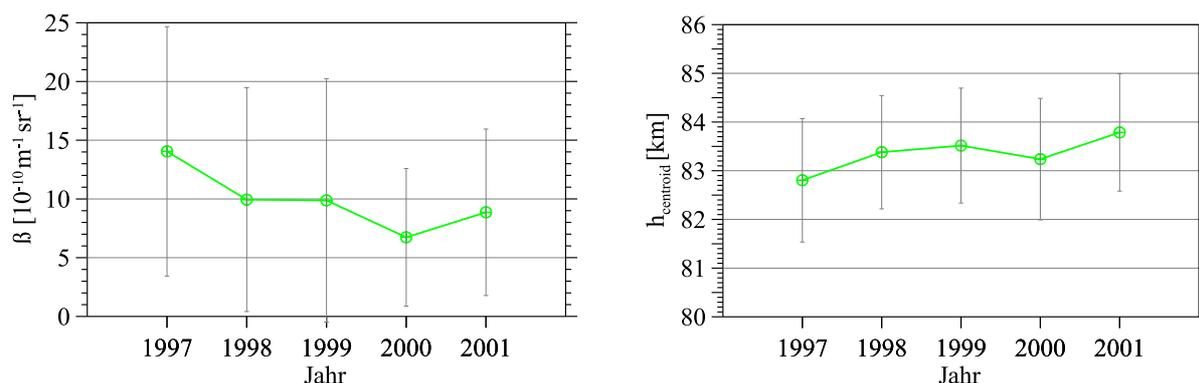
Abb. 11.2 zeigt die prozentuale Häufigkeit von NLC in den einzelnen Jahren. Auf der linken Seite sind Kurven für zwei unterschiedliche  $\beta$ -Grenzen angegeben, die blaue Kurve enthält sämtliche beobachteten NLC. Es ist eine deutliche Abnahme der Häufigkeit von 1997 bis 1999 zu erkennen, 2001 liegt der Wert wieder geringfügig höher als 1999. Auffällig ist das NLC-Auftreten im Jahr 2000, in dem die größte Häufigkeit in diesem 5-Jahreszeitraum erreicht wird. Ein detaillierteres Bild ergibt sich durch die rechte Darstellung. Hier sind die Häufigkeiten für unterschiedliche  $\beta$ -Klassen aufgetragen. Es zeigt sich, daß das Gesamtverhalten in der NLC-Häufigkeit über die Jahre im wesentlichen durch **eine Zunahme der schwachen Wolken (rote Kurve) bei gleichzeitiger Abnahme der starken Wolken (schwarze Kurve)** verursacht wird.



**Abb. 11.3** Säkularer Verlauf der solaren 10,7 cm Strahlung (NGDC/Penticton).

Die jährliche Variation der solaren 10,7 cm Strahlung, jeweils für den NLC-Beobachtungszeitraum, zeigt Abb. 11.3. Für die starken NLC ergibt sich eine Antikorrelation mit der Sonnenaktivität, was in Übereinstimmung mit Satellitenbeobachtungen von NLC steht (*Thomas et al., J. Geophys. Res., 96, 927, 1991*). Die Ursache für dieses gegenläufige Verhalten könnte in der verstärkten Photodissoziation von Wassermolekülen im Mesopausenbereich als Folge höherer solarer Lyman- $\alpha$  Strahlung liegen.

Für die Zeitscheiben mit NLC-Signatur wurden aus dem Höhenprofil folgende Schichtparameter als Mittelwerte für jedes Jahr berechnet: maximaler Volumenrückstreukoeffizient  $\beta$ , Schwerpunkthöhe  $h_{centroid}$  und Halbwertsbreite  $\delta h$ . Die vertikalen Balken in Abb. 11.4 repräsentieren den 1- $\sigma$ -Wert der Variabilität des jeweiligen Parameters. Die Abnahme der Intensität der Wolken mit einem Minimum im Jahr 2000 ist konsistent mit dem Häufigkeitsverhalten über die Jahre. Bei der Wolkenhöhe scheint eine Tendenz zu größeren Höhen zu existieren, die Wolkenstärke (hier nicht als Grafik gezeigt) ist bemerkenswert konstant über die 5 Jahre mit Mittelwerten zwischen 1,2 und 1,4 km.



**Abb. 11.4** Mittelwerte für die NLC-Schichtparameter mit Angabe der Variabilität.

Als mittlere Schichtparameter für diesen 5-Jahreszeitraum ergeben sich aus insgesamt 408 Stunden NLC-Messungen:

- $\beta$  =  $9,5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ ,
- $h_{centroid}$  = 83,3 km,
- $\delta h$  = 1,3 km.

## 12 Depolarisation und horizontale Struktur leuchtender Nachtwolken

(G. Baumgarten, G. von Cossart, J. Fiedler, F.-J. Lübken, A. Schöch, U. von Zahn)

Leuchtende Nachtwolken (NLC) werden seit mehr als 100 Jahren beobachtet. Bereits vor ca. 50 Jahren wurden erste Versuche unternommen, die Form der NLC-Teilchen zu untersuchen. Trotz unterschiedlicher raketentragener und bodengebundener Experimente konnte bislang die Form der Teilchen nicht zweifelsfrei bestimmt werden. Durch Nachweis der Depolarisation des rückgestreuten Lichts ist es mit einem Lidar möglich, die Asphärizität von Aerosolen zu bestimmen. Bei NLC-Teilchen ist die Messung der Depolarisation im Sommer 2000 erstmals durch das ALOMAR RMR Lidar aufgrund von vier Besonderheiten des Instruments gelungen (siehe auch Abschnitt 3): Diese sind: (1) hoher Polarisationsgrad des ausgesendeten Lichts mit  $\Delta > 99,6\%$ , (2) große Fläche der Empfangsteleskope mit einem Durchmesser von 1,8 m, (3) effiziente Analyse der Polarisation mit einer Blockung größer  $10^{-4}$ , (4) hohe Unterdrückung des solaren Untergrundsignals.

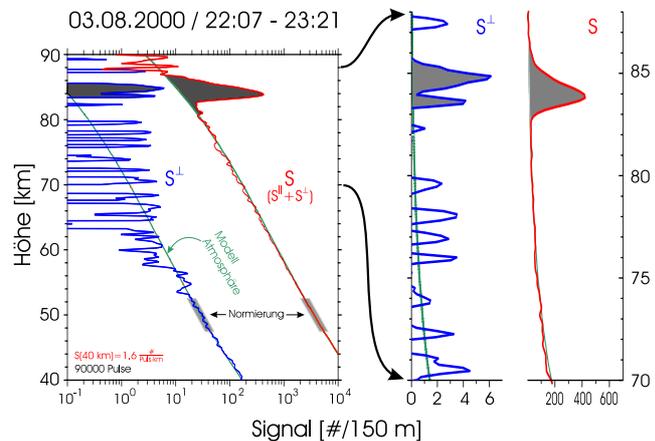
Die Untersuchung der Form von NLC Teilchen gelingt mit dem folgenden Prinzip:

Das Lidar sendet linear polarisiertes Licht in die Atmosphäre. Wird bei der Streuung an den NLC-Teilchen die Polarisationsebene des rückgestreuten Lichts geändert, d.h. tritt eine Depolarisation ( $\delta$ ) des Lichts auf, können die Teilchen nicht kugelförmig sein. In diesem Fall spricht man von asphärischen Teilchen. Da NLC-Teilchen wesentlich kleiner als die Wellenlänge des ausgesendeten Lichts sind, ist der Effekt klein und schwer nachweisbar. Untersuchungen des Streuverhältnens von asphärischen Eis-Teilchen mit einer erweiterten Mie-Theorie (T-Matrix Methode) haben gezeigt, daß bei Teilchen von der Größe der NLC-Teilchen, selbst bei extrem asphärischen Zylindern mit einem Achsenverhältnis (Länge zu Durchmesser) von 10 nur ca. 2 % des Lichts depolarisiert werden.

Die geringe Abhängigkeit der Rückstreuung von der Teilchenform erschwert einerseits die Untersuchung der Form der Teilchen, andererseits ist dadurch die Untersuchung der Teilchengröße möglich, wie sie mit dem ALOMAR RMR Lidar seit 1998 regelmäßig durchgeführt wird.

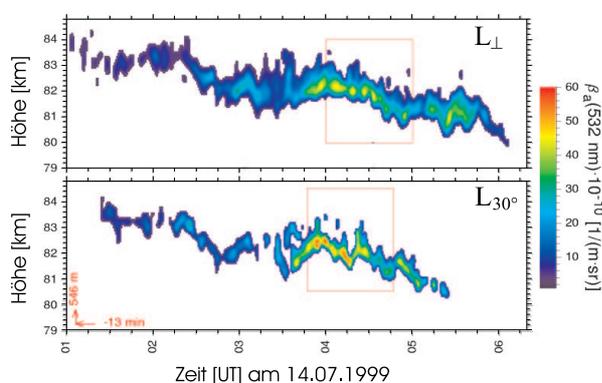
Die Rückstreuung senkrechter Polarisation, und damit die asphärischen Teilchen, wurden ca. 1 km oberhalb der maximalen Rückstreuung der NLC beobachtet (s. Abb. 12.1). Hierdurch stellen sich bislang unbeantwortete Fragen über die mikrophysikalischen Vorgänge in NLC.

Leuchtende Nachtwolken (NLC) können seit ungefähr einem Jahrzehnt von Lidarinstrumenten beobachtet werden. Das Instrument beobachtet dabei in einem festen Meßvolumen die zeitliche Entwicklung von NLC. Hieraus ist es nicht möglich, zwischen in-situ Änderungen der NLC und einem horizontalen Transport der NLC durch den Wind zu unterscheiden. Mit dem als Doppel-Lidar mit schwenkbarer Blickrichtung ausgelegten ALOMAR RMR Lidar können



**Abb. 12.1** Gleichzeitige Beobachtung einer depolarisierenden NLC-Schicht von beiden Lidarsystemen des ALOMAR RMR Lidar im gleichen Atmosphärenvolumen. Mit dem ersten System wurde die gesamte Rückstreuung ( $S$ ) und mit dem zweiten System nur die depolarisierte Rückstreuung ( $S^\perp$ ) gemessen.

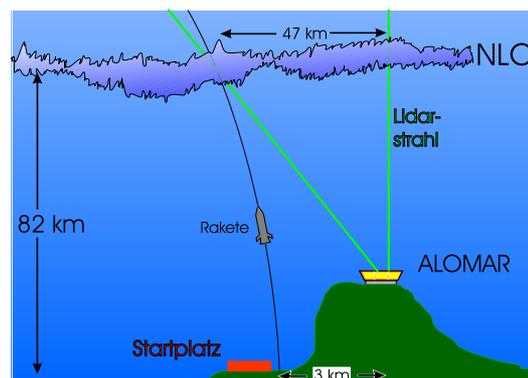
dynamische Vorgänge in einer NLC an zwei verschiedenen Orten, die in der Höhe der NLC bis zu 100 km horizontal entfernt sind, untersucht werden. Während am 14.06.1999 mit einem vertikal blickenden Lidarsystem die NLC über der Station beobachtet wurde ( $L_{\perp}$ ), wurde mit dem zweiten,  $30^{\circ}$  aus dem Zenit geschwenkten System ( $L_{30^{\circ}}$ ) die NLC 47 km nordwestlich beobachtet (Abb. 12.2). Beide NLC-Beobachtungen zeigen gleiche Muster in der zeitlichen Entwicklung des Rückstreuverhaltens der NLC. So sinkt z.B. die Höhe der NLC in den Beobachtungen beider Lidarsysteme im Mittel mit 500 Meter pro Stunde ab (Abb. 12.3).



**Abb. 12.3** Zeitliche Entwicklung der NLC-Beobachtungen beider Lidarsysteme.

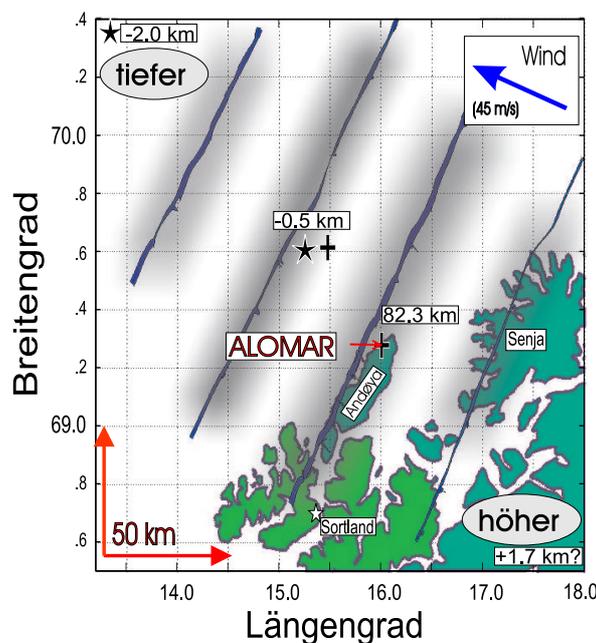
Senkrecht zur Driftrichtung sind bei dieser Beobachtung die Strukturen mindestens 20 km lang (Abb. 12.4). Aus der Differenz der mit den beiden Lidarsystemen gemessenen Höhe der NLC-Schicht ergibt sich, daß die Schicht an diesem Tag ca.  $1^{\circ}$  gegenüber der Horizontalen geneigt ist (senkrecht zur Driftrichtung). Eine Abwärtsbewegung der NLC-Teilchen von  $L_{\perp}$  nach  $L_{30^{\circ}}$  (durch Kreuze markiert) kann ausgeschlossen werden. In diesem Fall wären die NLC-Teilchen auf dem Weg von  $L_{\perp}$  nach  $L_{30^{\circ}}$  verdampft. Dies kann jedoch ausgeschlossen werden, da beide Lidarsysteme eine gleich starke Rückstreuung durch die NLC beobachten. Die Neigung der NLC-Schicht zeigt sich ebenfalls in den Ergebnissen der zeitgleich geflogenen Höhenforschungsrakete.

Da diese Untersuchungen einen einzigartigen Einblick in die dynamischen Vorgänge beim Auftreten von NLC geben, werden wir diese in Kooperation mit dem ALOMAR Ozon Lidar weiter verbessern.



**Abb. 12.2** Beobachtungsgeometrie während einer Messung von Lidar und Höhenforschungsrakete im gleichen Atmosphärenvolumen

Durch den numerischen Vergleich beider NLC-Beobachtungen ergibt sich, daß die über der Station beobachteten Muster ca. 12 Minuten später im nordwestlich gelegenen Meßvolumen erscheinen. An diesem Tag wird teilweise ein Muster der NLC mehrfach beobachtet. Diese sind Ausdruck einer horizontal periodischen Struktur der NLC-Schicht. Unter Berücksichtigung der Beobachtungsgeometrie des Lidar und der Windrichtung ergibt sich, daß die periodischen Strukturen eine Wellenlänge von 30 – 50 km besitzen.



**Abb. 12.4** Aus den NLC-Beobachtungen mit dem Lidar und der Windrichtung, bestimmt durch das ALOMAR MF Radar, läßt sich die Orientierung der NLC-Bänder bestimmen.

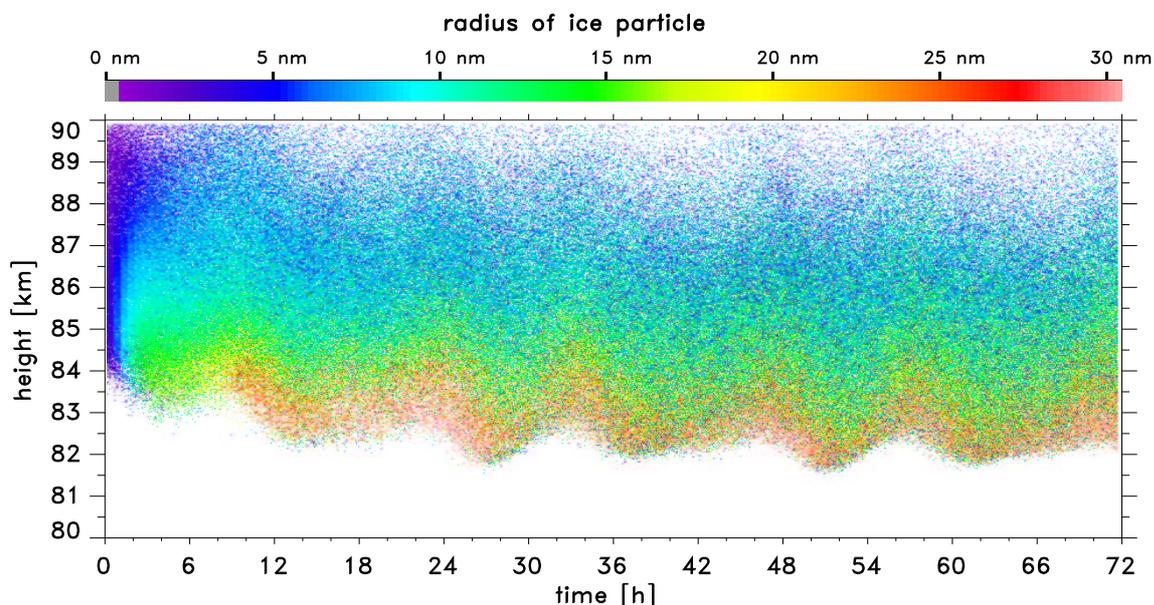
## 13 Modellierung von leuchtenden Nachtwolken in der Mesopausenregion

(U. Berger, U. von Zahn)

Leuchtende Nachtwolken (noctilucent clouds = NLCs) entstehen im Sommer in Höhen zwischen 82 und 85 km in hohen und polaren Breiten. Daneben sind polare mesosphärische Sommererechos (= PMSEs) mit NLC Erscheinungen räumlich und zeitlich korreliert. Damit ist es sehr wahrscheinlich, daß bei der Ausbildung beider Phänomene Eisteilchen eine entscheidende Rolle spielen sollten.

Unsere mehrjährige Beobachtungsstatistik von NLCs über Alomar/Andoya (69°N) weist folgende Merkmale auf: (1) Mittlere Höhe des Schichtmaximums: 83.2 km; (2) Untere Kante der Schicht: nahe bei 82 km und  $150 \pm 2$  K; (3) Typische Schichtdicke: 1.4 km; (4) Gezeitenvariation der Höhe des Schichtmaximums: Gesamte Variation 2 km, dominiert von einer halbtägigen Gezeit.

In unserem neuentwickelten **Eisteilchenmodell** agieren 2 Millionen Kondensationskeime in einem multiplen Partikelsystem als potentielle Kondensationskeime in einer übersättigten, kalten Atmosphäre. Hierbei wird die 2-dim Trajektorie (Breitenkreis über Andoya 69°N) eines jeden Rauchteilchens in einer selbstkonsistenten 3-dim Hintergrundatmosphäre zeitabhängig "Lagrange" berechnet. Eine vereinfachte Mikrophysik beschreibt die heterogene Kondensation von Wasserdampf, das Wachsen von Eis auf dem Kondensationskeim, eine Sedimentation des Partikels, und ein späteres Verdampfen des Eiskörpers in wärmeren Regionen. Während des Eiswachstums und der Eissublimation wird der aktuelle atmosphärische Hintergrundwasserdampf einbezogen. Horizontale und vertikale Winde, Temperatur, Druck, Dichte und Wasserdampf werden vom dem gekoppelten dynamisch-chemischen Modell der mittleren Atmosphäre (COMMA-IAP Modell System) zur Verfügung gestellt.



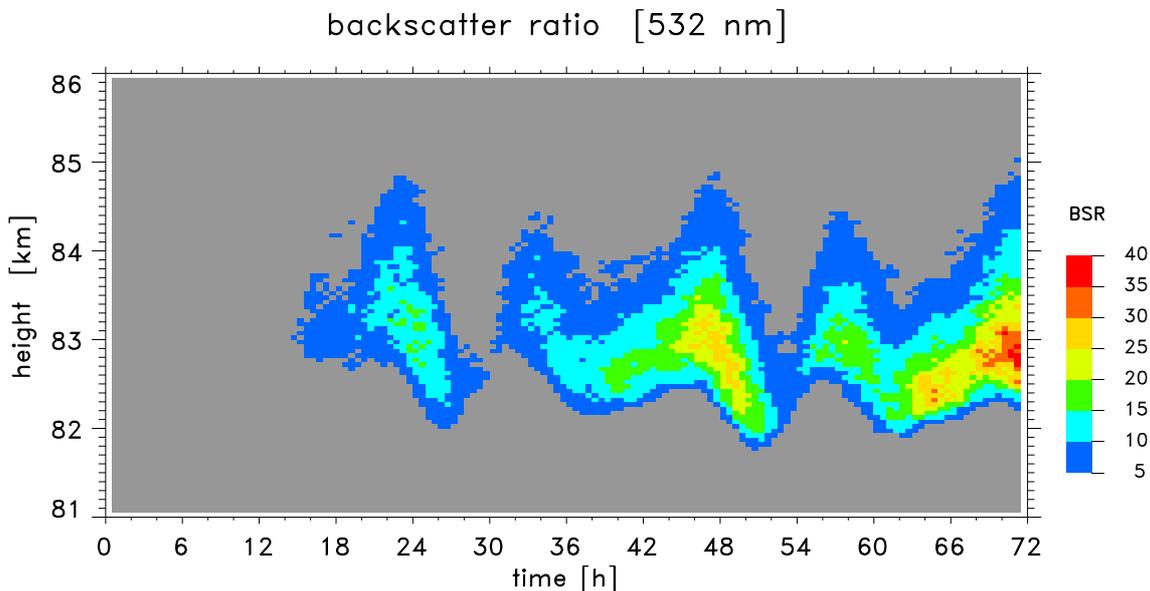
**Abb. 13.1** Studie mit Partikeldiffusion: Zeitliche Entwicklung der Eisteilchen bzgl. 30°W, 69°N während einer dreitägigen Simulation (Startzeit: 10:00) zu Sommersonstitionen Bedingungen. Farbwerte definieren den dominanten lokalen Eisradius.

Das gesamte Ensemble von 2 Millionen Partikeln beschreibt nach einigen Stunden Simulationszeit eine großräumige Eiswolke, in der die Historie und der Lebenszyklus eines jeden Eisteilchens wohlbekannt ist.

Das von COMMA-IAP berechnete Hintergrundtemperaturfeld weist eine exzellente Übereinstimmung mit Raketenexperimenten (*Lübken, 1999*) auf, die eine Mesopausenhöhe bei 88 km mit einer Temperatur von 128 K und bei 82 km eine Temperatur von 150 K beobachten. Dementsprechend liegt die untere Kante der simulierten Eiswolke bei ca. 82 km. Eddydiffusive Prozesse erzeugen eine breite Verteilung von kleinen Eisteilchen ( $r < 15$  nm) im Höhenbereich von 82-90 km. Die mittlere maximale Eisgröße beträgt ca.  $r = 40$  nm. Die Größenverteilung der Eisteilchen ist eher "Gauß'sch" als "logarithmisch" normalverteilt.

Der sogenannte 'freeze drying' Effect (Wechselwirkung zwischen Eisphase und Hintergrundwasserdampf) setzt nach ca. 3 h ein und trocknet die Mesopausenregion massiv aus. Dies verhindert ein Auftreten größerer Eisradien. Eine signifikante Sublimation von Eis setzt nach ca. 12 h ein und wiederholt sich dann zyklisch. Hierbei entwickeln sich wasserdampffreie Schichten (ca. 10 ppmv) bei 82 km.

Verschiedenste Eiswolkenparameter weisen eine halbtägige Gezeitenstruktur auf (z.B. Unterkante der Eiswolke, max. Eisgröße, Intensität der Sublimation, etc.), die durch den gezeitenabhängigen synoptischen Vertikalwind geprägt werden (Gezeitenamplitude  $\pm 40$  mm/s bei 83 km). Aus der obigen Eisverteilung lassen sich sogenannte Rückstreuverhältnis ( $\lambda = 532$  nm) errechnen, die mit optischen Beobachtungen verglichen werden können. Das modellierte Rückstreuverhältnis ( $\lambda = 532$  nm) nimmt nach ca. 24 h signifikante Werte an und entwickelt sich dann periodisch. Die Höhenvariation und absolute Stärke des Signals stimmt mit Lidar-Beobachtungen gut überein.

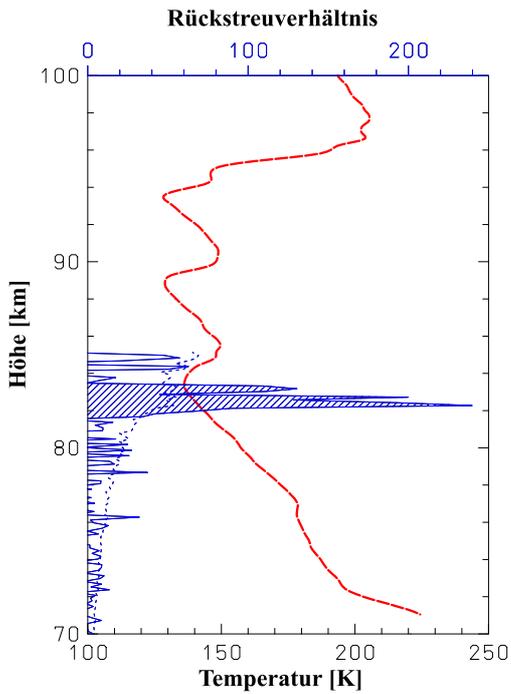


**Abb. 13.2** Studie mit Partikeldiffusion: Zeitliche Entwicklung des Rückstreuverhältnis (BSR mit  $\lambda = 532$  nm) bei  $30^\circ$ W,  $69^\circ$ N. Man beachte die ausgeprägte 12-h Gezeitenvariation der maximalen Intensität, die mit der Höhenlage antikorreliert ist.

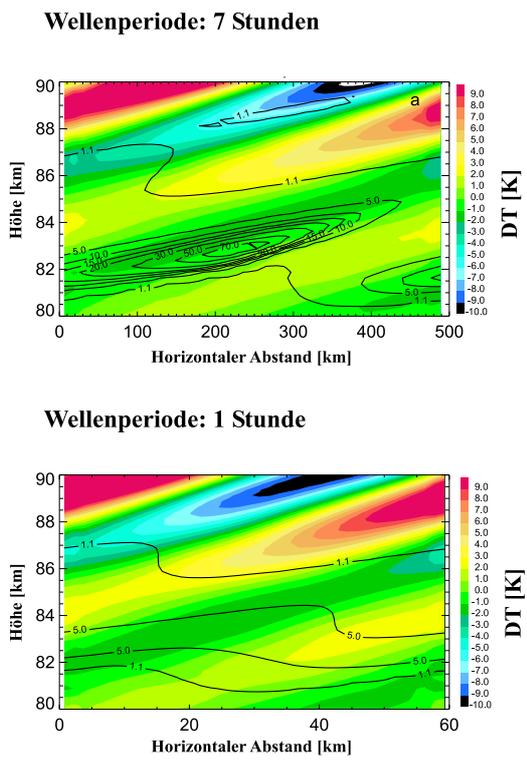
# 14 Mikrophysikalische Modellierung von NLC/PMSE

(M. Rapp, F.-J. Lübken)

In dem hier beschriebenen Forschungsprojekt wurden Modellrechnungen durchgeführt, um NLC und PMSE von einem einheitlichen Gesichtspunkt aus, nämlich der Mikrophysik von Eisteilchen im Mesopausenbereich, zu beschreiben. Dazu wurde zunächst von der Universität in Boulder (USA) ein mikrophysikalisches Modell der Eisteilchenbildung (CARMA: Community Aerosol and Radiation Model for Atmospheres) an das IAP transferiert.



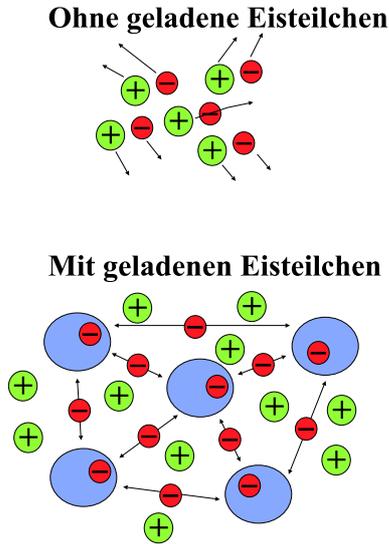
**Abb. 14.1** Während der SCALE Kampagne am 29. Juli 1993 mit dem raketentragenen Ionisationsmanometer CONE (siehe auch Kapitel 10) gemessenes Temperaturprofil (rote Linie). Die blaue Kurve zeigt das gleichzeitig von einem Lidar gemessene Rückstreuverhältnis.



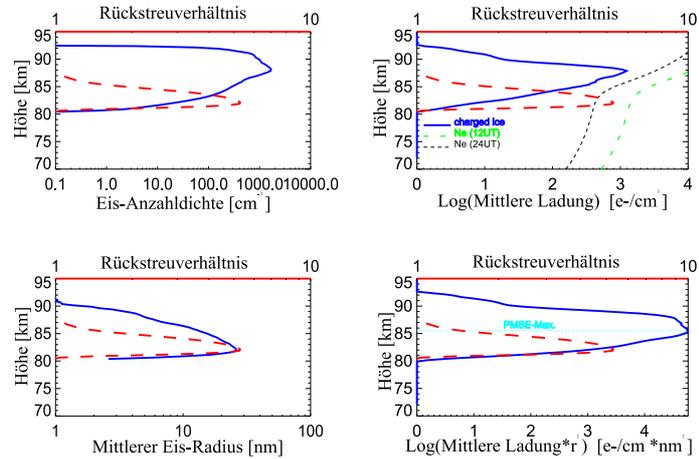
**Abb. 14.2** Als farbige Kontouren sind die durch Schwerewellen hervorgerufenen Temperaturstörungen (DT) als Funktion der Höhe und des horizontalen Abstands dargestellt. Die maximalen horizontalen Abstände entsprechen einer horizontalen Wellenlänge. In schwarz sind darüber Kontourlinien des Rücktreuverhältnisses für eine Laserwellenlänge von 532 nm dargestellt.

Erste Arbeiten mit diesem Modell wurden durchgeführt, um hochaufgelöste Temperaturmessungen, die mit Hilfe von Höhenforschungsraketen in NLC-Situationen von der nord-norwegischen Insel Andøya aus durchgeführt wurden, zu verstehen. In Abbildung 1 sind Ergebnisse einer solchen Messung gezeigt: das Temperaturprofil weist im Höhenbereich von 80-100 km Höhe eine wellenhafte Modulation mit Amplituden auf, die zwischen 5 und 15 K liegen. Gleichzeitige Messungen des Lidar-Rückstreuverhältnisses (dieses ist größer als 1, wenn NLC-Teilchen im Meßvolumen sind) zeigen, dass sich eine NLC exakt in einem lokalen Temperaturminimum in etwa 83 km Höhe befindet. Mit Hilfe des mikrophysikalischen Modells wurde nun die Eisteilchenbildung in der Gegenwart von Temperaturstörungen mit den beobachteten Amplituden untersucht. Hierbei

wurde angenommen, dass die Temperaturstörungen durch inertielle Schwerewellen erzeugt wurden. Das Ergebnis zweier solchen Simulationen ist in Abbildung 2 dargestellt. Die Simulationen zeigen, dass die NLC dann einem lokalen Schwerewellen-induzierten Temperaturminimum folgen sollte, wenn die Periode der Welle größer als etwa 6 Stunden ist. In diesem Fall läuft die Temperaturänderung aufgrund der Welle mit der Mikrophysik der Teilchen synchron, was zu einem Zusammenfall von Temperaturminimum und NLC-Höhe, aber auch einer Verstärkung der NLC Helligkeit führt.



**Abb. 14.3** Diffusivität von Elektronen und positiven Ionen mit und ohne die Anwesenheit negativ geladener Eisteilchen.



**Abb. 14.4** Berechnete Höhenprofile der Anzahldichte und mittleren Radien von Eisteilchen (links, blaue Linien) sowie der Ladungsdichte und des Proxys (rechts, blaue Linien). Zusätzlich ist jeweils das von einem Lidar zu messende Rückstreuverhältnis gezeigt (rote Linie). Die Abbildung mit der Ladungsdichte der Eisteilchen zeigt außerdem zwei Modellprofile von Elektronendichten zum Vergleich.

Radarechos in der Mesosphäre entstehen, wenn der Brechungsindex, der direkt proportional zur freien Elektronendichte ist, Variationen auf räumlichen Skalen von einer halben Radarwellenlänge zeigt ('Bragg-Streuung'). Da die benutzten VHF Radars auf typischen Frequenzen von 50 MHz ( $\lambda/2=3$  m) betrieben werden, sollten diese Strukturen aber aufgrund der hohen thermischen Diffusion der Elektronen nicht existieren können. Durch die Anwesenheit von Eisteilchen, die sich im Hintergrundplasma aufladen, wird allerdings aufgrund ambipolarer Kräfte die Elektronendiffusivität stark reduziert (siehe Abb. 3). Aus diesem Grunde haben wir einen Proxy für die Existenz von PMSE vorgeschlagen: das Produkt der Eisteilchen-Ladungsdichte und dem Radienquadrat der Eisteilchen (die Diffusivitätsreduktion verhält sich wie  $1/(\text{Eisteilchenradius})^2$ ). Ergebnisse der Berechnung dieses Proxys auf der Grundlage von CARMA-Simulationen in Kombination mit Berechnungen der Aufladung von Eisteilchen sind in Abbildung 4 dargestellt. In Übereinstimmung mit der Vielzahl von Beobachtungen in PMSE ergeben diese Berechnungen den Höhenbereich des Proxys zwischen 80 und 90 km mit dem Maximalwert in ca. 86 km. Dabei ist anzumerken, dass das auf der Grundlage der CARMA Ergebnisse berechnete Höhenbereich mit NLC (Rückstreuverhältnis  $> 1$ ), den ein Lidar auf einer Wellenlänge von 532 nm beobachten würde, exakt am unteren Rand des Proxys liegt.

Der hier vorgeschlagene Proxy kann nun in der Zukunft genutzt werden, um bereits existierende bzw. zukünftige Theorien für die Existenz von PMSE zu überprüfen.

# 15 Photochemische Modellierung der mittleren Atmosphäre

(G. Sonnemann, U. Körner)

## 15.1 Der zonale Windeffekt in der Photochemie (photochemischer Dopplereffekt)

Die Dynamik in der Mesosphäre ist durch ausgeprägte sommerliche und winterliche zonale Windjets  $V_{zonal}$  gekennzeichnet. Diese können Spitzengeschwindigkeiten von über  $100 \text{ ms}^{-1}$  erreichen und besitzen selbst im zonalen Mittel noch Maximalwerte bis  $100 \text{ ms}^{-1}$  im Jetzentrum. Sie wechseln von strengen winterlichen Westwinden eines zirkumpolaren globalen Tiefdruckgebiets zu etwas moderateren sommerlichen Ostwinden resultierend aus einem entsprechenden Antizyklon. Die Frage, ob die zonalen Winde auch einen Einfluss auf die Photochemie haben, wurde bislang nicht untersucht.

Die solare Strahlung pumpt optisch das photochemische System täglich periodisch. Ein schwingungsfähiges System zeigt Resonanzerscheinungen, wenn die Eigenfrequenz des Systems in der Nähe der Anregungsfrequenz liegt. Die Photochemie der Mesosphäre, das zeigten Voruntersuchungen, stellt einen getriebenen nichtlinearen Oszillator dar. Die charakteristischen chemischen Zeiten der oberen Mesosphäre und des Mesopausenbereichs liegen dabei in der Größenordnung von einem Tag und erfüllen damit die Bedingungen für das Auftreten chemischer Resonanzen. Ein Luftpaket bewegt sich bei westlichen Winden mit und bei östlichen Winden entgegen der Erdrotation  $V_{Erde}$ . Das bedeutet, dass im ersten Fall das Luftpaket einer kürzeren Periode der Solarstrahlung unterliegt und im zweiten Fall einer längeren. Die Änderung der Periode  $T$  bzw. der Frequenz  $\nu$  kann durch eine modifizierte Dopplerformel beschrieben werden (siehe auch Sonnemann, 2001):

$$T_D = \frac{T_{Erde}}{1 + (V_{zonal}/V_{Erde}(\varphi = 0) \cos \varphi)} \quad \text{mit } T_{Erde} = 24 \text{ h und } \varphi \text{ geographischer Breite.}$$

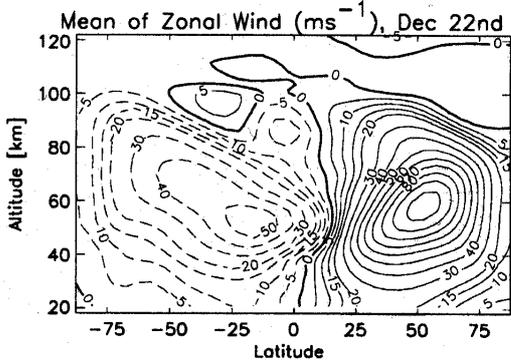


Abb. 15.1 Zonal gemittelte Winde für Nordwinter Solstitium berechnet mit dem COMMA-IAP Modell.

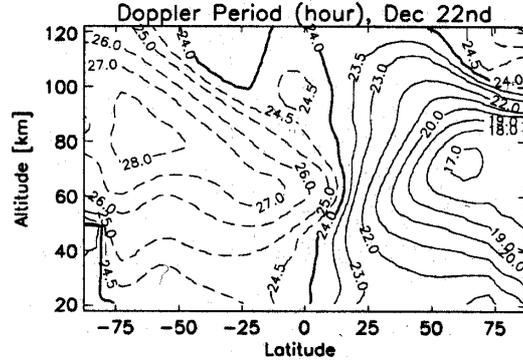


Abb. 15.2 Aus den Winddaten der Abb. 15.1 berechnete Dopplerperioden.

Abb. 15.1 stellt die zonalgemittelten Winde nach Ergebnissen aus dem COMMA-IAP Modell für Nordwinter Solstitium dar, die sehr gut mit Windmessungen übereinstimmen. Legt man diese gemittelten Zonalwinde zu Grunde, so zeigt Abb. 15.2 die berechneten Dopplerperioden in einem Höhen-Breitenschnitt. Die Perioden verkürzen sich um bis zu 7 Stunden nahe dem Jetzentrum auf der Nordhemisphäre und verlängern sich um bis zu 4 Stunden auf der sommerlichen Südhemisphäre. Dabei erzeugen gleichstarke Winde wegen der Abnahme der Länge der Breitenkreise eine umso größere Dopplerverschiebung je höher die geographische Breite ist.

Der bezüglich einer Periodenänderung chemisch am sensibelsten reagierende Höhenbereich ist jener der oberen Mesosphäre mit Einschluss des Mesopausenbereiches. In Modellrechnungen mittels eines vereinfachten Modells der Chemie und des Transports entlang eines Breitenkreises wurde der Einfluss des Zonalwindes auf die Chemie untersucht. Abb. 15.3 gibt ein Ergebnis in 80 km Höhe für Äquinoktien wieder. Es zeigt sich, dass die Amplituden der wesentlichen

Spurenstoffe in diesem Höhenbereich teilweise stark durch den Zonalwind beeinflusst werden, was unbedingt bei der Interpretation saisonaler Variationen beachtet werden muss, aber auch Schwankungen von Tag zu Tag erklären helfen kann.

15.2 Spurenstoffflüsse in der mittleren Atmosphäre  
 Die Berechnung langlebiger Spurenstofffelder setzt unabdingbar die genaueste Berechnung der Flüsse dieser Konstituenten und der chemischen Familien voraus. Dies wiederum ist nur möglich mit masserhaltenden Transportschemata, die auch hinreichend schnell sind, um Läufe über mehrere Jahre zu ermöglichen. Insbesondere verlangt die Berechnung der wichtigen Wasserdampffelder eine genaue Berechnung des Transports aller wasserstoffenthaltenden Spurenstoffe. Transport und Chemie sind bei den Hydrogenkonstituenten eng gekoppelt. Abb. 15.4 zeigt das globale Mittel der Flüsse der Hauptwasserstoffkonstituenten, wenn nur diffusiver Transport berücksichtigt wird. Die Summe aller Flüsse in H-Äquivalenten dargestellt entspricht dem Wasserstoffentweichfluss in den Weltraum und hat einen Wert von etwa  $3 \times 10^8$  H-Atomen  $\text{cm}^{-2}\text{s}^{-1}$ . Bei genauer Berechnung muss dieser höhenunabhängig sein, da es weder Wasserstoffquellen noch -senken in der Atmosphäre gibt. Dieser Fluss resultiert in der unteren Stratosphäre aus der kleinen Bilanz von entgegengesetzten Termen, die um zwei Größenordnungen größer sind. Hierbei wird der gesamte Wasserstofftransport durch die Atmosphäre

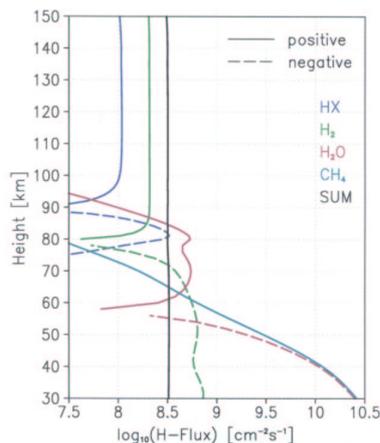


Abb. 15.4 Globales Mittel der Flüsse der wichtigsten Wasserstoffkonstituenten.

durch das Methan getragen, welches ausschließlich abgebaut und im wesentlichen zu Wasserdampf und Kohlenstoffdioxid oxidiert wird. Dies erzeugt im globalen Mittel ein relatives  $\text{H}_2\text{O}$ -Maximum in der unteren Mesosphäre, von dem aus  $\text{H}_2\text{O}$  sowohl aufwärts als auch unterhalb des Peaks abwärts auf die Tropopause zu transportiert wird. Details der Höhenverteilung ändern sich, wenn andere Eddydiffusionskoeffizienten verwendet werden. Die Flüsse können auch sehr unterschiedlich sein, wenn sie an festen geographischen Orten betrachtet werden. Eingedenk der ansteigenden Methankonzentrationen in der Atmosphäre ist auf die große Bedeutung des Methans in der Wasserstoffbilanz der mittleren Atmosphäre und damit auf die mögliche anthropogene Beeinflussung des aeronomischen Zustands dieses Höhenbereiches hinzuweisen.

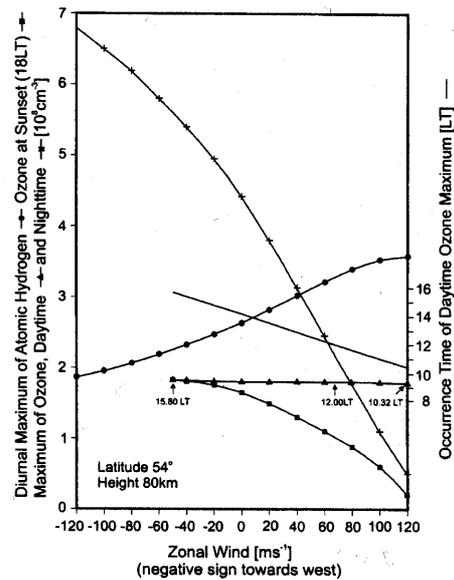


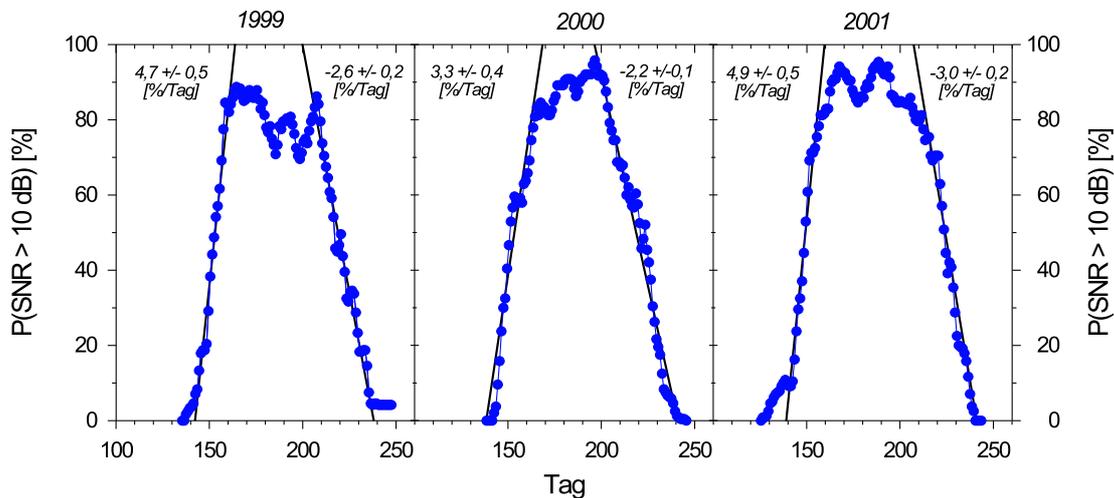
Abb. 15.3 Tägliche Maximum von atomarem Wasserstoff, das tageszeitliche und nächtliche Maximum von Ozon, die Konzentration des Ozons zum Zeitpunkt des Sonnenuntergangs und die Erscheinungszeit des tageszeitlichen Ozonmaximums in 80 km Höhe und  $54^\circ\text{N}$  in Abhängigkeit von der Geschwindigkeit des Zonalwindes.

## 16 PMSE Variationen aus mehrjährigen Radarbeobachtungen in Andenes

(J. Bremer, P. Hoffmann, R. Latteck und W. Singer)

Das Phänomen unerwartet starker Radarechos aus der polaren, sommerlichen Mesosphäre, benannt als Polar Mesosphere Summer Echoes (PMSE), ist ein interessantes Forschungsobjekt in diesem Höhenbereich, der durch extrem niedrige Temperaturen gekennzeichnet ist. Seit 1994 werden PMSE in Andenes, für den Zeitraum von 1994 bis 1997 mit dem ALOMAR SOUSY Radar und von 1999 bis 2001 mit dem ALWIN Radar, auf 53.5 MHz gemessen.

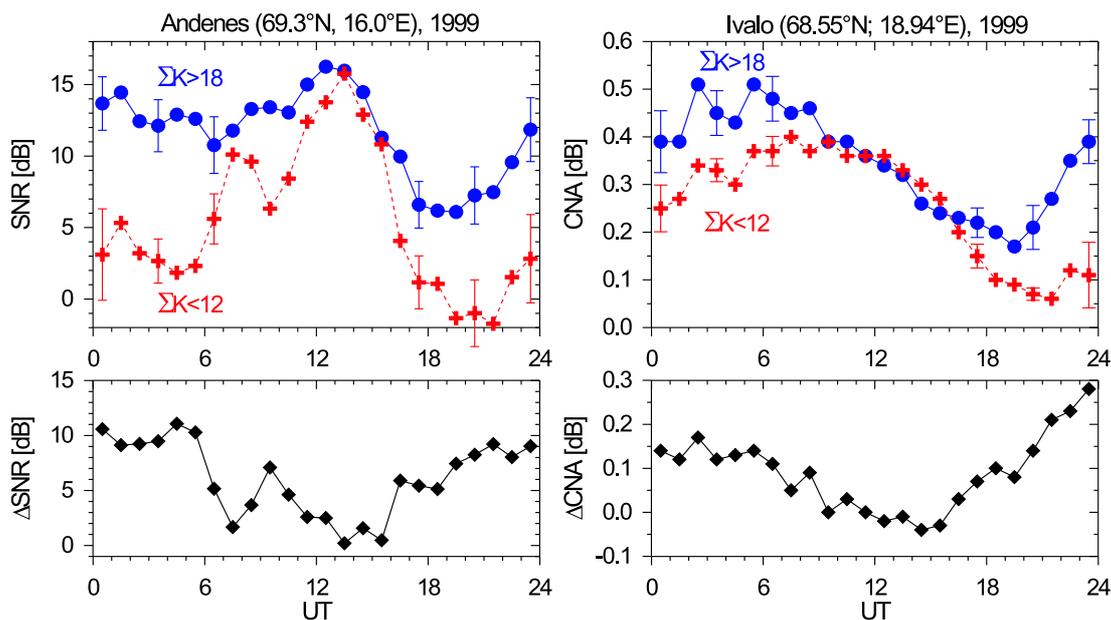
In Abb. 16.1 ist die jahreszeitliche Variation der Häufigkeit von PMSE mit einem Signal-Rausch-Verhältnis  $\text{SNR} > 10$  dB für die Jahre 1999 bis 2001 dargestellt. Ähnliche Jahrgänge wurden auch für die Jahre 1994-1997 erhalten. Danach beginnt die PMSE-Saison im Mittel am 19. Mai und endet um den 28. August. Bei Benutzung repräsentativer Messdaten der Temperatur und des Wasserdampfes kann gezeigt werden, dass während dieses Zeitraumes die Bedingung für die Bildung kleiner Eiskristalle in der polaren Mesopausenregion erfüllt ist, eine wesentliche Voraussetzung für die Existenz von PMSE. Das Phänomen des stärkeren Anstiegs der PMSE-Häufigkeit Ende Mai/Anfang Juni verglichen mit dem deutlich geringeren Abfall im August kann derzeit nicht befriedigend erklärt werden.



**Abb. 16.1** Mittlere jahreszeitliche Variationen der Häufigkeit von PMSE ( $P$ ) mit einem Signal-Rausch-Verhältnis ( $\text{SNR}$ ) größer 10 dB. Die blauen Punkte beschreiben Tagesmittelwerte nach anschließender gleitender Mittlung über 10 Tage. Die schwarzen Geraden kennzeichnen den mittleren jahreszeitlichen Anstieg bzw. Abfall von  $P$ .

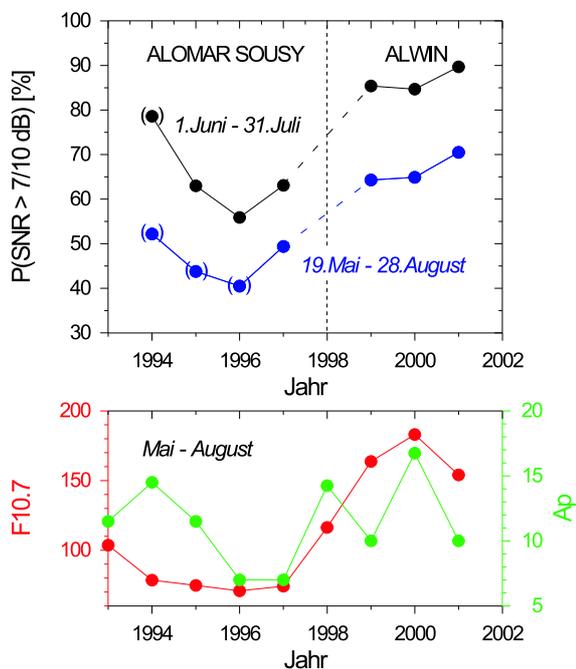
Bei der Untersuchung des mittleren PMSE-Tagesganges, der durch eine dominierende halbtägige Variation mit Maxima um Mittag und Mitternacht geprägt ist, kann gezeigt werden, dass neben dem Einfluss tageszeitlicher Wind- und Temperaturvariationen auch Ionisationsänderungen durch solare Wellen- als auch insbesondere Partikelstrahlung eine wichtige Rolle spielen. Dieser Zusammenhang wird aus den in Abb. 16.2 gezeigten Untersuchungen deutlich. Im linken Teil dieser Abbildung ist die mittlere tageszeitliche Variation des Signal-Rausch-Verhältnisses ( $\text{SNR}$ ) für geomagnetisch ruhige und gestörte Bedingungen aufgetragen. Im unteren Teil ist die Differenz beider Kurven gezeigt. Bei Berücksichtigung der bekannten positiven Abhängigkeit der geomagnetischen Aktivität von der Präzipitation hochenergetischer Teilchen kann diese  $\text{SNR}$ -Differenz auf Ionisationsänderungen infolge variierender Teilchenflüsse zurückgeführt werden. Diese Interpretation wird gestützt durch Riometermessungen im rechten Teil der Abb. 16.2. Bei gleicher Analyse wie bei den Radardaten ist die Differenzkurve ( $\Delta\text{CNA}$ ) der entsprechenden  $\Delta\text{SNR}$ -Kurve außerordentlich ähnlich. Da die CNA-Daten ein gutes Maß für die Ionisation im Bereich zwischen 80-90 km Höhe sind, ist das mitternächtliche PMSE-Maximum zu einem we-

sentlichen Teil auf die Ionisationszunahme infolge präzipitierender hochenergetischer Teilchen zurückzuführen.



**Abb. 16.2** Mittlere tageszeitliche Variationen der PMSE nach Radarmessungen in Andenes (linker Teil) und der ionosphärischen Absorption (CNA) in Ivalo (rechter Teil) während Juni/Juli 1999 für hohe (blaue Kurven) und niedrige geomagnetische Aktivität (rote Kurven). Im unteren Teil der Abb. sind die jeweiligen Differenzen beider Kurven dargestellt.

Der wesentliche Einfluss der solaren und geomagnetischen Aktivität auf die Häufigkeit der PMSE ist aus den in Abb. 16.3 gezeigten langfristigen Variationen der PMSE-Häufigkeit zu erkennen. Im oberen Teil dieser Abbildung wurden Mittelwerte der PMSE-Häufigkeit für zwei unterschiedliche Mittelungsintervalle (1.6.-31.7. bzw. 19.5.-28.8.) aufgetragen. Dabei wurde für die Ergebnisse des ALOMAR-SOUSY Radars (1994-1997) eine SNR-Schranke von 10 dB und für die Ergebnisse des ALWIN Radars eine Schranke von 7 dB verwendet, um die Unterschiede der eingesetzten Sendeleistungen zu berücksichtigen. Die Genauigkeit der eingeklammerten Werte ist etwas reduziert infolge eingeschränkter Messzeiträume. Im unteren Teil der Abb. 16.3 sind die langfristigen Änderungen der solaren und geomagnetischen Aktivität aufgetragen. Es wurde gezeigt, dass die langfristigen Änderungen der PMSE-Häufigkeit sowohl mit der solaren als auch geomagnetischen Aktivität positiv korrelieren. Ob außerdem langfristige Trends in der PMSE-Häufigkeit auftreten, kann derzeit noch nicht mit Sicherheit abgeschätzt werden.



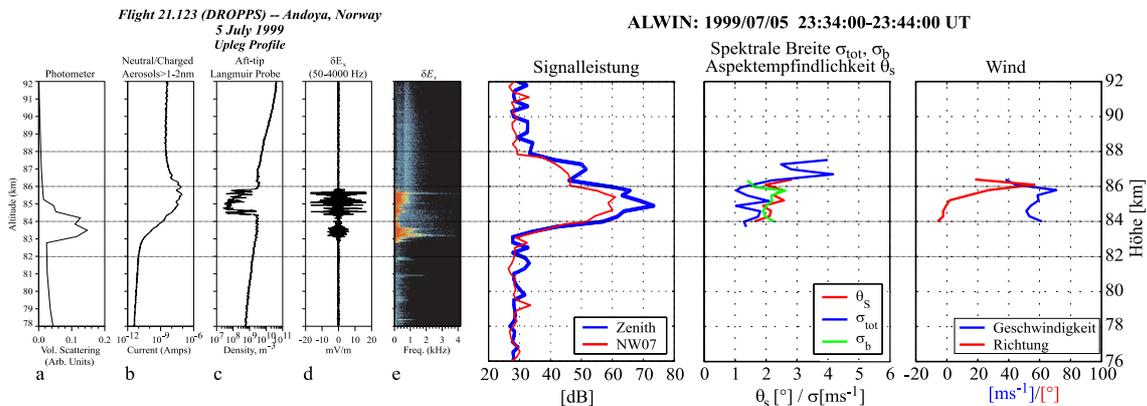
**Abb. 16.3** Mittlere Langfristige Variation der PMSE-Häufigkeit für zwei unterschiedliche Mittelungsintervalle (oberer Teil) und der solaren bzw. geomagnetischen Aktivität (unterer Teil).

# 17 Eigenschaften von PMSE nach gleichzeitigen bodengebundenen und in-situ Beobachtungen in Andenes, Norwegen

(R. Latteck, W. Singer, H. Bardey, R. Goldberg<sup>1</sup>, F.-J. Lübken)

Die Untersuchung der dynamischen und physikalischen Parameter von polaren mesosphärischen Sommerechos (PMSE) und leuchtenden Nachtwolken (NLC) mittels koordinierter Raketen-, Radar- und Lidarbeobachtungen war das Ziel der DROPPS-Kampagne im Sommer 1999. Das Ensemble der bodengebunden Meßinstrumenten auf der Insel Andøya - das VHF- und MF-Radar sowie die Lidars des ALOMAR-Observatorium - bieten mit den Raketenabschüßeinrichtungen der Andøya Rocketrange eine einzigartige Möglichkeit für solche Untersuchungen. Der nach Nordwesten gerichtete Radarstrahl des ALWIN-MST-Radar befindet sich in der Vorzugsrichtung der Raketenflugbahnen und bei entsprechender Einstellung kann die Trajektorie der Rakete den um 7° bzw. 14° nach Nordwesten geneigten Radarstrahl während des Auf- oder Abstiegs kreuzen. Damit sind jetzt im Vergleich zu früheren Kampagnen Messungen von Radar und Raketenmeßinstrument im selben Meßvolumen möglich.

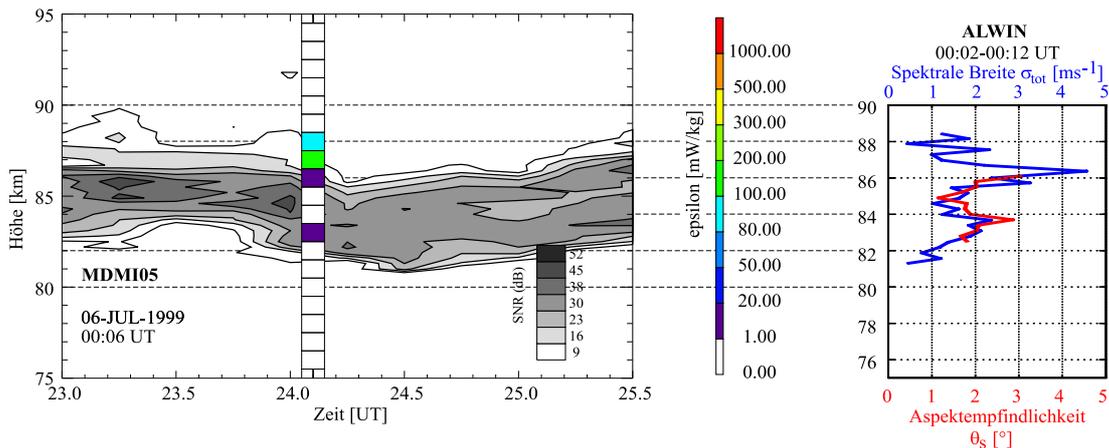
Abb. 17.1 zeigt Ergebnisse der Raketenmessungen im Vergleich mit der gemessenen Radar-Signalleistung in Zenit- und 7°-Nordwest-Richtung, dem gemessenen Horizontalwind sowie der spektralen Breite  $\sigma_{tot}$  und der Aspektempfindlichkeit  $\Theta_S$ . Die Aspektempfindlichkeit ist im Bereich des Maximums der PMSE-Schicht zwischen 84 und 86.5 km hoch (kleine Winkel  $\Theta_S$ ), was auf eine geschichtete Struktur deutet. Die totale spektrale Breite ist mit Werten um 1.5 m/s klein und ist dabei im Bereich des Schichtmaximums durch die nichtturbulenten Anteile  $\sigma_b$  bestimmt, die durch den starken Horizontalwind um 60 m/s hervorgerufen werden. Nur im oberen Bereich deutet ein breites Spektrum auf turbulente Eigenschaften. Der Vergleich mit den Raketenmessungen zeigt ein deutliches Minimum (bite-out) im Elektronendichteprofil im Bereich des PMSE-Schicht, verbunden mit einer breiten Schicht im geladenen und neutralen Aerosol.



**Abb. 17.1** ALWIN-Ergebnisse (rechts) im Vergleich mit DROPPS-Messungen (a: Photometerdaten, b: Aerosolmessungen, c: Langmuirsonden-Dichtemessungen, d: elektrische Wechselfelder und e: deren Spektrum (Pfaff et al., 2001)).

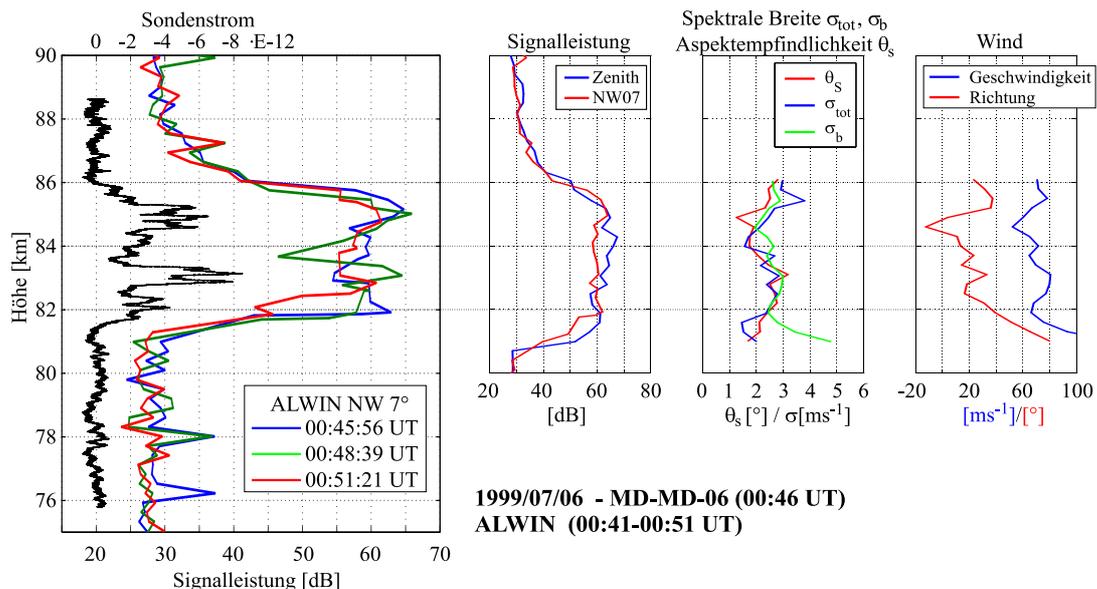
Die PMSE-Situation zwei Stunden um die Startzeit der MIDAS-Rakete ist im linken Teil von Abb. 17.2 als graustufenkodierte Kontur des Signal-Rausch-Verhältnis dargestellt. Die aus Messungen der Neutralgasdichte abgeleiteten Energiedissipationsraten  $\epsilon$  sind hier farbkodiert überlagert. Der rechte Bildteil zeigt 10-Minuten-Profile der Aspektempfindlichkeit  $\Theta_S$  und der totalen spektralen Breite  $\sigma_{tot}$ . Große  $\sigma_{tot}$ - und  $\Theta_S$ -Werte (niedrige Aspektempfindlichkeit) werden in der Höhe großer  $\epsilon$ -Werte am Oberrand der PMSE-Schicht und unterhalb ihres Maximums beobachtet. In guter Übereinstimmung zwischen Raketen- und Radarergebnissen zeigt sich, dass in diesem Fall Neutralgasturbulenz nicht im Bereich des Maximums der PMSE-Schicht, sondern eher an ihren Rändern auftritt.

<sup>1</sup>NASA, Greenbelt, MD.



**Abb. 17.2** Signal-Rausch-Verhältnis, Aspektempfindlichkeit und totale spektrale Breite nach Radarbeobachtungen im Vergleich mit Energiedissipationsraten  $\epsilon$  aus MIDAS-Messungen.

Die Höhenprofile der mittleren Signalleistung aus Zenit- und 7°-Nordwest-Richtung zeigen um den Startzeitpunkt der Mini-DUSTY-Rakete (Abb. 17.3) eine PMSE-Schicht mit einer vertikalen Ausdehnung zwischen 81 und 86 km. Das Radarsignal ist durch eine geringe spektrale Breite, die am Oberrand der Schicht anwächst, und durch eine hohe Aspektempfindlichkeit im gesamten Höhenbereich charakterisiert. Die Mini-DUSTY-Rakete durchflog den um 7° nach Nordwest geneigten Radarstrahl während des Aufstiegs und den um 14° geneigten Strahl während des Abstiegs. Es wurden Ladungsträgerdichten des Aerosols gemessen. Im linken Bildteil ist der Sondenstrom der Aufstiegsmessung (schwarze Kurve) zusammen mit Radar-Einzelprofilen der Signalleistung aus den 7°-Nordwest-Messungen nahe der Startzeit dargestellt. Die Spitzen des Sondenstromprofils fallen nahezu exakt in die beiden Maxima des Radarprofils (grüne Kurve), welches dem Durchflug zeitlich am nächsten kommt. Damit wird deutlich, dass geladenes Aerosol zur Erklärung von PMSE außerordentlich wichtig ist. Interessant ist auch hier die Tatsache, dass schon eine Messung davor und danach die Übereinstimmung zwischen Signalleistung und Sondenstrom deutlich schlechter wird. Dies spricht zum einen für die Qualität dieser Vergleichsmessung und zum anderen auch für die Notwendigkeit simultaner Messung im selben Volumen.

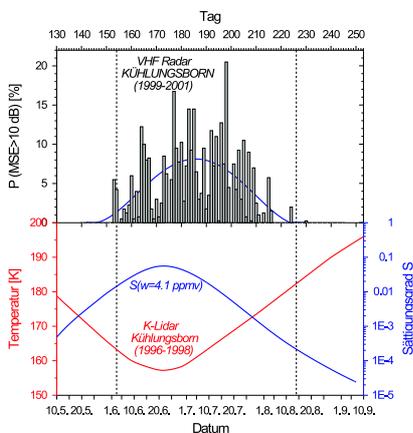


**Abb. 17.3** ALWIN-Signalleistung, spektrale Breite und Aspektempfindlichkeit nach Dopplermessungen sowie Horizontalwindgeschwindigkeit und -richtung nach Spaced Antenna Beobachtungen im Vergleich mit Mini-DUSTY-Messung (schwarze Kurve links).

## 18 Eigenschaften mesosphärischer Sommerechos in mittleren Breiten

(M. Zecha, H. Bardey, J. Bremer, J. Höffner, D. Keuer, R. Latteck, W. Singer)

Aus der sommerlichen Mesopausenregion (etwa 80-90 km Höhe) werden zeitweise mit VHF-Radargeräten sehr starke Echos empfangen, die eng mit den dort vorkommenden niedrigen Temperaturen und dem Auftreten großer geladener Teilchen (Eisteilchen, Aerosole) verbunden sind. In mittleren Breiten sind diese mesosphärische Sommerechos (MSE) im Gegensatz zu den entsprechenden polaren mesosphärischen Sommerechos (PMSE) jedoch relativ selten zu beobachten. Es existieren daher auch deutlich weniger Untersuchungen zu MSE als zu PMSE. Über Kühlungsborn wurden durch das IAP in den Sommermonaten der drei Jahre 1998, 2000 und 2001 nahezu kontinuierlich Messungen mit dem VHF-Radar OSWIN durchgeführt, die zu einem einzigartigen Datenmaterial führten. Einige Ergebnisse sind hier dargestellt.

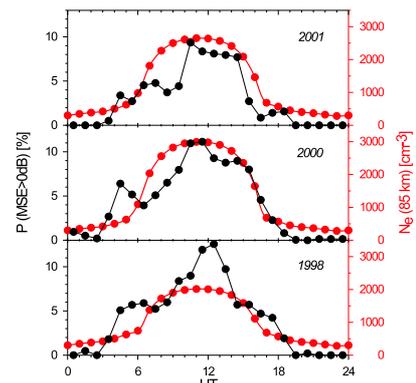


**Abb. 18.1** Jahreszeitliche Variation der MSE-Auftrittsrate  $P$ , Temperatur  $T$  und Sättigungsgrad  $S$

Die Echos werden durch Rückstreuung des Radarsignals an Inhomogenitäten der Elektronendichte in der Größe der halben Radarwellenlänge hervorgerufen. Als Hauptquelle für die erforderlichen freien Elektronen gelten die solare UV-Strahlung und präzipitierende Teilchen. MSE werden im allgemeinen am Tage beobachtet. Das Maximum der Auftretswahrscheinlichkeit liegt etwa um die Mittagszeit. In der Nacht treten in der Regel keine MSE auf. Abb. 18.2 zeigt für drei Jahre die MSE-Auftrittsrate und die entsprechenden Elektronendichten der IRI in 85 km Höhe. Die Vergleiche führen zur Schlussfolgerung, dass MSE nur bei Elektronendichten oberhalb von etwa  $500 \text{ el./cm}^3$  beobachtet werden können. Im Jahr 2000 wurde erstmalig auch nachts MSE beobachtet. Dies lässt sich jedoch dadurch erklären, dass zu dieser Zeit (15. Juli 2000) eine starke geomagnetische Störung auftrat, die als zusätzliche Ionisationsquelle durch Teilchenpräzipitation betrachtet werden kann.

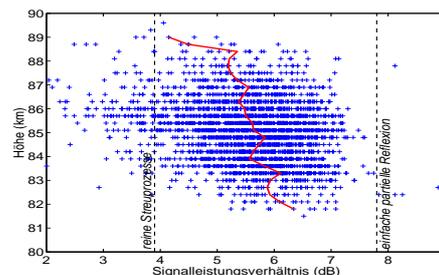
MSE-Schichten treten im allgemeinen im Höhenbereich zwischen 80 und 90 km mit annähernd gaussförmiger Häufigkeitsverteilung auf. Das Maximum ihres Auftretens liegt bei etwa 85 km. Diese Beobachtungen sind vergleichbar mit den PMSE-Eigenschaften in polaren Breiten.

MSE werden im allgemeinen in Kühlungsborn von Anfang Juni bis Mitte August beobachtet. Dies ist im Vergleich zu PMSE (Mitte Mai bis Anfang September über Andenes/Norwegen) ein etwas kürzerer Zeitraum. In Abb. 18.1 sind die mittlere MSE-Auftrittsrate  $P$  sowie die Temperatur und der Sättigungsgrad  $S$  für die einzelnen Sommertage aufgetragen. Für die Existenz von Eisteilchen ist ein Sättigungsgrad von  $S > 1$  notwendig. Es ist jedoch ersichtlich, dass der Sättigungsgrad, welcher aus Kühlungsborner Lidartemperaturdaten und einem Wasserdampf-Mischungsverhältnis von 4.1 ppmv bestimmt wurde, im allgemeinen deutlich kleiner als 1 ist. Die Bedingung  $S > 1$  könnte nur durch von atmosphärischen Wellen erzeugten Temperaturminima erfüllt werden. Hauptsächlich in der zweiten Hälfte der MSE-Periode müssen jedoch auch andere Partikel als Eis einen Beitrag zum Entstehen von MSE leisten (z.B. Sulfataerosole, wie *Mills et al., Science 2001*, annehmen).



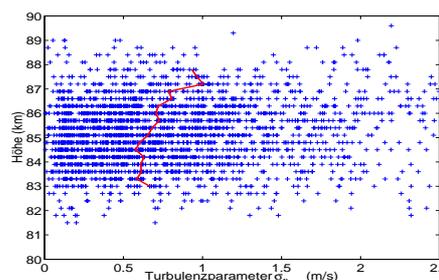
**Abb. 18.2** Tageszeitliche Variation der MSE-Auftrittsrate  $P$  und der IRI-Elektronendichten  $N_e$  in 85 km Höhe

Bei Diskussionen über die extrem starken Sommerechos trat häufig eine Fragestellung auf: handelt es sich bei der Rückstreuung der Radarsignale um reine Streuprozesse oder um einfache partielle Reflexion? Praktisch lässt sich das dadurch unterscheiden, dass die Empfangssignalleistung für reine Streuprozesse linear und für einfache partielle Reflexion quadratisch von der Antennenfläche abhängt. Da es beim OSWIN Radar in Kühlungsborn möglich ist, das gesamte Antennenfeld in sechs Teilfelder zu unterteilen und sich somit verschiedene Antennengrößen für gleichzeitige MSE-Beobachtungen am selben Ort realisieren lassen, kann eine Antwort gefunden werden. Das Verhältnis der effektiven Antennenflächen beträgt 2.45. Diese Relation entspricht einem Signalleistungsverhältnis von 3.9 dB für reine Streuprozesse und von 7.8 dB für einfache partielle Reflexion. Aus Abb. 18.3 wird deutlich, dass die Verhältnisse für einzelne Messwerte (blaue Kreuze) im allgemeinen zwischen diesen beiden Extremwerten liegen, aber eine stärkere Tendenz zur unteren Begrenzung aufweisen. Der Median liegt bei etwa 5.6 dB. Dies weist darauf hin, dass es sich bei mesosphärischen Sommerechos um einen Mischprozess handelt, sie aber mehrheitlich durch Streuprozesse verursacht werden. Die rote Linie in Abb. 18.4 verbindet die Medianwerte für jeden einzelnen Höhenkanal. Es ist ersichtlich, dass der Streucharacter im allgemeinen mit zunehmender Höhe ansteigt.



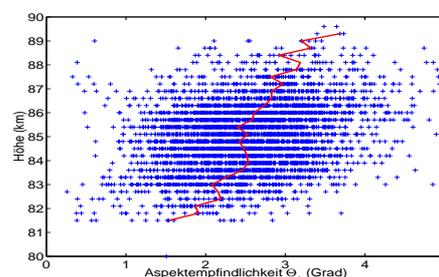
**Abb. 18.3** Höhenabhängigkeit der Rückstreucharacteristik

Die zeitliche Charakteristik der Rückstreuung kann durch die mittlere Lebenszeit der Streumuster bzw. die totale spektrale Breite spezifiziert werden. Sie wird sowohl durch turbulente und als auch nichtturbulente Prozesse bestimmt. Wenn man annimmt, dass der nichtturbulente Anteil hauptsächlich durch die endliche Breite des Radarstrahls bedingt ist, kann man ihn aus der horizontalen Windgeschwindigkeit und der Halbwertsbreite des effektiven Radarstrahls näherungsweise bestimmen. Sind die totale spektrale Breite und ihr nichtturbulenter Anteil bekannt, lässt sich die resultierende spektrale Breite  $\sigma_{fl}$  als ein Parameter für den turbulenten Anteil berechnen. In Abb. 18.4 sind die Werte der resultierenden spektralen Breite für die einzelnen Beobachtungen durch Kreuze dargestellt. Die durchgehende Linie verbindet die Medianwerte für jeden Höhenkanal. Es zeigt sich, dass im allgemeinen der turbulente Charakter mit zunehmender Höhe ansteigt.



**Abb. 18.4** Höhenabhängigkeit des Turbulenz-Parameters

Analog zu den PMSE zeigen auch die mesosphärischen Sommerechos in mittleren Breiten eine ausgeprägte Aspektempfindlichkeit, d.h. eine Abhängigkeit der Signalleistung vom Zenitwinkel. Als Parameter für dieses Phänomen wird üblicherweise die Halbwertsbreite  $\Theta_s$  des gaussförmigen Rückstreudiagramms verwendet. Die Kreuze in Abb. 18.5 zeigen die einzelnen Aspektempfindlichkeitswerte, die Linie verbindet die Medianwerte für jeden Höhenkanal. Es wird deutlich, dass allgemein sehr ausgeprägte Aspektempfindlichkeiten auftreten, diese im unteren Bereich der MSE-Schichten am stärksten sind und mit zunehmender Höhe deutlich abnehmen.



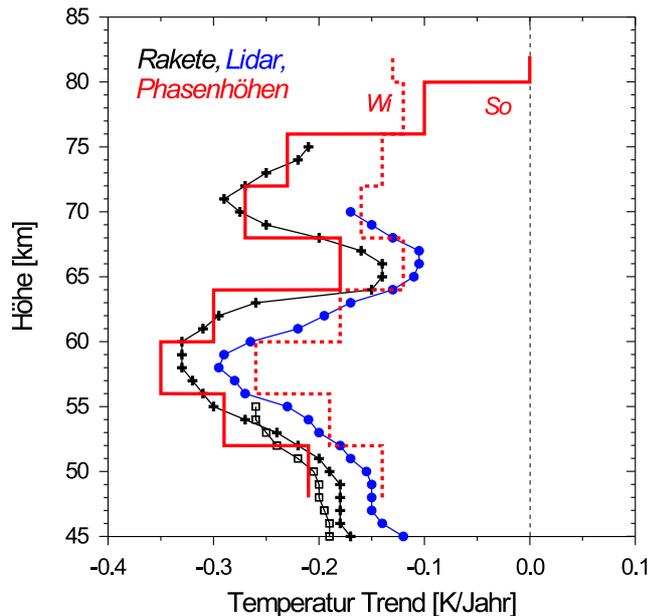
**Abb. 18.5** Höhenabhängigkeit der Aspektempfindlichkeit

Es lässt sich zusammenfassen, dass MSE in mittleren Breiten ähnliche Eigenschaften aufweisen wie PMSE in polaren Gebieten. Sie treten jedoch wesentlich seltener auf. Warum sie trotz vergleichsweise hoher Temperaturen und niedriger Sättigungsraten überhaupt beobachtbar sind und wie sie entstehen, ist allerdings weiterhin nicht vollständig geklärt. Die Lösung dieser Frage bleibt Kernpunkt weiterer Untersuchungen.

## 19 Temperaturtrends in der Mesosphäre

(J. Bremer, F.-J. Lübken, U. Berger)

Zur Ableitung mesosphärischer Temperaturtrends in mittleren Breiten wurden langjährige Phasenhöhenmessungen im Langwellenbereich (Beobachtungszeitraum: 1957-2000) analysiert. Diese Messungen gestatten die Ableitung von Höhenänderungen eines Niveaus konstanter Elektronendichte nahe 82 km Höhe. Bei Vernachlässigung möglicher Trends der Stickoxid-Dichte (NO) und des effektiven Rekombinationskoeffizienten ( $\alpha_{eff}$ ) entspricht diese Höhe einem Niveau konstanten atmosphärischen Drucks.

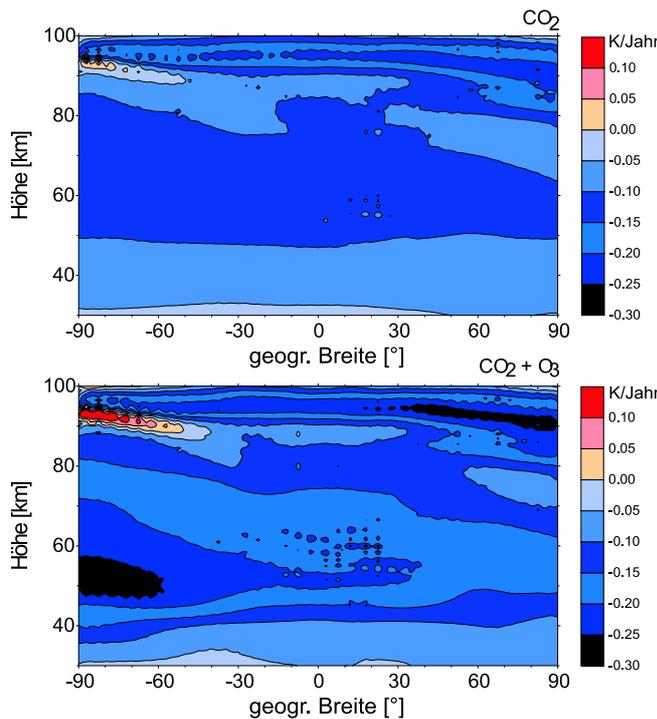


**Abb. 19.1** Vergleich von Temperaturtrends aus Phasenhöhenmessungen (rote Treppenkurven für Sommer und Winter) mit Trends aus fremden Raketen- (schwarze Kurven) und Lidarexperimenten (blaue Kurve).

Nach Eliminierung des Einflusses der solaren und geomagnetischen Aktivität werden hoch signifikante Trends dieser Druckhöhe bestimmt, die bei nur geringen jahreszeitlichen Unterschieden um  $-0,030$  km/Jahr liegen. Mit Hilfe der barometrischen Höhenformel können aus den Trends der Druckflächen nahe 82 km (Phasenhöhen) und nahe 48 km (Satellitendaten) mittlere Temperaturtrends dieses Höhenbereiches abgeleitet werden. Bei Benutzung der Profilform von mesosphärischen Temperaturtrends, wie sie aus unterschiedlichen Raketen- und Lidarbeobachtungen erhalten wurden, lassen sich aus den mittleren Temperaturtrends der Phasenhöhen-Analyse auch Trendprofile bestimmen. In Abb. 19.1 sind diese Profile für Sommer und Winter (rote Treppenkurven) zusammen mit Profilen abgebildet, die aus unterschiedlichen Raketen- und Lidarbeobachtungen (Daten nicht jahreszeitlich getrennt) gewonnen wurden. Die Übereinstimmung der unterschiedlichen Profile ist dabei überraschend gut.

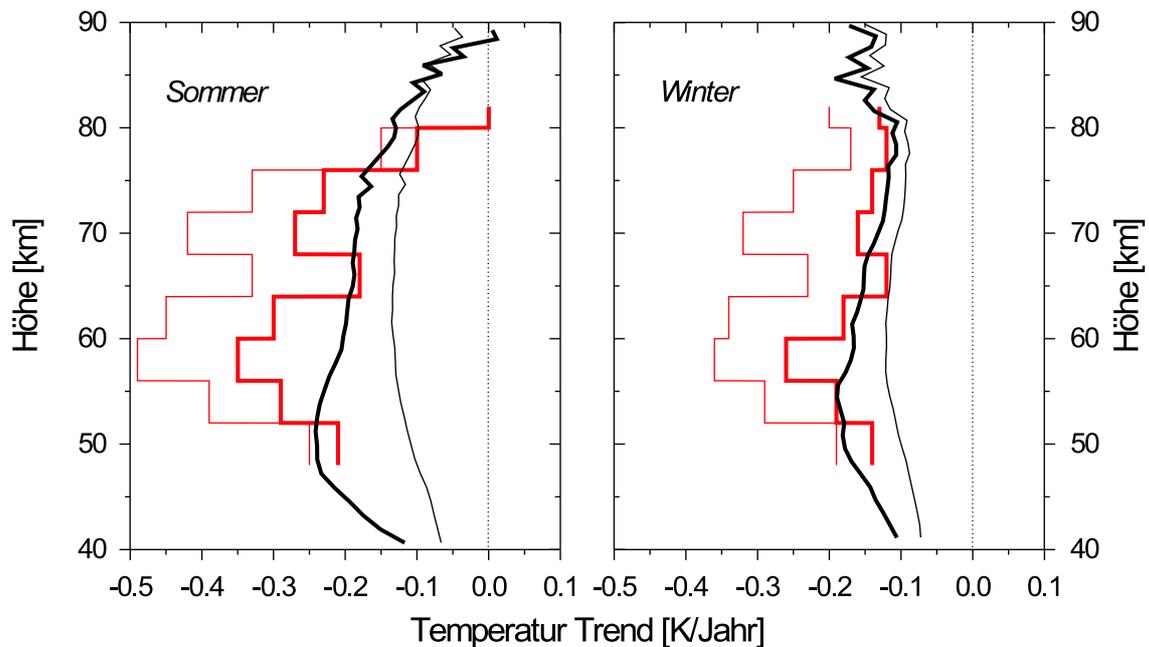
Aus unterschiedlichen Raketenexperimenten in Nordeuropa während der Sommermonate (1963-1999) konnte gezeigt werden, dass die sommerlichen Temperaturtrends in polaren Breiten nahe Null und damit wesentlich geringer als in mittleren Breiten sind. Für den Höhenbereich um 82-83 km sollten die sommerlichen Temperaturtrends sowohl in mittleren als auch in hohen Breiten sehr gering sein. Dieses Ergebnis folgt aus langjährigen Beobachtungen leuchtender Nachtwolken (NLC), die während der Sommermonate bei einer seit mehr als 100 Jahren nahezu ungeänderten mittleren Höhe von 82-83 km nachgewiesen werden. Da diese NLC aus kleinen Eisteilchen bestehen, deren Existenz maßgeblich von der Temperatur abhängt, sollten Temperaturtrends in dieser Höhe vernachlässigbar gering sein.

Um testen zu können, ob die beobachteten mesosphärischen Temperaturtrends durch den atmosphärischen Treibhauseffekt erklärt werden können, wurden Modellrechnungen mit dem globalen Zirkulationsmodell COMMA-IAP durchgeführt. Dabei wurde sowohl der Einfluss der Zunahme des atmosphärischen  $\text{CO}_2$  allein als auch im Zusammenwirken mit der Abnahme des Ozons berechnet. In Abb. 19.2 sind die Ergebnisse dieser Rechnungen in Abhängigkeit von der geographischen Breite und Höhe aufgetragen. Danach sind die Temperaturtrends in der Strato- und Mesosphäre in der Regel negativ infolge der verstärkten Infrarot-Abstrahlung im jeweiligen Druckniveau und des Absinkens dieses Niveaus infolge der Abkühlung der darunter liegenden



**Abb. 19.2** Temperaturtrends für Januar-Bedingungen nach Modellrechnungen mit dem COMMA-IAP für  $\text{CO}_2$ -Trends (oberer Teil) und für  $\text{CO}_2$ - und  $\text{O}_3$ -Trends (unterer Teil).

theoretischen Trendwerten wird erhalten, wenn in den Modellrechnungen der Ozonfluss mit berücksichtigt wird und bei der Interpretation der Phasenhöhenmessungen Trends im Stickoxid und im effektiven Rekombinationskoeffizienten vernachlässigt werden.



**Abb. 19.3** Vergleich der aus Phasenhöhendaten abgeleiteten Temperaturtrends (rot, dicke Kurven bei Annahme keiner Trends in  $\text{NO}$  und  $\alpha_{eff}$ , dünne Kurven bei Berücksichtigung solcher Trends) mit Modellergebnissen des COMMA-IAP (schwarz; dünne Kurven: nur  $\text{CO}_2$ -Trend, dicke Kurven:  $\text{CO}_2$ - und  $\text{O}_3$ -Trends).

Schichten. Dieses Absinken der Schichten bewirkt oberhalb der sommerlichen Mesopausenregion infolge des positiven Temperaturgradienten allerdings eine Erwärmung, die im Sommer im Höhenbereich um 90 km zu erkennen ist (rote Flächen in Abb. 19.2). Erwartungsgemäß ist die atmosphärische Abkühlung bei zusätzlicher Berücksichtigung der Ozonabnahme (Ozontrends abhängig von der Höhe, geographischer Breite und Jahreszeit) stärker als im reinen  $\text{CO}_2$ -Fall.

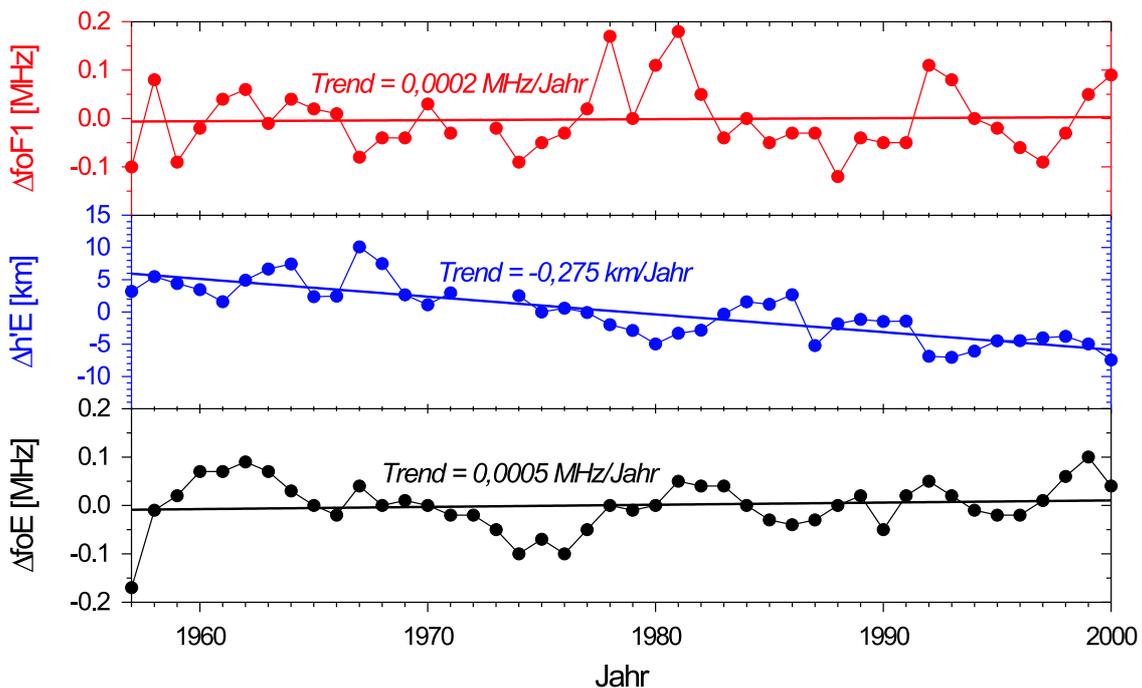
In Abb. 19.3 sind die aus Phasenhöhenmessungen abgeleiteten Temperaturtrends zusammen mit entsprechenden Modellergebnissen in  $50^\circ$  Breite für Sommer und Winter getrennt dargestellt. Dabei sind bei den experimentellen Trends außer den schon in Abb. 19.1 gezeigten Trends (dicke rote Kurven), Trendprofile eingetragen, die aus Modellrechnungen gewonnene Trends im Stickoxide und im effektiven Rekombinationskoeffizienten berücksichtigen (dünne rote Kurven). Die beste Übereinstimmung zwischen experimentellen und

## 20 Trends in der unteren Thermosphäre aus globalen Ionosondenbeobachtungen

(J. Bremer, J. Mielich, J. Weiß)

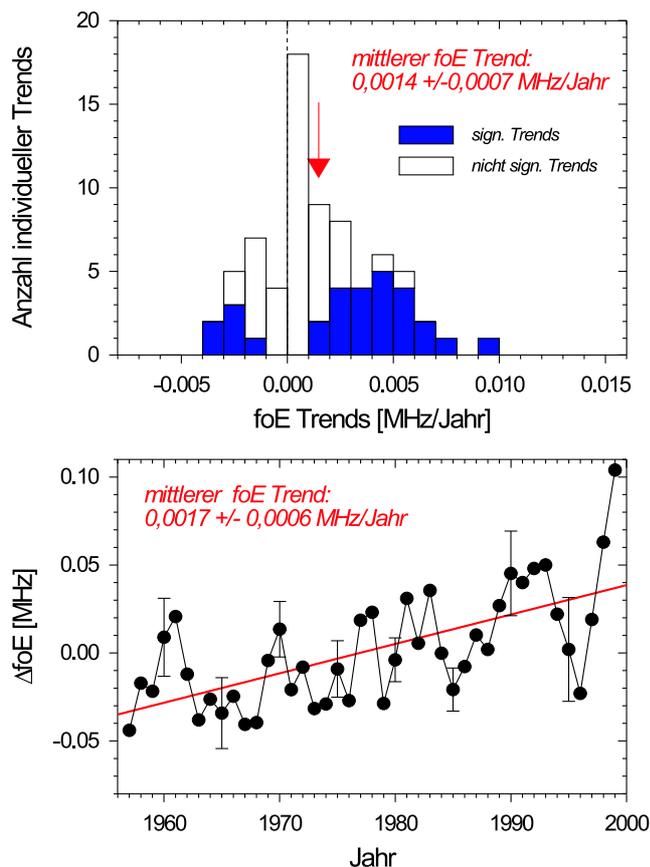
Nach Modellrechnungen (Rishbeth, *Planet. Space Sci.*, 38, 945-948, 1990; Rishbeth and Roble, *Planet. Space Sci.*, 40, 1011-1026, 1992) sollte der atmosphärische Treibhauseffekt Trends in charakteristischen Ionosphärenparametern hervorrufen. Um diese Vorhersage zu testen, wurden umfangreiche Grenzfrequenz- und Reflexionshöhendaten aus weltweit durchgeführten langzeitigen Ionosondenbeobachtungen analysiert. Für das Gebiet der ionosphärischen E Schicht (Höhen um 120 km) wurden die Grenzfrequenz foE und der Höhenparameter h'E, für die F1 Schicht (Höhen um 170 km) die Grenzfrequenz foF1 benutzt. Die Grenzfrequenzen sind dabei ein Maß für die maximale Elektronendichte der angegebenen Höhenbereiche.

Die Trendanalysen werden auf der Basis monatlicher Medianwerte durchgeführt. Dabei wird zunächst der starke solare und geomagnetische Einfluss mit einer zweifachen Regressionsanalyse sorgfältig eliminiert, gesondert für jeden Stundenwert und jeden Monat. Aus den verbleibenden Resten werden jährliche Mittelwerte  $\Delta X$  ( $X = \text{foE}, \text{h}'\text{E}, \text{foF1}$ ) gebildet und daraus lineare Trends gesondert für jede Messstation bestimmt. In Abb. 20.1 sind die Ergebnisse solcher Trendanalysen für die Beobachtungsdaten der Station Juliusruh dargestellt. Dabei ergaben sich positive Trends für die Grenzfrequenzen foE und foF1 (beide allerdings nicht signifikant) und ein signifikant negativer Trend der Reflexionshöhe h'E.



**Abb. 20.1** Trends in der ionosphärischen E und F1 Schicht aus Ionosondenbeobachtungen in Juliusruh nach Eliminierung des solaren und geomagnetischen Einflusses.

Zur Ableitung globaler atmosphärischer Trends reichen Analysen an einem einzelnen Messort natürlich nicht aus, insbesondere wenn man bedenkt, dass Änderungen technischer Parameter der verwendeten Ionosonden bzw. der Auswertelgorithmen die Homogenität der über einen langen Zeitraum gewonnenen Datenreihen stören und damit die Größe der berechneten Trends ungünstig beeinflussen können. Deshalb wurden Trendanalysen mit den Daten einer Vielzahl von weltweit verteilten Ionosondenstationen durchgeführt, um zu möglichst globalen Aussagen zu kommen. In Abb. 20.2 sind die Ergebnisse für die Grenzfrequenz foE zusammengestellt. Im oberen Teil der Abbildung ist ein Histogramm aller individuellen Trends dargestellt. Dabei sind



**Abb. 20.2** Mittlere Trends der Grenzfrequenz der ionosphärischen E Schicht (foE) aus weltweit durchgeführten Ionosondenmessungen. Im oberen Teil ist eine Häufigkeitsverteilung der Trends von unterschiedlichen Stationen aufgetragen, im unteren Teil wurde aus allen Beobachtungen ein mittlerer globaler Trend berechnet.

stärker als die Modellresultate. Demgegenüber ist die Übereinstimmung zwischen experimentellen und modellierten Trends in der F1 Schicht überraschend gut.

die signifikanten Trends blau, die nicht signifikanten durch ungefüllte Kästen charakterisiert. Der aus dieser Verteilung abgeleitete mittlere Trend ist durch einen roten Pfeil gekennzeichnet und numerisch angegeben. Im unteren Teil der Abb. 20.2 wurde demgegenüber ein mittlerer globaler foE-Trend aus den  $\Delta$ foE-Werten der einzelnen Stationen berechnet. Aus beiden Analysen folgt ein signifikanter positiver foE-Trend.

Entsprechende Analysen wurden auch für die Parameter h'E und foF1 durchgeführt. In Abb. 20.3 sind die Ergebnisse dieser Untersuchungen zusammengefasst und werden mit den Ergebnissen von Modellrechnungen (*Rishbeth, 1990; Rishbeth and Roble, 1992*) verglichen. Da die Modellergebnisse nur für eine Verdopplung der atmosphärischen Treibhausgase vorliegen, wurden mit Hilfe der bekannten zeitlichen Zunahmen dieser Gase aus den mittleren jährlichen experimentellen Trends Änderungen der untersuchten Ionosondenparameter für den Zeitraum einer CO<sub>2</sub>-Verdopplung abgeschätzt. Die mittleren experimentellen Trends von foE und foF1 sind positiv und von h'E negativ. Dieses Ergebnis ist in qualitativer Übereinstimmung mit den Modellrechnungen, quantitativ existieren allerdings für das Gebiet der E Schicht deutliche Unterschiede. Hier sind die experimenteller Trends

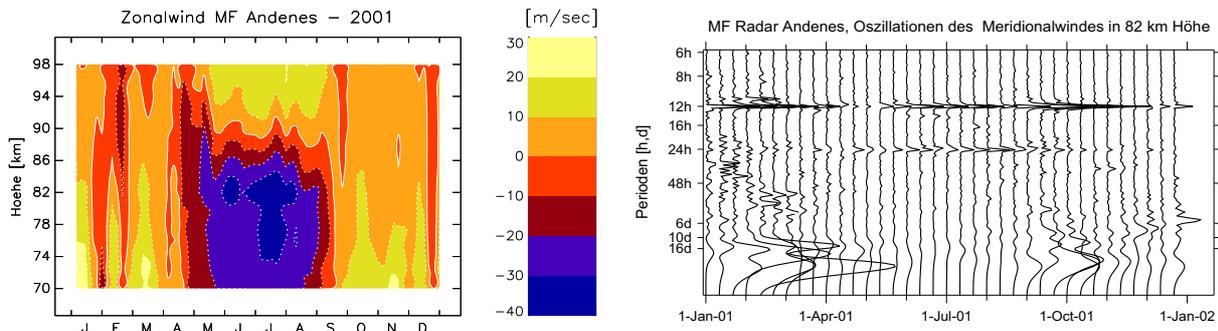
	Parameter	Experimenteller Trend	CO <sub>2</sub> · 2 (Exp)	CO <sub>2</sub> · 2 (Mod)
F1 Region	foF1	0,0027 +/- 0,0011 MHz/Jahr 0,0025 +/- 0,0014 MHz/Jahr	0,5 +/- 0,25 MHz	0,3 ... 0,5 MHz
E Region	foE	0,0014 +/- 0,0007 MHz/Jahr 0,0017 +/- 0,0006 MHz/Jahr	0,3 +/- 0,13 MHz	0,05 ... 0,08 MHz
	h'E	-0,040 +/- 0,071 km/Jahr -0,040 +/- 0,020 km/Jahr	-8,0 +/- 9,0 km	-2,5 km

**Abb. 20.3** Mittlere experimentelle Trends unterschiedlicher ionosphärischer Parameter (foF1, foE, h'E) aus weltweiten Ionosondenmessungen, erwartete Änderungen dieser Parameter bei angenommener Verdopplung atmosphärischer Treibhausgase (CO<sub>2</sub> x 2 (Exp)) und Vergleich mit entsprechenden Daten aus Modellrechnungen (CO<sub>2</sub> x 2 (Mod), nach *Rishbeth, 1990; Rishbeth and Roble, 1992*).

## 21 Variabilität mesosphärischer Windfelder und ihr Zusammenhang zu stratosphärischen Erwärmungen

(P. Hoffmann, W. Singer, D. Keuer, R. Latteck, E. Becker)

Mittlere Felder des zonalen und meridionalen Grundwindes und der halb- und ganztägigen Gezeitenkomponente für den Höhenbereich von 60 - 100 km werden kontinuierlich mit den MF-Radaranlagen in Juliusruh (54.6°N, 13.4°E, seit 1990) und in Andenes (69.3°N, 16.0°E, ab 1998) bestimmt. Ein Schwerpunkt der Arbeiten ist die Analyse mittlerer jahreszeitlicher Variationen des mesosphärischen Windfeldes. Die experimentell ermittelten Ergebnisse werden als Referenz für die am IAP sowie im Rahmen eines BMBF-Projektes durchgeführten Modellierungsarbeiten zur Beschreibung der Zirkulation und der thermischen Gezeiten in der Mesosphäre / unteren Thermosphäre genutzt. Bisherige Vergleiche der beobachteten jahreszeitlichen Variation der Horizontalwinde mit entsprechenden Modellergebnissen führen generell zu einer guten Übereinstimmung. Unterschiede ergeben sich jedoch in den Wintermonaten, hier werden von den Modellen teilweise zu starke Westwinde bestimmt (Kremp *et al.*, 1999). Die Ursache liegt darin, dass die beobachtete hohe winterliche Variabilität, die wesentlich durch planetare Wellen und durch damit verbundene stratosphärische Zirkulationstörungen bedingt ist, von den Modellen nicht hinreichend erfasst wird (Becker and Schmitz, 2002b, Fig.1).



**Abb. 21.1** MF-Radar-Messungen in Andenes, 2001 - Links: zonaler Grundwind (10-d Auflösung); Rechts: jahreszeitliche Variation langperiodischer Oszillationen des meridionalen Windfeldes in der Höhe von 82 km.

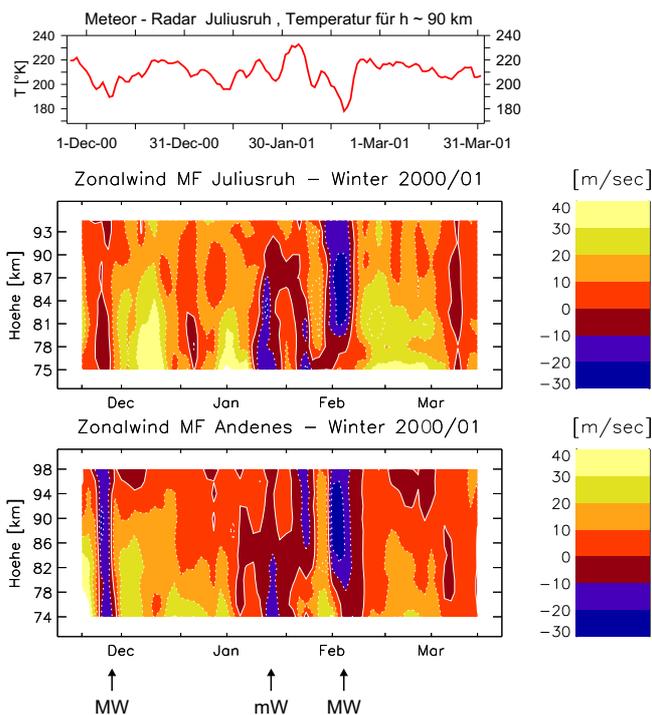
Der zonale Grundwind nach MF-Radar-Messungen in Andenes für das Jahr 2001 (linker Teil von Abb. 21.1) ist durch ein dominierendes Ostwindgebiet im Sommer bestimmt, während die winterlichen Westwinde durch kurzzeitige Windumstellungen gestört sind. Im Winter zeigt zudem das meridionale Windfeld in einer Höhe von 82 km (rechter Teil von Abb. 21.1) neben der Dominanz der halbtägigen Gezeit ein verstärktes Auftreten langperiodischer Oszillationen, die als Indikator für die Aktivität planetarer Wellen angesehen werden können.

Für den Winter 2000/2001 konnten aus den zonal gemittelten meridionalen Temperaturgradienten zwischen 90°N und 60°N und den zonal gemittelten Winden in der Stratosphäre (Naujokat, *pers. Mitt.*, 2001) zwei Major Warmings (dargestellt durch MW in Abb. 21.2) und ein Minor Warming (mW) nachgewiesen werden. Diese Phänomene sind mit einer Zunahme der planetaren Wellenaktivität in der Stratosphäre und unteren Mesosphäre verbunden, die letztendlich zu einer Umstellung der zonalen Zirkulation führt. In der Mesosphäre manifestieren sich diese Ereignisse als kurzzeitige Umkehr des vorherrschenden winterlichen Westwindes auf Ostwind. Ein charakteristisches Beispiel dafür ist in den mittleren Zonalwinden über Andenes (69.3°N) und Juliusruh (54.6°N) für den Winter 2000/2001 dargestellt (Abb. 21.2). In hohen Breiten kann die Wirkung einer stratosphärischen Erwärmung zu einer Windumstellung bis in die untere Thermosphäre führen, wie es sich besonders deutlich im Falle des Major Warmings im Dezember 2000 zeigt.

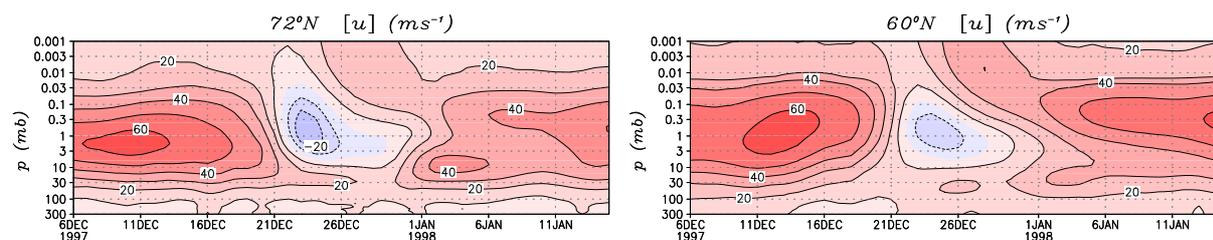
Die stratosphärischen Erwärmungen führen auch in mittleren Breiten zu einer Abkühlung in der oberen Mesosphäre (oberer Teil von Abb. 21.2). Die hier gezeigten Temperaturen wurden aus den Messungen mit dem Meteorradar in Juliusruh (54.6°N) für eine Höhe von ca. 90 km abgeleitet, Einzelheiten dazu werden im Kap. 25 dargestellt.

Der Zusammenhang zwischen den kurzzeitigen Umstellungen des mesosphärischen Zonalwindes und dem Auftreten stratosphärischer Erwärmungen in Verbindung mit erhöhter Aktivität planetarer Wellen in der Stratosphäre wurde auf der Grundlage der mesosphärischen Windbeobachtungen in Juliusruh und Andenes für 12 Winter von 1988/89 bis 1999/2000 analysiert (Hoffmann et al., 2002). In dieser Zeit traten 32 kurzzeitige Umstellungen des mesosphärischen Zonalwindes auf. Es konnte gezeigt werden, dass 85% dieser Fälle mit einer Umkehr des zonal gemittelten Temperaturgradienten zwischen 90°N und 60°N in der 10 oder 30 hPa Fläche verbunden waren. In allen Fällen trat eine erhöhte Aktivität der stratosphärischen Welle 1 oder 2 in 60°N in der 30 hPa Fläche auf, wobei die Welle 1 in 85% aller Fälle dominant war. Ausgehend von den stratosphärischen Daten wurden in der untersuchten Periode insgesamt 51 stratosphärische Erwärmungen durch eine Umkehr oder starke Abschwächung der meridionalen Temperaturgradienten der zonal gemittelten Temperaturdifferenz zwischen 90°N und 60°N in der 10 hPa Fläche identifiziert, sie waren in 85% der Fälle mit einer kurzzeitigen Umstellung bzw. Abschwächung des mesosphärischen Zonalwindes und in 84% aller Fälle mit einer erhöhten Aktivität der stratosphärischen Wellen 1 oder 2 verbunden.

Erste Simulationen zum Einfluss stratosphärischer Erwärmungen auf die mesosphärische Zirkulation wurden mit dem am IAP entwickelten Zirkulationsmodell KMCM (siehe auch Kap. 27 und 28, bzw. Becker and Schmitz, 2002a) durchgeführt. In den Modellläufen stellte sich an einem willkürlichen Wintertag durch die Wechselwirkung der planetaren Wellen mit dem zonalen Grundstrom eine stratosphärische Erwärmung ein. Die Höhen-Zeitschnitte der zonal gemittelten Grundwinde (Abb. 21.3) zeigen, dass, analog zu den Beobachtungen, die mesosphärische Zirkulation in höheren Breiten stärker durch die stratosphärische Erwärmung beeinflusst wird und die Abschwächung der zonalen Zirkulation bis in die obere Mesosphäre reicht.



**Abb. 21.2** Oben: Temperatur in ca. 90 km Höhe, abgeleitet aus Messungen mit dem Meteorradar in Juliusruh im Winter 2000/2001. Mitte und Unten: Mittlerer Zonalwind nach MF Radarbeobachtungen in Juliusruh (54.6°N, 13.4°E) und Andenes (69.3°N, 16.0°E) für den Winter 2000/2001.



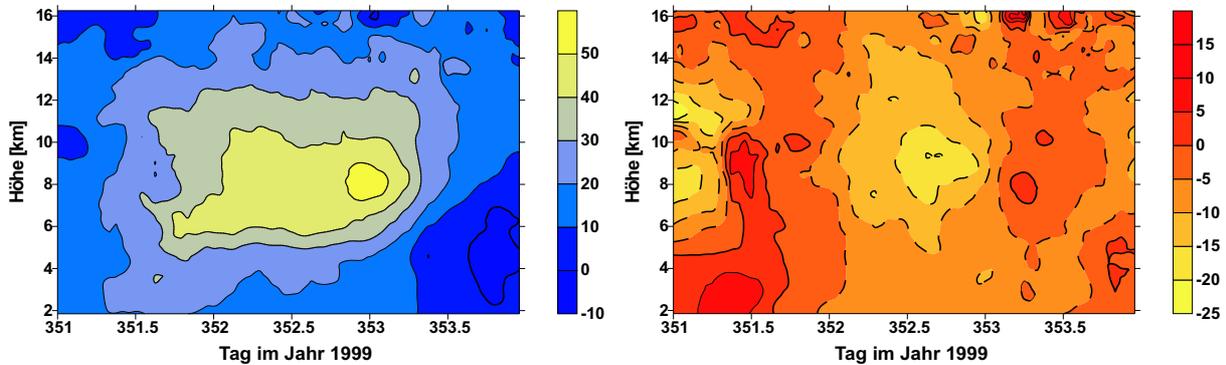
**Abb. 21.3** Simulation einer stratosphärischen Erwärmung mit dem KMCM - Einfluss einer stratosphärischen Erwärmung auf den zonal gemittelten Zonalwind in 72°N und 60°N.

## 22 Radar Beobachtungen langperiodischer Schwerewellen

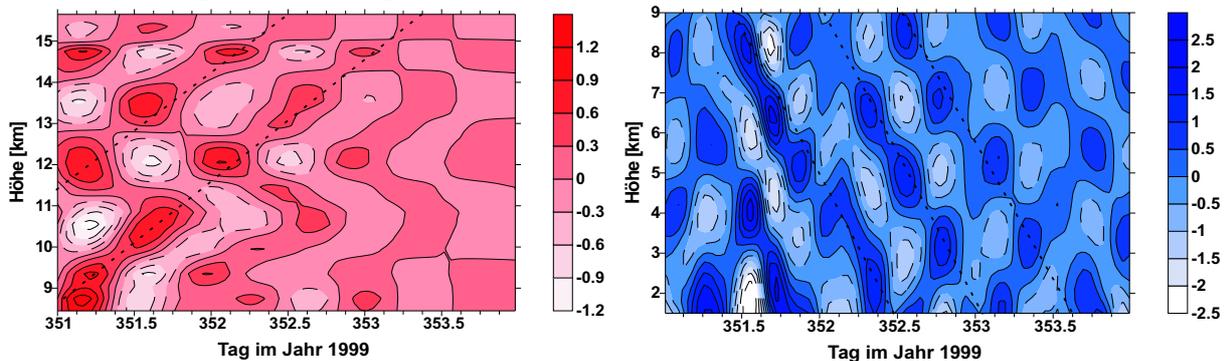
(P. Hoffmann, A. Serafimovich, M. Zecha, D. Keuer, D. Peters)

VHF Radar Experimente gestatten eine nahezu kontinuierliche Erfassung der Struktur und Dynamik der Tropo- und unteren Stratosphäre bei einer hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung. Auf der Basis derartiger Messungen mit dem OSWIN-VHF-Radar in Kühlungsborn wurden Methoden zur Ableitung von Schwerewellenparametern weiterentwickelt und im Rahmen des Projektes LEWIZ (siehe Kap. 37) angewandt. Die hier gezeigte Fallstudie bezieht sich auf eine Messkampagne vom 17. - 19. 12.1999 (Tag 351 - 353).

Der aus den VHF- Radarmessungen abgeleitete zonale und meridionale Wind wird in Abb. 22.1 dargestellt. Der zonale Wind nimmt vom 17.12.1999 zu und erreicht am 18.12.1999 sein Maximum im Höhenbereich zwischen 6 und 10 km. Der meridionale Wind zeigt Variationen mit einer Periode von ca. 2 Tagen, das Maximum des Nordwindes tritt unmittelbar vor dem Maximum des Westwindes am Mittag des 18.12.1999 auf. Die mittleren Winde befinden sich in guter Übereinstimmung mit den aus den ECMWF-Analysen abgeleiteten Winden, die Radarmessungen gestatten aber auf Grund der höheren zeitlichen Auflösung eine detailliertere Erfassung der Variabilität und Wellenstrukturen.



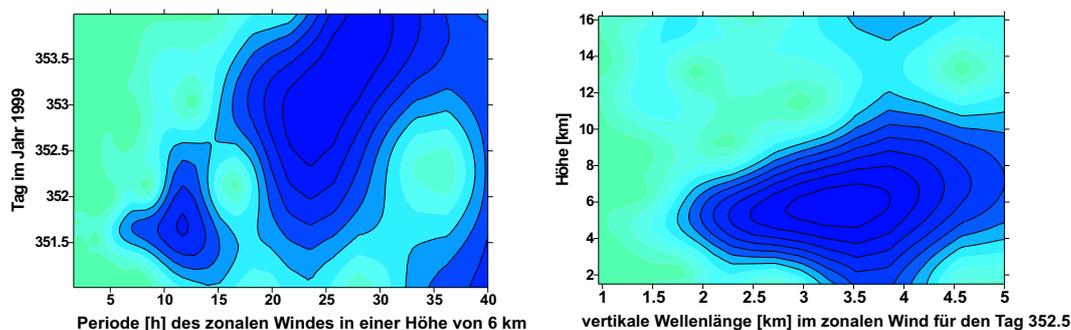
**Abb. 22.1** Höhenzeitschnitte des zonalen (links) und meridionalen (rechts) Windes aus VHF - Radarmessungen in Kühlungsborn vom 17. - 19.12.1999.



**Abb. 22.2** Fluktaktionen des zonalen Windes für den Höhenbereich von 8,5 - 15,5 km (links) sowie für den Höhenbereich von 1,5 - 9 km(rechts), abgeleitet aus den VHF Radarmessungen. Die Phasenprogressionen der Wellen sind durch die gestrichelten Linien gekennzeichnet.

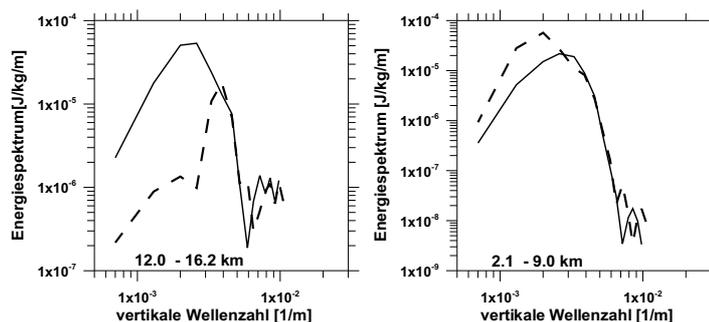
Die Fluktaktionen des zonalen Windes wurden mittels einer zweidimensionalen Filterung mit einer Bandbreite von 0,8 - 4 km in der Höhe und von 14 - 30 h in der Zeit für den Höhenbereich zwischen 8,5 -15,5 km (Abb. 22.2, links) bestimmt. Für den Bereich der Troposphäre (Abb. 22.2, rechts) wurden Fluktaktionen zwischen 2 - 4,5 km in der Höhe und 4 - 18 h in der Zeit berücksichtigt. Aus den auf diese Weise ermittelten Maxima (gestrichelte Linien) und Minima können sowohl die vertikalen Wellenlängen als auch die beobachteten zeitlichen Perioden der Schwerewellen abgeschätzt werden, die gegenüber den tatsächlichen Perioden der Schwerewellen noch eine Dopplerverschiebung aufweisen. Ein Vergleich die-

ser Perioden mit den aus den Radiosonden-Messungen ermittelten Perioden erlaubt dann eine Abschätzung der horizontalen Wellenlänge (Peters et al., 2002). Die Filterparameter wurden entsprechend einer vorangegangenen Wavelet-Analyse ausgewählt. Mit Hilfe dieses Verfahrens kann die Raum- und Zeitabhängigkeit der Schwerewellencharakteristika, für die im allgemeinen die Voraussetzung der Stationarität nicht gegeben ist (z.B. Zink and Vincent, JGR, 106, 10275, 2001), besser berücksichtigt werden. Die Anwendung dieser Methodik wird in Abb. 22.3 für den Bereich der Troposphäre beschrieben. Im linken Teil wurden in einer Höhe von 6 km das Auftreten dominierender Perioden von ca. 24 h für die Zeit vom 18.12.-19.12.1999 diagnostiziert. Angewandt auf den 18.12.1999, 12.00 UT (Abb. 22.3, rechts) ergab die Wavelet-Analyse eine dominierende vertikale Wellenlänge von ca. 3,3 km in einer Höhe von ca. 6 km.

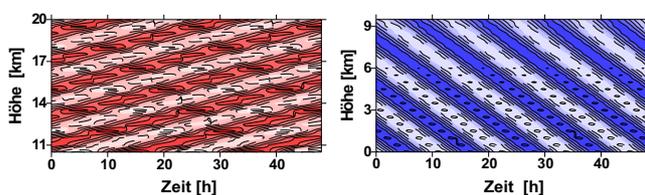


**Abb. 22.3** Wavelet-Transformation zur Erkennung dominierender Perioden in der Zeit (links) und in der Höhe (rechts).

Die aus den Wavelet-Analysen erhaltenen Zeit- und Höheninformationen des Auftretens dominierender Perioden wurden auch für die Bestimmung mittlerer Rotationsspektren aus den Fluktuationen des zonalen und meridionalen Windes genutzt (Abb. 22.4). Die Dominanz des antizyklonalen Anteils in den stratosphärischen Höhen weist auf eine vorwiegend aufwärtsgerichtete Energieausbreitung hin, während in den troposphärischen Höhen der zyklonale Anteil überwiegt, der mit einer abwärts gerichteten Energieausbreitung verbunden ist.



**Abb. 22.4** Gemittelte Energiespektren für den zyklonalen (gestrichelt) und antizyklonalen Anteil (durchgezogen), abgeleitet aus VHF Radar Messungen vom 18.12.1999, 12.00 UT bis zum 19.12.1999, 12.00 UT.



**Abb. 22.5** Simulation der Radarbeobachtung einer Schwerewelle ( $\lambda_x = 890$  km) für stratosphärische Höhen (links,  $\lambda_z = 2$  km,  $U = 30$  m/s), und für troposphärische Höhen (rechts,  $\lambda_z = 3.3$  km,  $U = 40$  m/s)

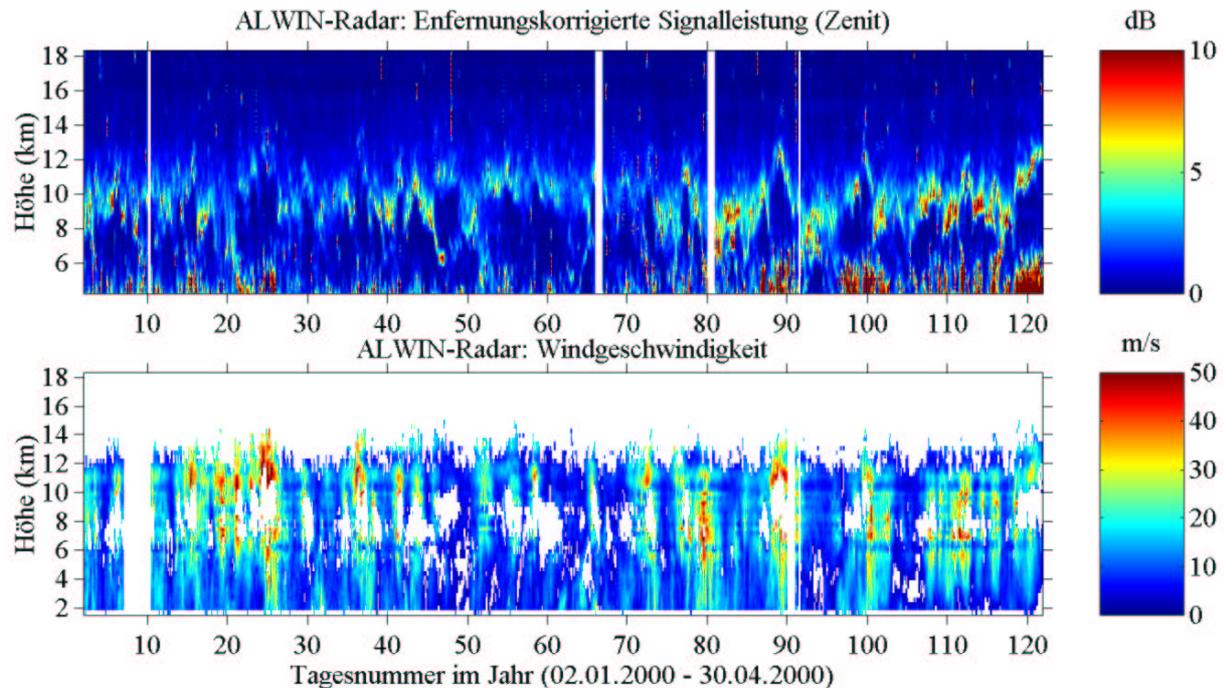
Zur Verifizierung der erhaltenen Ergebnisse wurde ein einfaches Simulationsmodell zur Ausbreitung von Schwerewellen auf der Basis der Lösungen für eine lineare Ausbreitung von Trägheitsschwerewellen realisiert. Bei Anwendung dieses Modells auf die Radarbeobachtung einer Schwerewelle mit den ermittelten Wellenparametern und dem Grundwind konnte die aus Messungen bestimmte Ausbreitung der Phase der Schwerewelle bestätigt werden (Abb. 22.5).

## 23 Variabilität der arktischen Tropopausenregion im Winter 2000

(W. Singer, R. Latteck, A. Hauchecorne<sup>1</sup>, P. Hoffmann, M. Zecha)

Ein kontinuierliches Beobachtungsprogramm zur Erfassung des Windfeldes von Troposphäre und unterer Stratosphäre in Höhen von 2 bis etwa 16 km und von Schichtstrukturen der Radar-Reflektivität wurde mit dem ALWIN-MST-Radar (53,5 MHz) in Andenes, Norwegen im Winter 2000 im Rahmen des METRO-THESEO Projektes durchgeführt. Zielstellung des Projektes war die Untersuchung des meridionalen Luftmassentransports in der unteren Stratosphäre von niederen Breiten nach mittleren Breiten durch subtropische Intrusionen und von hohen Breiten nach mittleren Breiten durch polare Filamente und die Rolle des meridionalen Transportes für die Ozonbilanz zum besseren Verständnis der relativen Beiträge von chemischen und dynamischen Prozessen zum beobachteten Ozonabbau. Mit Hilfe eines hochauflösenden Advektionsmodells (MIMOSA) des CNRS.SA wurde die potenzielle Vorticity (PV) bestimmt als Tracer für Ozon, da PV und Ozonmischungsverhältnis auf isentropen Flächen hoch korreliert sind.

Aus der gemessenen entfernungskorrigierten Eholeistung wurde die Radar-Tropopause, vergleichbar mit der thermischen Tropopause der Radiosonden-Messung, bestimmt, um so die Variabilität der Grenze zwischen Troposphäre und Stratosphäre kontinuierlich verfolgen zu können.

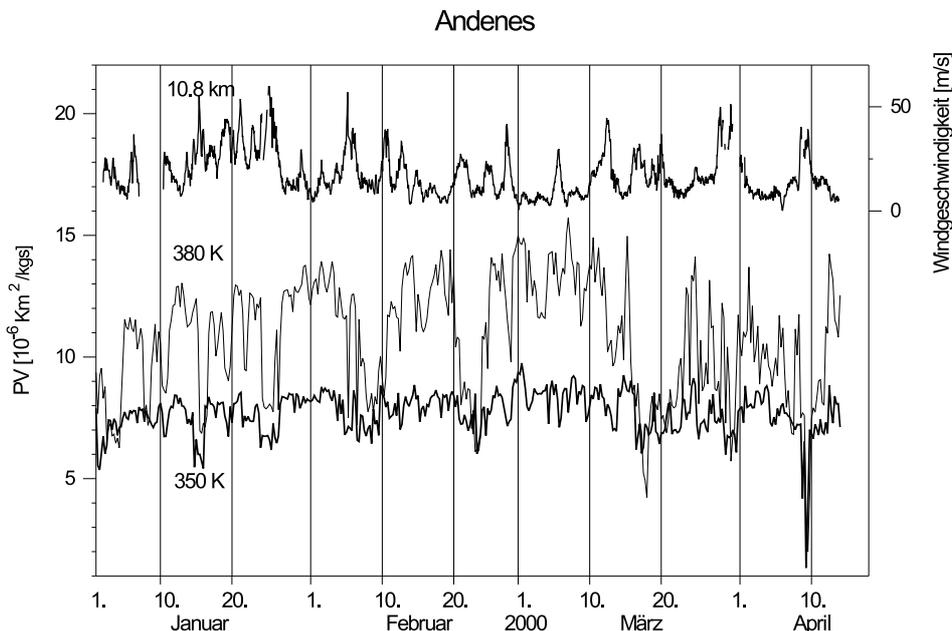


**Abb. 23.1** Entfernungskorrigierte Eholeistung (oben) und horizontale Windgeschwindigkeit (unten) über Andenes nach Beobachtungen des ALWIN-MST-Radars vom 2. Januar bis 30. April 2000.

Der Winter 2000 ist durch das Auftreten starker Strahlströme im Tropopausenbereich mit Windgeschwindigkeiten bis zu 50 m/s bestimmt (Abb. 23.1, unteres Bild), wobei während der Strahlströme starke südwärts gerichtete Winde beobachtet wurden. In Verbindung mit dem Durchzug von Strahlströmen werden in der Tropopausenregion zwischen 9 und 12 km ausgeprägte Schichtstrukturen in der entfernungskorrigierten Radar-Eholeistung beobachtet, die die Höhenvariation der Tropopause beschreiben (Abb. 23.1, oberes Bild). Das Auftreten von Strahlströmen im Tropopausenbereich ist verbunden mit der Abnahme von PV im 380 K-Niveau (ca. 14 km) für eine Dauer von 3 bis 5 Tagen nach Vorhersagen des MIMOSA-Modells (Abb. 23.2). Weiterhin steht die Variabilität von PV in einem engen Zusammenhang mit der Höhenvaria-

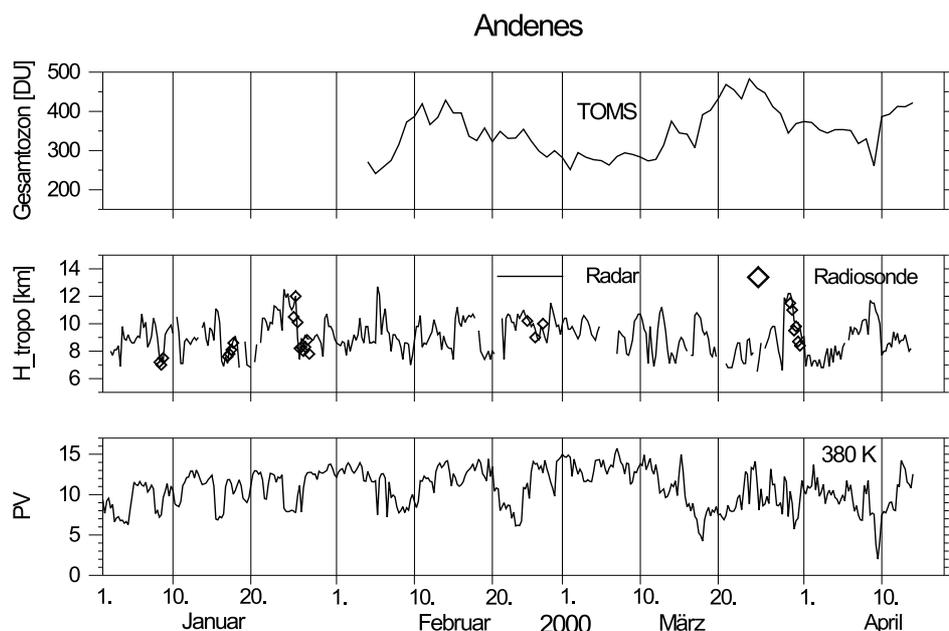
<sup>1</sup>CNRS.SA, Frankreich

tion der Tropopause, wobei im allgemeinen niedrige PV-Werte (Ozon) mit einem Anstieg der Höhe der Tropopause einhergehen (Abb. 23.3). Die Radar-Tropopause befindet sich in sehr guter Übereinstimmung mit der Tropopause nach Ballonsondierungen am selben Ort.



**Abb. 23.2** Potenzielle Vorticity (MIMOSA Modell) für die isentropen Schichten 350 K/380 K und Windgeschwindigkeit in 10,8 km Höhe nach ALWIN-MST-Radarbeobachtungen über Andenes im Winter 2000.

Ein charakteristisches Beispiel für eine dynamisch bedingte Ozonabnahme durch den Transport subtropischer ozonarmer Luft in arktische Breiten ist das Ereignis am 9. April 2000. Die vom TOMS-Satelliten über Andenes beobachtete Abnahme des Gesamt ozons ist mit einer starken Abnahme der potenziellen Vorticity im 380 K-Niveau und einem gleichzeitigen Anstieg der Tropausenhöhe verbunden (Abb. 23.3).

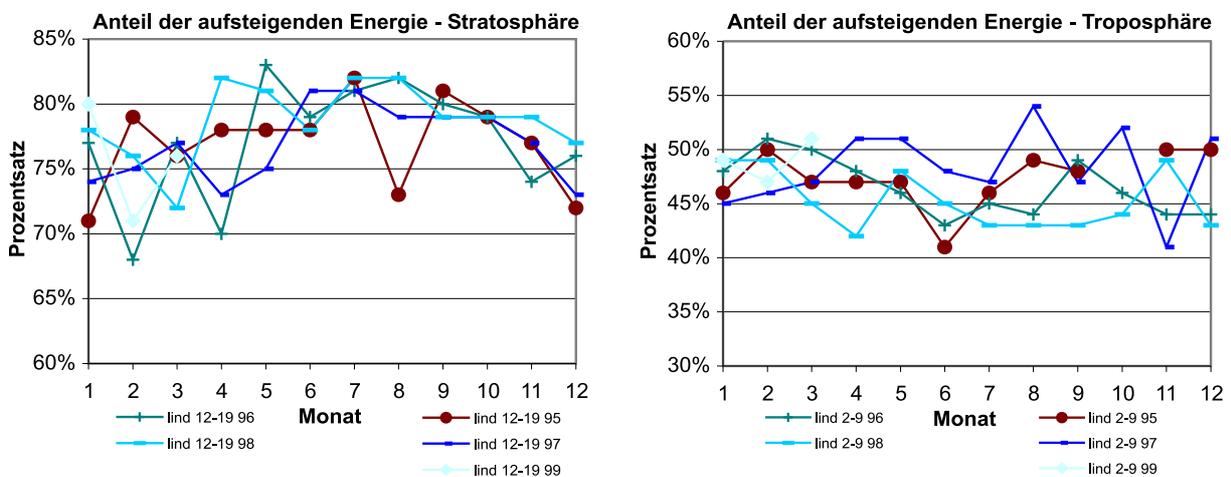


**Abb. 23.3** Potenzielle Vorticity für die isentrope Schicht 380 km (MIMOSA Modell), Höhe der thermischen Tropopause (Radiosonde) und der Radar-Tropopause (ALWIN-Radar) sowie Gesamt ozongehalt (TOMS) über Andenes im Winter 2000

## 24 Schwerwellenaktivität über der Flachlandstation Lindenberg nach Radiosondenbeobachtungen

(K. Schöllhammer<sup>1</sup>, W. Singer, R. A. Vincent<sup>2</sup>, R. Latteck, H. Dier<sup>3</sup>)

Die großräumige Zirkulation der Atmosphäre wird wesentlich durch atmosphärische Schwerwellen und deren Ausbreitung beeinflusst, die Energie und Impuls über große Entfernungen von den unteren Schichten der Atmosphäre bis in große Höhen transportieren. Für eine realistische Simulation der atmosphärischen Zirkulation können Schwerwellen über verschiedene Parameterisierungsansätze des Energiespektrums in die Modelle einbezogen werden. Im Rahmen des Schwerwellen-Projektes von SPARC (Stratospheric Processes And their Role in Climate) wurde ein globaler Datensatz von Parametern, die das Energiespektrum von Schwerwellen beschreiben (u. a. kinetische und potentielle Energiedichte, vertikale und horizontale Wellenlängen, horizontale Ausbreitungsrichtung), auf der Basis hochaufgelöster Radiosonden-Messungen bestimmt.



**Abb. 24.1** Anteile der sich in der Atmosphäre nach oben ausbreitenden Energie von Schwerwellen für den Bereich 12-19 km der unteren Stratosphäre (linkes Bild) und für den Bereich 2-9 km der Troposphäre (rechtes Bild).

Die monatliche Klimatologien von Schwerwellenparametern für die Flachlandstation Lindenberg (52,1°N, 14,1°O) in mittleren Breiten, über die im folgenden berichtet wird, sind ein Beitrag zur SPARC-Initiative. Die hohe Sondierungsrate an der Station Lindenberg mit 4 Starts pro Tag liefert ein für statische Untersuchungen (Monatsmittelwerte) geeignetes Datenmaterial. Unter Anwendung der SPARC-Analysemethodik wurden die Aufstiege des Zeitraums Januar 1995 bis März 1999 bearbeitet und mittlere monatliche Klimatologien für die Bereiche von Troposphäre (2 - 9 km) und unterer Stratosphäre (12 - 19 km) erstellt.

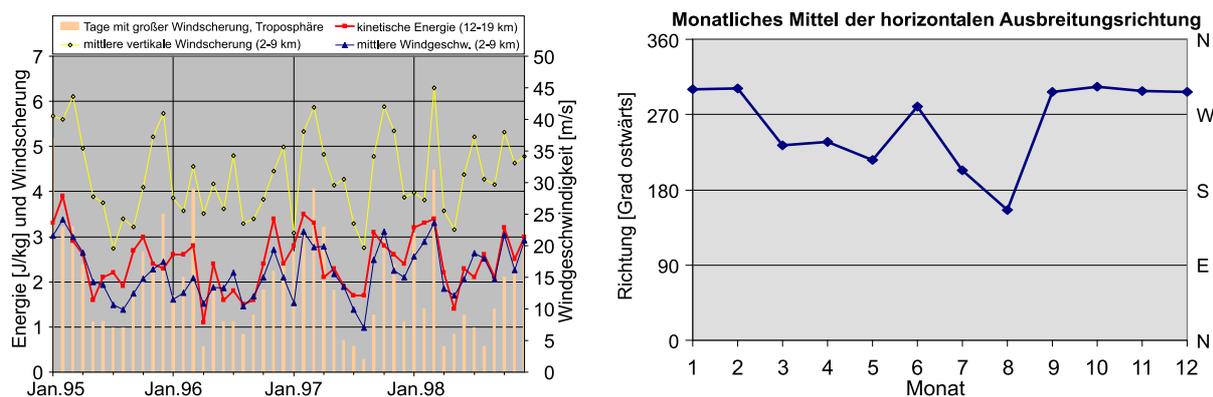
Etwa 70 bis 80% der Schwerwellenenergie breiten sich in der unteren Stratosphäre nach oben aus mit einem Maximum im Sommer, in der Troposphäre sind es nur etwa 50% - ein Hinweis auf die Tropopausenregion als wichtiges Anregungsgebiet (Abb. 24.1). Die charakteristischen vertikalen Wellenlängen liegen zwischen 3,5 und 4,5 km im Winter und 2,5 km im Sommer. Die kinetische Energiedichte, als Maß für die Schwerwellenaktivität, zeigt eine ausgeprägte jahreszeitliche Variation in Abhängigkeit vom Hintergrundwind. Erhöhte Schwerwellenaktivität ist eng korreliert mit der Windstärke und der mittleren Windscherung in der Troposphäre (Abb. 24.2, linkes Bild). Die horizontalen Wellenlängen liegen zwischen 300 und 350 km und die beobachteten Frequenzen in der Nähe der Inertialfrequenz. Dies stützt die Annahme, dass

<sup>1</sup>Freie Universität Berlin

<sup>2</sup>University of Adelaide, Australien

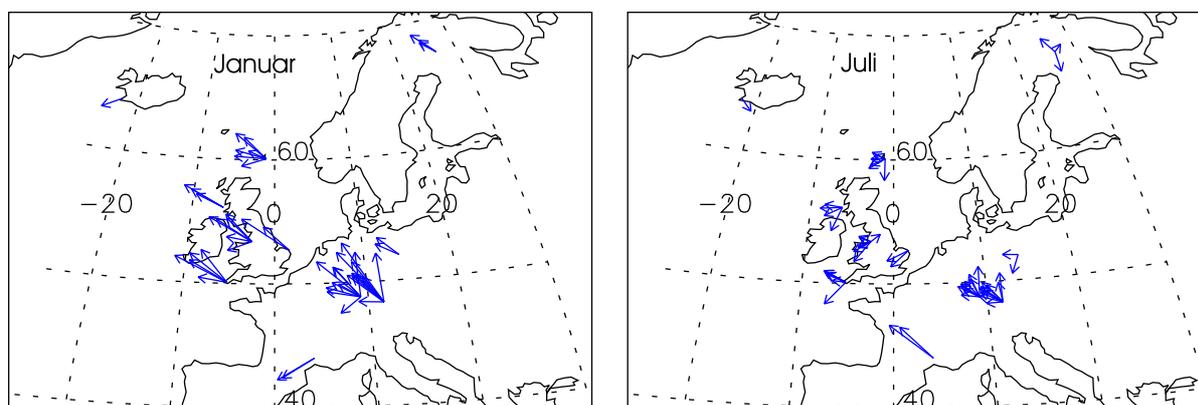
<sup>3</sup>Deutscher Wetterdienst, Lindenberg

für die Flachlandstation Lindenberg Strahlströme und Fronten die dominierenden Quellen für Schwerewellen sind.



**Abb. 24.2** Links: Mittlere kinetische Energiedichte von Schwerewellen (rote Quadrate) in der unteren Stratosphäre (12-19 km) in Relation zur mittleren Windgeschwindigkeit in der Troposphäre von 2-9 km (blaue Dreiecke) und zur mittleren Windscherung in der Troposphäre (gelbe Kurve) für den Zeitraum Januar 1995 bis Dezember 1998. Rechts: Horizontale Ausbreitungsrichtung von Schwerewellen in der unteren Stratosphäre (12-19 km) über Lindenberg, Mittelwert der Jahre 1995-1998.

Die mittlere horizontale Ausbreitungsrichtung von Schwerewellen in der unteren Stratosphäre über Lindenberg (Abb. 24.2, rechtes Bild) variiert zwischen Nordwest im Winter (Oktober bis Februar) und Süd im Sommer (Juli, August). Erste Ergebnisse einer Analyse globaler hochaufgelöster Radiosonden-Messungen im Rahmen der SPARC-Initiative (*Vincent, private Mitteilung, 2001*) zeigen für die untere Stratosphäre der Nordhemisphäre eine bevorzugte Ausbreitung nach Nord/Nordwest im Winter (Januar) mit der Tendenz abnehmender Wellenamplituden bei zunehmender geographischer Breite, während im Sommer (Juli) eine größere Variabilität der mittleren Ausbreitungsrichtung bei kleinen Amplituden gefunden wird (Abb. 24.3).

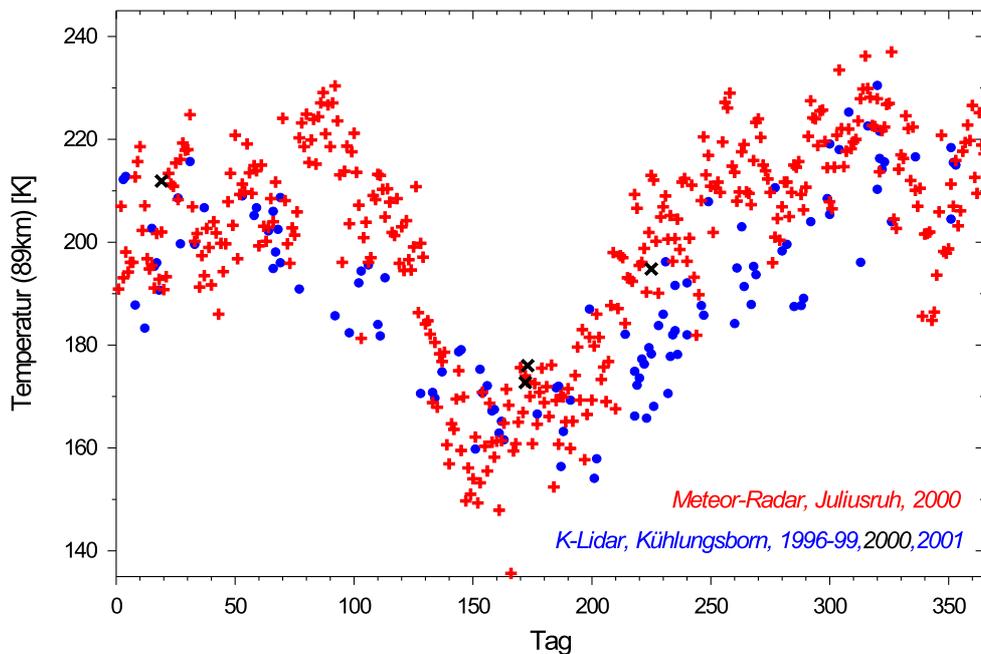


**Abb. 24.3** Mittlere Ausbreitungsrichtungen von Schwerewellen in der unteren Stratosphäre der Nordhemisphäre für Winter- und Sommerbedingungen nach Analysen im Rahmen der SPARC Schwerewellen-Initiative. Die Länge des Vektors ist ein Maß für die Gesamtenergie,  $10^\circ$  Breite oder Länge entsprechen  $10 \text{ J/kg}$ .

## 25 Jahres- und tageszeitliche Variation der Temperatur der oberen Mesosphäre nach Meteor-Radarbeobachtungen

(W. Singer, J. Bremer, W. K. Hocking<sup>1</sup>, J. Weiß, J. Höffner, M. Donner<sup>2</sup>, R. Latteck)

In die Atmosphäre eintretende Meteoroiden (siehe auch Kap. 26) bilden einen Plasmaschlauch, der einfallende Radiowellen reflektiert. Der sich schnell formende Plasmaschlauch dehnt sich mit wachsender Zeit radial aus. Unter der Annahme, dass ambipolare Diffusion der wesentliche Mechanismus für die Expansion des Plasmaschlauches ist, kann aus der Abfallzeit der Echoamplitude der ambipolare Diffusionskoeffizient bestimmt werden, der von Temperatur und Druck abhängt. Eine von Hocking (*Geophys. Res. Lett.*, 21, 3297-3300, 1999) entwickelte Methode bestimmt eine über den Bereich der Meteorschicht gemittelte Temperatur, die keine a priori Kenntnis des Druckes erfordert, aber für gute Resultate auch eine gute Näherung des mittleren Temperaturgradientens benötigt. Für erfolgreiche Temperaturmessung unter Nutzung der Höhenabhängigkeit des Diffusionskoeffizienten sind optimal einige Tausende Meteore erforderlich, wie sie mit dem Meteor-Radar in Juliusruh (54,6°N) erfasst werden. Interferometrische Radarbeobachtungen ermöglichen hier die 24-stündige Erfassung von Meteorspuren aus dem Höhenbereich von 80 bis 110 km mit täglichen Meteorraten zwischen 4000 und 7000 und einem Maximum der Meteorschicht um 90 km für eine Radarfrequenz von 32,5 MHz.



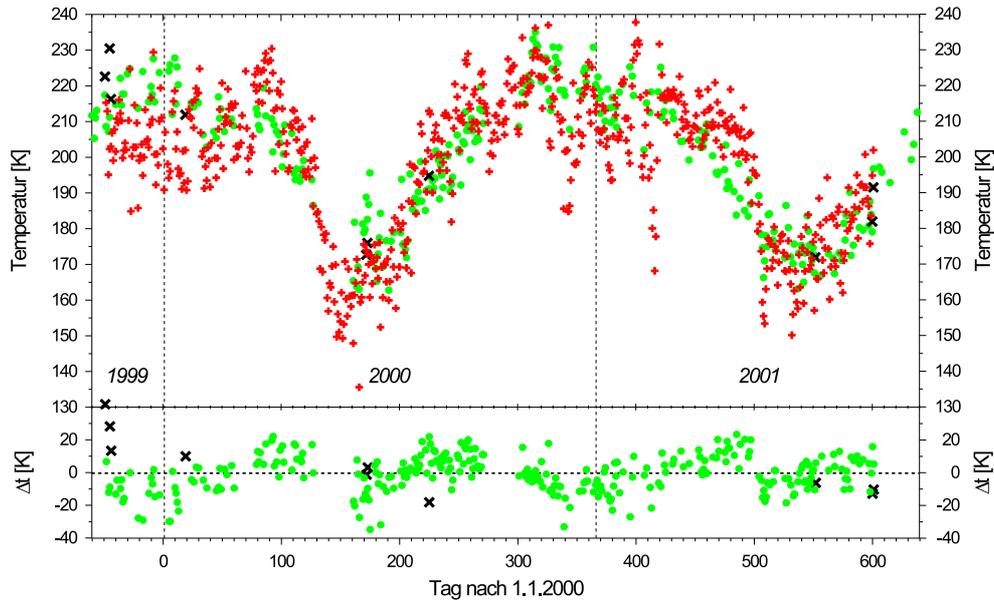
**Abb. 25.1** Jahreszeitliche Variation der Temperatur in 89 km (Nachtmittelwerte) nach Meteor-Radarbeobachtungen in Juliusruh und Messungen des Kalium-Lidars in Kühlungsborn.

Ein von Hocking vorgeschlagenes empirisches Modell des mittleren Temperaturgradientens im 90 km-Bereich (basierend auf Lidar- und Raketenmessungen) konnte für mittlere geographische Breiten optimiert werden. Unter Nutzung der am IAP mit einem Kalium-Lidar in Kühlungsborn (54,1°N) in den Jahren 1996 bis 1998 durchgeführten umfangreichen Temperaturmessungen (Abb. 25.1) sowie der in Wuppertal (51,3°N) aus nächtlichen OH\*-Emissionen bestimmten Temperaturen wurde die jahreszeitliche Variation so angepasst, dass bestmögliche Übereinstimmung zwischen den verschiedenen Temperaturmessungen besteht. Für den Vergleich der Meteor-Temperaturen mit den OH\*-Messungen wurden die 24-stündigen Meteormessungen auf

<sup>1</sup>University of Western Ontario, London, Kanada

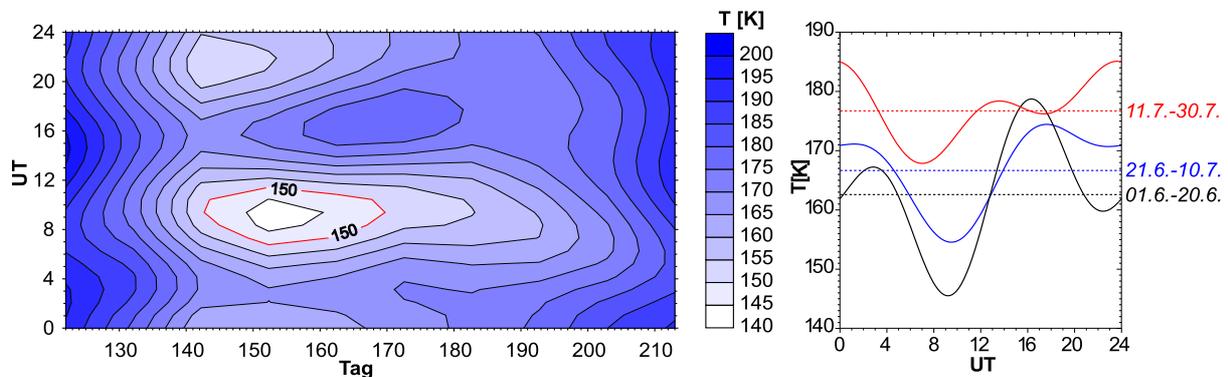
<sup>2</sup>Bergische Universität Wuppertal

die OH\*-Beobachtungszeiten eingeschränkt. Die mit dem Meteor-Radar im Zeitraum November 1999 bis August 2001 ermittelten Temperaturen befinden sich in guter Übereinstimmung mit den OH\*-Temperaturen von Wuppertal (Abb. 25.2) berücksichtigt man die Unterschiede in der geographischen Breite und der charakteristischen Messhöhe (*Meteor* –  $89 \pm 1 \text{ km}$ , *OH\** –  $87 \pm 2 \text{ km}$ ). Die wenigen Lidar-Temperaturen im Beobachtungszeitraum kommen von einem Erprobungsinstrument - das Standardinstrument war auf Expeditionseinsatz. Die jahreszeitliche Variation der Temperatur im Mesopausenbereich wird mit warmen Winter-Temperaturen und kalten Sommer-Temperaturen gut wiedergegeben.



**Abb. 25.2** Jahreszeitliche Variation der Temperatur nach Meteor-Radarbeobachtungen in Juliusruh ( $54,6^\circ\text{N}$ ), nach OH\*-Messungen in Wuppertal ( $51,3^\circ\text{N}$ ) und nach Kalium-Lidarbeobachtungen in Kühlungsborn ( $54,1^\circ\text{N}$ ).

Die tageszeitliche Variation der MesopausenTemperatur und die Parameter der Temperatur-Gezeiten nach Meteor-Messungen wurden auf der Basis von 20-Tage-Analysen für den Zeitraum 1. Mai bis 31. Juli 2000 bestimmt (Abb. 25.3). Hierbei wurde näherungsweise die tageszeitliche Variation des Temperaturgradienten berücksichtigt. Die Einordnung der Daten in Stunden-Intervalle gewährleistet Raten von einigen Tausend Meteoren, wie sie für zuverlässige Temperaturbestimmung erforderlich sind. Temperaturen unterhalb von 150 K, notwendig für die Entstehung leuchtender Nachtwolken, werden zwischen dem 20. Mai und dem 18. Juni beobachtet. Die Amplituden der ganztägigen und halbtägigen Gezeitenkomponente variieren zwischen 3 m/s und 10 m/s, wobei die größten Amplituden im Temperaturminimum auftreten.



**Abb. 25.3** Tageszeitliche Variation der Temperatur in 89 km Höhe nach Meteorbeobachtungen in Juliusruh für den Zeitraum 1. Mai bis 31. Juli (linkes Bild). Mittlere tageszeitliche Variation der Temperatur (20 Tage-Analysen) für ausgewählte Perioden im Juni/Juli 2000.

## 26 Beobachtungen von Meteor-Spuren

(W. Singer, U. von Zahn, J. Weiß, J. Höffner)

Wenn extraterrestrische Staubteilchen (= Meteoroiden) mit Geschwindigkeiten bis zu 72 km/s in die Erdatmosphäre eintreten, verdampfen die meisten von ihnen vollständig im Höhenbereich 120 bis 70 km. Dort erzeugen sie während dieses Verdampfungsprozesses eine Leuchtspur (= Meteor; auch Sternschnuppe genannt) und eine Spur erhöhter Atom- und Ionendichten. Es gibt auch gelegentlich Meteoroiden, die so massiv sind, daß sie den Flug durch die Atmosphäre ganz oder in Teilen überleben. Findet man diese an der Erdoberfläche, so heißen sie Meteorite. An bestimmten Tagen im Jahr wird die Erde durch besonders viele Meteoroiden getroffen. Wir sprechen dann von Meteorschauern oder sogar -stürmen.

Durch Untersuchung von Meteorspuren kann man Temperaturen und Diffusionskoeffizienten in Höhen um 90 km bestimmen (hierzu siehe auch Kap. 25). Die Kommunikationstechnik benutzt sie für die Fernübertragung von Nachrichten und Daten. Die aeronomische Bedeutung der aus den Meteoroiden verdampften Metallatome besteht darin, daß sie die Bausteine der Metallatom-Schichten in 80 bis 100 km Höhe werden, wesentlich zum Nachthimmelsleuchten beitragen und für das Entstehen sporadischer E-Schichten in der unteren Ionosphäre verantwortlich sind.

Viele Fragen nach der genauen Herkunft der Meteoroiden, ihrer chemischen Zusammensetzung, der Menge des Materialeintrags in die terrestrische Atmosphäre (etwa 100 t pro Tag) und den Prozessen, die sich bei der Verdampfung der Meteoroiden (= Ablation) abspielen, können heute noch nicht befriedigend beantwortet werden. Das IAP engagiert sich vor diesem Hintergrund bei Untersuchungen der Herkunft von Meteorströmen (mittels VHF-Radars) und der Element-Häufigkeiten der in Meteorspuren freigesetzten Metallatome (mittels Lidars). Über Ergebnisse dieser Untersuchungen wird im folgenden kurz berichtet.

**Feinstrukturen in Meteor-Strömen.** Meteor-Ströme mit hohen Flüssen von Staubteilchen, wie die Leoniden seit 1996, erzeugen eine beeindruckende Vielfalt von Meteorspuren am nächtlichen Himmel und sind auch hinsichtlich möglicher Zusammenstöße mit Raumflugkörpern Gegenstand intensiver Beobachtungen. Die Leoniden-Meteorströme sind mit dem Kometen Tempel-Tuttle verbunden, der in einer 33-jährigen Periode die Sonne umkreist. In Sonnennähe (Perihel) verliert der Komet Teilchen durch Aufheizung/Gravitation, die sich als Meteorstrom auf der Bahn des Kometen weiterbewegen und in Abhängigkeit von ihrem Alter die Erdbahn jedes Jahr Mitte November kreuzen können.

	Radar- beobachtungen	max. Rate Meteore/h	Visuelle Beobachtungen	Strom- Entstehung	Vorhersagen
18-11-1999	02:05 UT ( $\pm 5$ min)	1400	02:02 UT ( $\pm 2$ min) <sup>1</sup>	1899	02:08 UT McNaught & Asher <sup>3</sup>
17-11-2000	08:15 UT ( $\pm 5$ min)	160	08:07 UT ( $\pm 15$ min) <sup>2</sup>	1932	07:53 UT Göckel & Jehn <sup>4</sup>
18-11-2000	03:35 UT ( $\pm 5$ min)	100	03:24 UT ( $\pm 15$ min) <sup>2</sup>	1733	03:44 UT Asher & McNaught <sup>5</sup>
18-11-2000	07:25 UT ( $\pm 5$ min)	145	07:12 UT ( $\pm 15$ min) <sup>2</sup>	1866	07:51 UT Asher & McNaught <sup>5</sup>

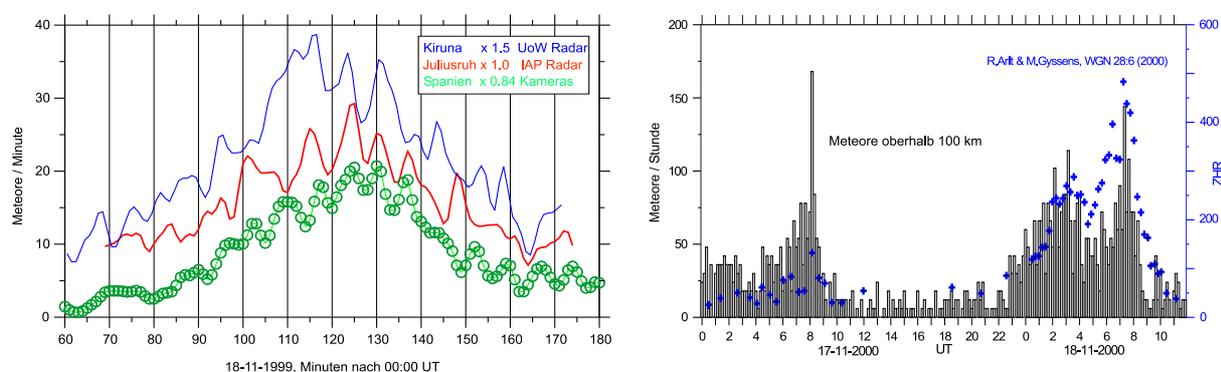
<sup>1</sup>Arlt et al. (*WGN* 27, 286-295, 1999), <sup>2</sup>Arlt & Gyssens (*WGN* 28, 195-208, 2000), <sup>3</sup>McNaught & Asher (*WGN* 27, 85-102, 1999), <sup>4</sup>Göckel & Jehn (*Mon. Not. R. Astron. Soc.* 317, L1-L5, 2000), <sup>5</sup>Asher & McNaught (*WGN* 28, 138-143, 2000)

**Abb. 26.1** Aktivitätsmaxima der Leoniden-Meteorströme 1999 und 2000.

Die in den letzten Jahren verbesserte Vorhersage des Aktivitätsmaximums der Leoniden-Meteorströme stimulierte ihre Beobachtung mit modernen Radarinstrumenten. Hochaufgelöste Radarbeobachtungen des IAP in Juliusruh während der Sturmphase der Leoniden-Meteorströme 1999 und 2000 (Singer et al., 2001) ermöglichten die Bestimmung der Maxima der Meteoraktivität (Abb. 26.1) in guter Übereinstimmung mit visuellen Beobachtungen und theoretischen

Vorhersagen, die 1999 das Aktivitätsmaximum dem Meteorstrom von 1899 und im Jahr 2000 die zu erwartenden Maxima den Meteorströmen von 1932, 1733 und 1866 zuordneten. Eine Analyse von Radarwindmessungen während des Aktivitätsmaximums des Leoniden-Sturms 1999 zwischen  $52^{\circ}\text{N}$  und  $69^{\circ}\text{N}$  ergab, dass in Höhen oberhalb 90 km in Mitteleuropa starke ostwärts und südwärts gerichtete Winde vorherrschten während es in Nord-skandinavien ostwärts und nordwärts gerichtete Winde waren (*Singer et al., 2000c*).

Zeitlich hochaufgelöste Radarbeobachtungen des Meteorflusses im Höhenbereich 80 bis 120 km in Verbindung mit Videokamerabeobachtungen (*Singer et al., 2000d*) zeigten erstmals ausgeprägte quasi-periodische Variationen der Meteorrate im 6- bis 9-Minutenbereich im Aktivitätsmaximum des Leonidenschauers 1999, die räumliche Variationen der Staubeilchendichte entlang der Erdbahn im Meteorstrom wiedergeben (Abb. 26.2, links). Im Gegensatz zum Leonidenschauer 1999 ist der Leonidenschauer 2000 durch 3 Aktivitätsmaxima charakterisiert, die auf Grund der niedrigeren Aktivität nur in den Meteorflüssen aus Höhen oberhalb von 100 km eindeutig nachgewiesen werden konnten, wo die Mehrzahl der mit Geschwindigkeiten von 72 km/s einfallenden Leoniden-Meteoroiden verdampft (Abb. 26.2, rechts).



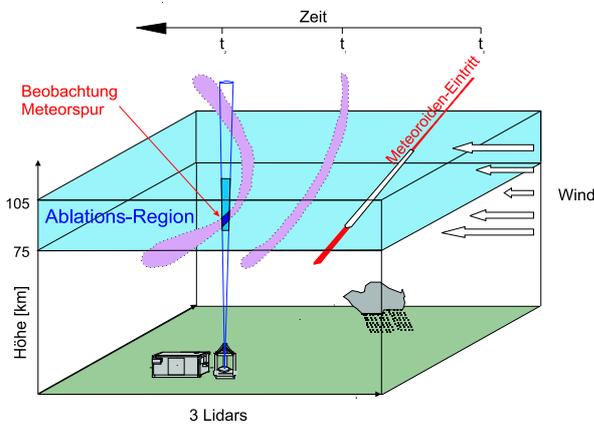
**Abb. 26.2** Meteorflüsse während der Sturmphase der Leoniden-Meteorströme 1999 und 2000. Links: Quasi-periodische Aktivitätsvariationen im Maximum des Leoniden-Meteorstroms 1999 nach Beobachtungen mittels Radar in Juliusruh und Kiruna (5-min Mittelwerte) sowie mittels Videokamera in Südspanien. Rechts: Meteorflüsse oberhalb 100 km nach Radarmessungen (10-min Mittelwerte) und zenitbezogene Meteorraten (ZHR) nach globalen visuellen Beobachtungen während des Leoniden-Meteorschauers 2000.

Radarbeobachtungen mit guter Höhenauflösung und hoher zeitlicher Auflösung ermöglichen gegenüber visuellen Beobachtungen mit begrenzter Zählrate die Erfassung kurzzeitiger Schwankungen der Meteoraktivität unabhängig von Wetter und Tageszeit.

**Häufigkeitsverhältnisse verschiedener Metalle in Meteor-Spuren.** Wie Abb. 26.3 zeigt, werden unter günstigen Umständen die mit verdampften Metallatomen angereicherten Meteorspuren durch die Winde der oberen Atmosphäre innerhalb einiger Minuten nach ihrer Verdampfung durch die vertikal nach oben ausgerichteten Laserstrahlen unserer 3 Metallresonanz-Lidars getrieben (für deren Beschreibung siehe Kap. UV). Je nach Windstärke und Durchmesser der Meteorspur bleiben die Spuren für einige Sekunden bis Minuten für unsere Lidars beobachtbar. Diese Zeit reicht auch aus, um die absoluten Anzahldichten von Na-, K-, Fe- und Ca-Atomen, sowie  $\text{Ca}^+$ -Ionen in der Meteorspur zu bestimmen.

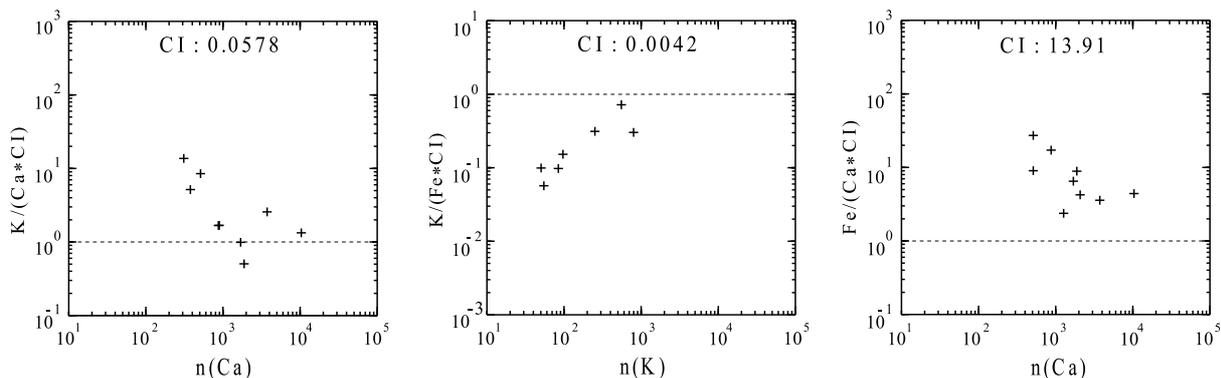
Wir haben in den Jahren 1996 bis 2000 in ca. 400 Beobachtungsnächten mehr als 1300 Meteorspuren mit unseren Lidars beobachten können. Von diesen Nächten arbeiteten wir in 273 Nächten mit 2 Lidars für 2 verschiedene Metalle, in 78 Nächten mit 3 Lidars für 3 verschiedene Metalle aus der oben genannten Gruppe von Konstituenten. Unser erstes und unerwartetes Ergebnis was, daß wir bei simultaner Beobachtung mit mehr als einem Metall-Lidar in 96% aller Ereignisse nur in einem (!) Lidar Metallatome detektieren konnten,- mal K, mal Ca usw. Das Ergebnis deutet daraufhin, dass die Metalle trotz der Kürze des Verdampfungsprozesses (nur

einigen Zehntel Sekunden) im wesentlich nacheinander verdampfen, sodass an jeder Stelle der Meteorspur eine Atomsorte stark überwiegt. Dieser Tatbestand lässt sich einerseits theoretisch nur mit der Annahme verstehen, dass die verdampfenden Teilchen sehr klein, d.h.  $< 0,1$  mm, sind. Andererseits geben von Zahn et al. (2001) die Größe der mit Lidar beobachteten Meteoroiden mit einigen Zehntel Millimeter bis einige Zentimeter an. Diese Diskrepanz wird weiter unten interpretiert.



**Abb. 26.3** Prinzip der Beobachtung der Spuren verdampfender Meteoroiden mit Metall-Resonanz-Lidars: der Meteoroid tritt zum Zeitpunkt  $t_0$  in die Atmosphäre ein. Durch das (teilweise) Verdampfen entsteht ein schlauchförmiger Bereich erhöhter Metaldichte, der bei geeigneten Bedingungen durch den Wind zum Zeitpunkt  $t_2$  durch den Laserstrahl des Lidars getrieben wird.

Ein weiterer und wichtiger Beobachtungsbefund ist in Abb. 26.4 dargestellt. Es handelt sich um die Häufigkeitsverhältnisse von je 2 Metallen in den 42 Meteorspuren, in denen wir 2 Elemente quantitativ bestimmen konnten. Die Verhältnisse sind gegen die Anzahldichte eines der Metalle aufgetragen, wobei uns diese Dichte als ein Maß für die (unbekannte) Größe des verdampfenden Teilchens dienen soll. Ferner vergleichen wir die gefundenen Häufigkeitsverhältnisse sofort mit denen in den sog. CI-Meteoriten. Wir finden, dass kaum eins der beobachteten Teilchen CI-Zusammensetzung aufweist. Die Abweichungen nehmen mit kleiner werdenden Teilchen deutlich zu. von Zahn et al. (2001) interpretieren diese Ergebnisse als starke Hinweise auf eine anfängliche Fragmentierung der Meteoroiden während der aerodynamischen Abbremsung der Meteoroiden mit anschließender differentieller Ablation (= sequentieller Verdampfung der Elemente) der Bruchstücke.



**Abb. 26.4** Häufigkeitsverhältnisse zweier Metalle in Abhängigkeit von der Anzahldichte  $[\text{cm}^{-3}]$  des einen Metalls. Beide Metalle wurden jeweils gleichzeitig und im gleichen Volumen einer Meteorspur von unseren Lidars gemessen. Links das Häufigkeits-Verhältnis von K/Ca, Mitte das von K/Fe und rechts das von Fe/Ca. Dargestellt sind die gemessenen Verhältnisse nach ihrer Division durch das analoge Verhältnis in CI-Meteoriten (s.o. in den Panels).

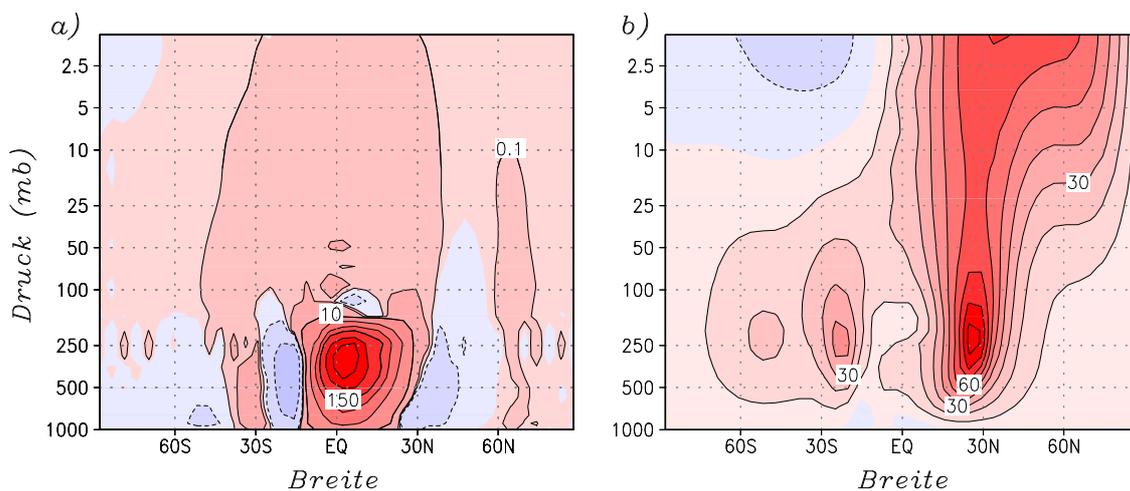
## 27 Die Massenzirkulation als dynamische Komponente der Wechselwirkung von Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre

(G. Schmitz, E. Becker, H. Körnich, H. Voß)

Die mittlere meridionale Zirkulation in der Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre ist grundlegend für ein Verständnis der Drehimpuls- und Energiebilanz der atmosphärischen Zirkulationen in ihrer Abhängigkeit von den unterschiedlichen physikalischen Prozessen, wie z.B. den Wellen. In der Troposphäre sind es die synoptischen und planetaren Wellen, in der Stratosphäre die planetaren Wellen und in der Mesosphäre die internen Schwerewellen, die für die meridionale Zirkulation von Bedeutung sind. Der Zusammenhang der Zirkulationszellen mit den verschiedenen Wellen wird im folgenden aufgezeigt und soll ein Bild der Wechselwirkung der einzelnen atmosphärischen Höhengebiete vermitteln, das aus der vertikalen Wellenausbreitung resultiert.

Die folgenden Untersuchungen basieren auf dem Kühlungsborn Mechanistic general Circulation Model (KMCM), das von der Erdoberfläche bis etwa 100 km Höhe die Zirkulation der Atmosphäre simuliert. (Becker, Schmitz, *Tellus*, 51A, 902, 1999 -, *J. Atmos. Sci.*, 2001 -, 2002). Das Modell basiert auf den primitiven Gleichungen und entspricht bzgl. der advektiven Terme und der planetaren Grenzschicht einem globalen Zirkulationsmodell (GCM). Die thermischen Antriebe für die zonal gemittelte Zirkulation und die planetaren Wellen sind idealisiert. Synoptische und planetare Wellen werden explizit im Modell beschrieben, während die internen Schwerewellen in Stratosphäre und Mesosphäre nach dem Lindzen Algorithmus "parametrisiert" werden. Im folgenden diskutieren wir die residuelle Zirkulation für winterliche Bedingungen auf der Nordhemisphäre.

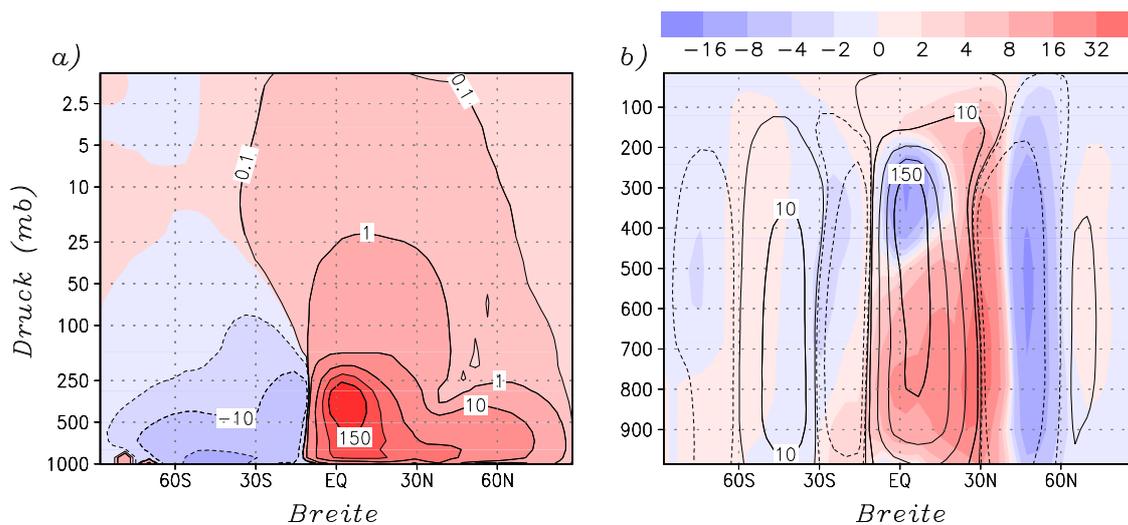
Die axialsymmetrische Zirkulation in tiefen Breiten der Troposphäre ist wie bekannt durch die Hadley-Zelle gegeben und resultiert aus dem Bild der Drehimpulserhaltung in der oberen Troposphäre, (Held, Hou, *J. Atmos. Sci.*, 37, 585, 1980). Erweitert man nun das Modell bis in die Stratosphäre, dann ergibt sich keine nichtlinear bestimmte Hadley-Zirkulation in diesen Höhen, Abb. 27.1a, sofern man von einem realistischen meridionalen Temperaturgradienten in Tropopausenhöhe ausgeht.



**Abb. 27.1** Die Massenstromfunktion [ $10^9 \text{ kg/s}$ ] a) und der zonale Wind [ $\text{m/s}$ ] b) für das axialsymmetrische Modell. [Isolinien 0.1,  $\pm 1$ ,  $\pm 10$ ,  $\pm 50$ ,  $\pm 150$ , ...  $\times 10^9 \text{ kg/s}$ ].

Das Bild von der Hadley-Zirkulation der Troposphäre ist somit nicht übertragbar auf die Stratosphäre und andere Prozesse werden die Massenzirkulation bestimmen. Der resultierende mittlere zonale Wind, Abb. 27.1b, ergibt sehr hohe Geschwindigkeiten für den Subtropenstrahl-

strom der Troposphäre bei  $\sim 25^\circ\text{N}$  und in der Stratosphäre eine Ausdehnung des Polarwirbels vom Äquator bis zum Pol. Erweitert man das axialsymmetrische Modell auf das eines 3D-Aquaplaneten und berücksichtigt damit die synoptischen Wellen in der Troposphäre und unteren Stratosphäre, dann ergibt sich eine Abschwächung der Hadley-Zelle in der oberen Troposphäre und eine Verstärkung in der unteren Troposphäre (Abb. 27.2a). In der unteren Stratosphäre bildet sich eine sehr schwache Brewer Dobson Zirkulation aus, die auf den Breitenbereich von etwa  $10^\circ\text{S} - 40^\circ\text{N}$  begrenzt ist und durch die mit den synoptischen Wellen verbundenen EPF-Divergenz getrieben wird. Die zonale Windgeschwindigkeit in der Troposphäre verringert sich auf die Hälfte zu der im 2D-Modell und der Polarwirbel erstreckt sich von etwa  $30^\circ\text{N}$  bis zum Pol.

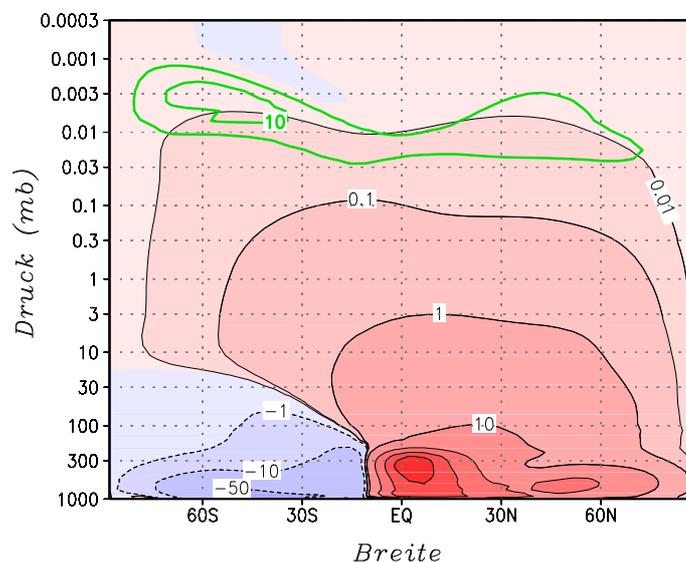


**Abb. 27.2** Die residuelle Stromfunktion [ $10^9 \text{ kg s}^{-1}$ ] [Isolonien wie in Abb. 27.1a] a) für den Aquaplaneten. Die Euler-Zirkulationszellen [ $10^9 \text{ kg s}^{-1}$ ] [Isolinien  $\pm 1, \pm 10, \pm 50, \dots \times 10^9 \text{ kg/s}$ ] b) bei Berücksichtigung des orographischen Wellenantriebs und der Unterschied zum Modell des Aquaplaneten ist durch die Farbskala in Einheiten von  $10^9 \text{ kg s}^{-1}$  gegeben.

Erweitert man das Modell, indem man zu den synoptischen Wellen auch den orographischen und thermischen Antrieb der stationären planetaren Wellen berücksichtigt und damit die dynamische Wechselwirkung der Troposphäre und Stratosphäre beschreibt, dann führt dies zu einer weiteren charakteristischen Veränderung der meridionalen Zirkulation in der Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre. In der Troposphäre bewirkt der orographische Antrieb planetarer Wellen eine weitere Abschwächung der Intensität der Zirkulationszelle in der oberen tropischen Troposphäre im Vergleich zu der des Aquaplaneten und eine Verstärkung in der unteren Troposphäre, Abb. 27.2b. Diese Abhängigkeiten führen in einer Energiebilanz zu einem effektiv größeren meridionalen Wärmetransport aus den Tropen in mittlere Breiten; und dies ergibt sich aus der gegenseitigen Abhängigkeit von meridionaler Zirkulation und Wärme- und Impulstransport durch die großskaligen Wellen. Der Subtropenjet schwächt sich ab, verlagert sich polwärts und ist in Übereinstimmung mit der entsprechenden Veränderung der EPF-Divergenz. Der thermische Antrieb der planetaren Wellen bewirkt eine umgekehrte Veränderung zu der durch orographisch getriebene Wellen: eine Verstärkung der Hadley-Zelle und des Subtropenstrahlstromes in der oberen Troposphäre. Diese Abhängigkeit der Hadley-Zelle von den unterschiedlich getriebenen planetaren Wellen dokumentiert ein allgemeines Muster der Variabilität der atmosphärischen Zirkulation.

In der Stratosphäre führen die stationären planetaren Wellen zu einer Verstärkung der meridionalen Zirkulation und zu einer Ausdehnung der Zirkulationszelle bis in polare Breiten.

Zusammen damit tritt eine Abschwächung und Polwärtsverlagerung des Polarwirbels im Vergleich zum Aquaplanet-Experiment auf. Im Vergleich der Modellergebnisse mit Beobachtungen resultiert die Massenzirkulation in der Stratosphäre aus der Überlagerung der verschiedenen planetaren Wellenantriebe.



**Abb. 27.3** Die residuelle Massenstromfunktion (—) [ $10^9 \text{ kg s}^{-1}$ ] [Isolinien  $\pm 1, \pm 10, \pm 50, \dots \times 10^9 \text{ kg/s}$ ] von der Troposphäre bis zur Mesosphäre bei Berücksichtigung der synoptischen -, planetaren Wellen und internen Schwerewellen; residueller meridionaler Wind (—) [m/s]; Januar–Nordhemisphäre.

Es scheint, dass die Lage des Strahlstroms in der Troposphäre grundlegend ist für ein Verständnis dieses Prozesses, da damit sehr empfindlich die Wellenausbreitung gesteuert wird. Darüberhinaus zeigt diese mit dem mechanistischen Modell aufgezeigte Abhängigkeit sehr schön, wie die Wechselwirkung von mittlerer meridionaler Zirkulation und Wellen in der Troposphäre den dynamischen Zustand der mittleren Atmosphäre beeinflusst.

Erweitert man das Zirkulationsmodell bis in die Mesosphäre und untere Thermosphäre und parametrisiert Impuls- und Enthalpiefluss sowie Diffusion durch die internen Schwerewellen, dann resultiert eine über die Hemisphären sich erstreckende Zirkulationszelle (Abb. 27.3). Für die Energiebilanz der Mesosphäre ist diese hemisphärisch übergreifende Zirkulation grundlegend und erfordert eine hydrodynamisch konsistente Behandlung der Schwerwelleneffekte (*Becker & Schmitz, 2002, Kap. 28*). Die Wechselwirkung von planetaren Wellen und internen Schwerewellen wird im Vergleich mit dem Aquaplaneten sehr gut sichtbar und ergibt eine Abschwächung der meridionalen Zirkulation durch planetare Wellen in der winterlichen oberen Mesosphäre. Dieser Prozess ergibt charakteristische Muster in der Temperaturveränderung von der Stratosphäre bis zur unteren Thermosphäre im Vergleich zum Aquaplaneten; eine Zunahme der Temperatur in Stratosphäre, eine Abnahme der Temperatur in der Mesosphäre hoher Breiten sowie eine globale Temperaturzunahme in der oberen Mesosphäre und unteren Thermosphäre.

Die aufgezeigten charakteristischen Muster der Veränderungen der meridionalen Zirkulation, der Temperatur und des zonalen Windes sind Antworten von Modellatmosphären auf vorgegebene Antriebe und zeigen die Wechselwirkung der atmosphärischen Höhengebiete durch die Abhängigkeiten von meridionaler Zirkulation und Wellenausbreitung. Die so induzierten Muster ähneln den Mustern der natürlichen Variabilität der atmosphärischen Zirkulation (*Volodin, Schmitz, 2001*) und so tragen diese mechanistischen Zirkulationsexperimente auch zum Verständnis der natürlichen Klimavariabilität bei.

## 28 Energiebilanz der Mesosphäre

(E. Becker und G. Schmitz)

Die Energiebilanz der Mesosphäre ergibt sich aus dem Zusammenspiel von globaler Zirkulation, internen Schwerewellen, kleinräumiger Turbulenz und dem diabatischen Antrieb. Wir wollen hier auf den Aspekt der Schwerewellenbrechung und der damit einhergehenden Turbulenz näher eingehen. Eine energetisch konsistente Erfassung beider Effekte in ihrer Wirkung auf die globale Zirkulation ist bislang nicht gelungen. Nicht nur, weil die Schwerwellenspektren unzureichend bekannt sind; es gibt vor allem konzeptionelle Schwierigkeiten. So wird die turbulente Dissipation (Reibungswärme) in konventionellen globalen Zirkulationsmodellen (GCMs) nicht berücksichtigt. Andererseits zeigen raketengebundene Messungen (Lübken, *J. Geophys. Res.*, 102, 13441, 1997), dass diese Erwärmungsraten in der oberen Sommermesosphäre substantiell sind (ca. 10–20 Kelvin pro Tag). Also stellen sich zwei Fragen. Durch welchen Prozess wird die turbulente Dissipation in der Mesosphäre balanciert? Kann man die Energiebilanz der Mesosphäre überhaupt mit einem globalen Zirkulationsmodell (GCM) konsistent simulieren?

Grundsätzlich setzt man die thermodynamische Bewegungsgleichung für die globale Zirkulation der Mesosphäre so an: Die materielle Zeitableitung der Enthalpie pro Masse ist gleich der Summe aus adiabatischer Umwandlung, diabatischem Antrieb (Strahlungsemission/absorption plus chemische Umwandlungswärmen), Schwerewellen-Grundstromwechselwirkung (Energie-deposition  $E$ ), turbulenter Reibungswärme (Dissipation  $\epsilon$ ) und turbulenter Wärmediffusion. Grundsätzliche Schwierigkeiten bestehen nun bei der Formulierung von  $E$  und  $\epsilon$ . In der Literatur findet man eine Vielzahl von mehr oder weniger empirischen Ansätzen, und es wird zwischen  $E$  und  $\epsilon$  meist nicht unterschieden. Geht man streng hydrodynamisch vor, werden beide Terme simultan mit Hilfe des Energiesatzes für die globale Zirkulation eliminiert (Becker und Schmitz, 2002a). Die Energiedeposition besteht dann aus zwei Termen. Der erste ist allgemein bekannt und entspricht der Konvergenz des vertikalen Enthalpieflusses durch Schwerewellen. Wir wollen ihn hier mit  $EFK$  (Enthalpieflusskonvergenz) abkürzen. Der zweite Term wird meist vernachlässigt und ist negativ in der Mesosphäre. Wir bezeichnen ihn als residuelle Arbeit  $W_{RES}$ . Er gewährleistet, dass die Energiedeposition den trivialen Grenzfall  $E = 0$  bei konservativer Wellenausbreitung erfüllt. Die Dissipation entspricht der turbulenten Reibungswärme durch die Scherung des großskaligen Strömungsfeldes. Hier ist der Beitrag  $\epsilon_Z$  durch vertikale Windscherung dominant. Einen horizontalen Beitrag  $\epsilon_H$  muss man i.a. mitberücksichtigen (Becker, 2001).

Wir haben nun diese aus dem Energiesatz abgeleiteten Formulierungen für Energiedeposition und Dissipation mit einem idealisierten GCM, dem Kühlungsborn Mechanistic general Circulation Model  $KMCM$ , getestet.  $KMCM$  ist bislang das einzige globale Zirkulationsmodell, bei dem die gesamte anisotrope turbulente Reibung konsistent mit den hydrodynamischen Axiomen formuliert ist. Insbesondere erfüllt die finite Differenzendarstellung der Reibungs- und Schwerewellenbeiträge den Energiesatz exakt (Becker, 2002). Unsere Schwerewellenparametrisierung (siehe Becker und Schmitz, 2002b) basiert auf der Theorie von Lindzen (*J. Geophys. Res.*, 86, 9707, 1981). Damit ist der durch die Schwerewellenbrechung induzierte turbulente Diffusionskoeffizient  $K_z$  ohne zusätzliche freie Parameter bestimmt. Insgesamt sind die Modellparameter so angepasst, dass die Simulation einer realistischen Januarklimatologie entspricht. Die Abb. 28.1a,b stellen die klimatologischen zonalen Mittelwerte für Energiedeposition und Dissipation dar. Beide Größen zeigen eine Winter-Sommer-Asymmetrie, wie man sie von den Raketenmessungen her für die Dissipation kennt. Allerdings ist die Dissipation um etwa eine Größenordnung kleiner als erwartet. Dies ist scheinbar ein Widerspruch zu den Messergebnissen, den man wie folgt auflösen kann.

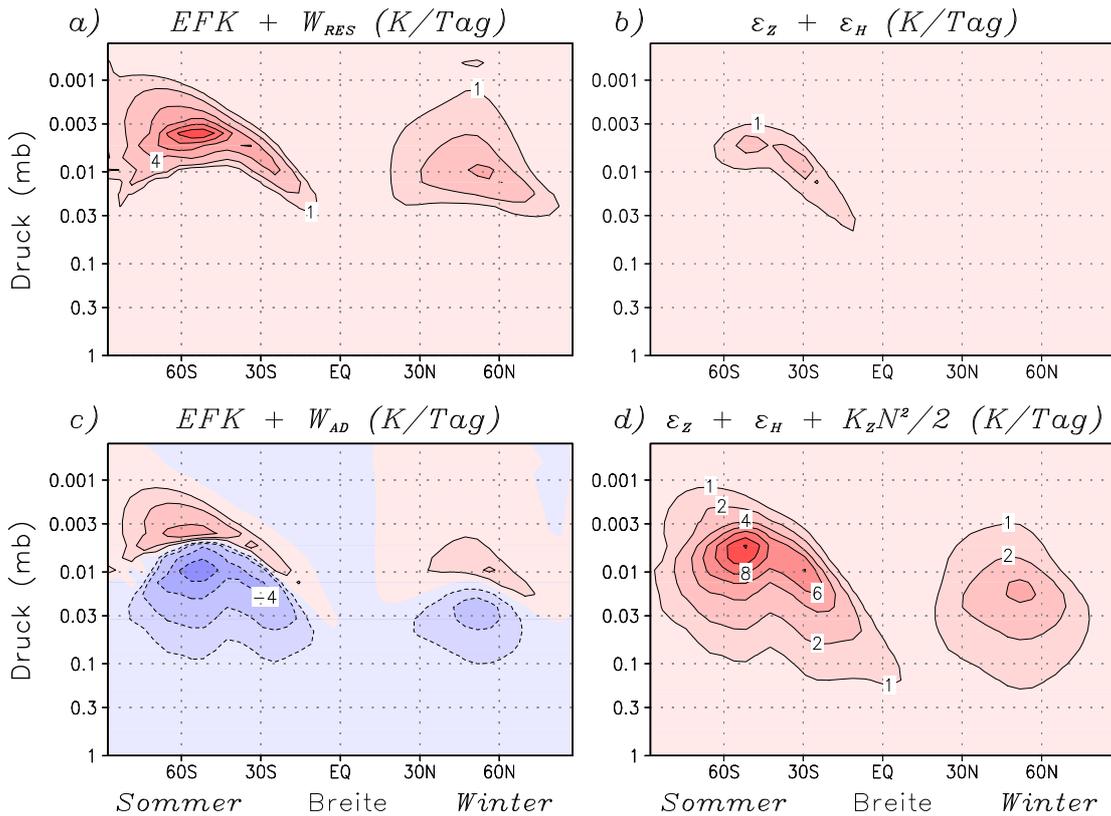
Anstatt vom Energiesatz für die großskalige Bewegung auszugehen, kann man auch die Bewegungsgleichungen für die Schwerewellen selbst verwenden. Auf dieser Skala ist lediglich die kleinräumige Turbulenz durch Impuls- und Wärmediffusion parametrisiert, während die Schwerewellen explizit beschrieben werden. Führt man jetzt die Mittelung über die räumlichen und

zeitlichen Skalen der Schwerewellen aus, ergeben sich alternative Formen für Energiedeposition und Dissipation. Zum einen tritt an die Stelle der residuellen Arbeit  $W_{RES}$  die adiabatische Abkühlung durch Druckadvektion der Schwerewellen, die wir hier als  $W_{AD}$  bezeichnen wollen. Zum anderen enthält die Reibungswärme zusätzlich den Beitrag durch vertikale Windscherung der Schwerewellen. Für diesen ergibt sich analytisch im Rahmen der Lindzen–Theorie  $K_z N^2/2$ , wobei  $N$  die Brunt–Väisälä-Frequenz ist.

Aufgrund der für Schwerewellen gültigen Skalenabschätzungen lässt sich zeigen, dass beide oben beschriebene Formen für die Summe von Energiedeposition und Dissipation äquivalent sind, d.h.

$$\begin{aligned} E + \epsilon &= EFK + W_{RES} + \epsilon_Z + \epsilon_H \\ &= EFK + W_{AD} + \epsilon_Z + \epsilon_H + K_z N^2/2. \end{aligned}$$

Damit kann man die der Beobachtung entsprechende Dissipation aus der Modellsimulation diagnostizieren. Abb. 28.d zeigt das Ergebnis. Diese totale Dissipation ist quantitativ konsistent mit den Messungen. Sie wird offenbar dominiert durch die Reibungswärme der Schwerewellen  $K_z N^2/2$ . Letztere wird wiederum überkompensiert durch die adiabatische Abkühlung  $W_{AD}$  aufgrund der Schwerewellen–Grundstromwechselwirkung (vergl. Abbn. 28.a,c). Diese Möglichkeit wurde bislang bei Energiebilanzbetrachtungen nicht in Betracht gezogen. Darüberhinaus ist gezeigt, dass unsere neue Modellformulierung auf der Basis des Energiesatzes für die globale Zirkulation konsistent ist und die turbulente Dissipationen vollständig berücksichtigt.



**Abb. 28.1** Modellklimatologie von Energiedeposition und Dissipation in der Mesosphäre. a) Enthalpieflusskonvergenz plus residuelle Arbeit durch Schwerewellen. b) Dissipation der großskaligen Zirkulation. c) Enthalpieflusskonvergenz plus adiabatische Abkühlung durch Schwerewellen. d) Dissipation von großskaliger Zirkulation und Schwerewellen. Konturlinien:  $\pm 1, 2, 4, 6, \dots$  Kelvin pro Tag. Positive Werte sind rot, negative sind blau.

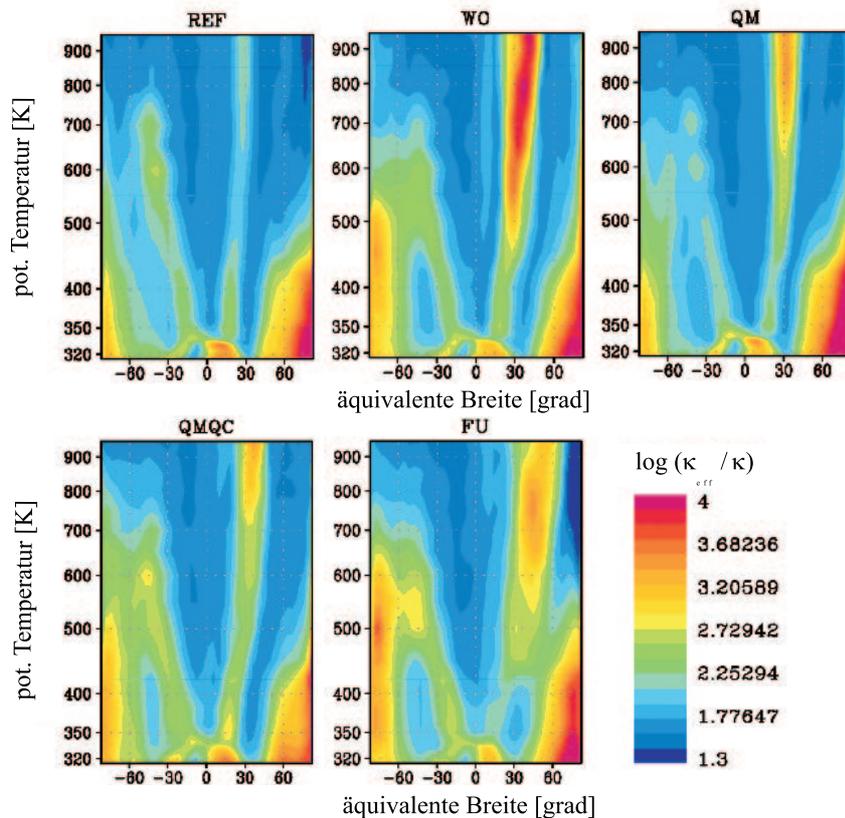
## 29 Die Abhängigkeit der effektiven Diffusion in der Stratosphäre von den planetaren Wellen

(B. Sändig, G. Schmitz, E. Becker, H. Voß)

Die Mischung von Spurengasen in der Troposphäre und Stratosphäre wird sehr stark bestimmt durch die Transportbarrieren in den Tropen und polaren Breiten der unteren Stratosphäre sowie durch die Tropopause zwischen der Troposphäre und untersten Stratosphäre. Die Veränderlichkeit dieser Barrieren möchte man quantitativ erfassen, um den Transport auf den Isentropen angeben zu können. Nakamura (*J. Atmos. Sci.*, 53, 1524, 1996) hat die Methode der effektiven Diffusion entwickelt, und diese wurde von Haynes, Shuckburgh (*J. Geophys. Res.*, 105, D18, 22777, 2000) für diese Frage genutzt.

Da anzunehmen ist, dass die Aktivität der synoptischen und planetaren Wellen die geographische Lage und die Durchlässigkeit dieser Transportbarrieren beeinflusst, wird im folgenden untersucht, wie der Koeffizient der effektiven Diffusion durch die verschiedenen Wellenanregungsprozesse bestimmt ist. Er vermittelt damit ein Bild der Veränderlichkeit der Transportbarrieren in Abhängigkeit von diesen Wellen.

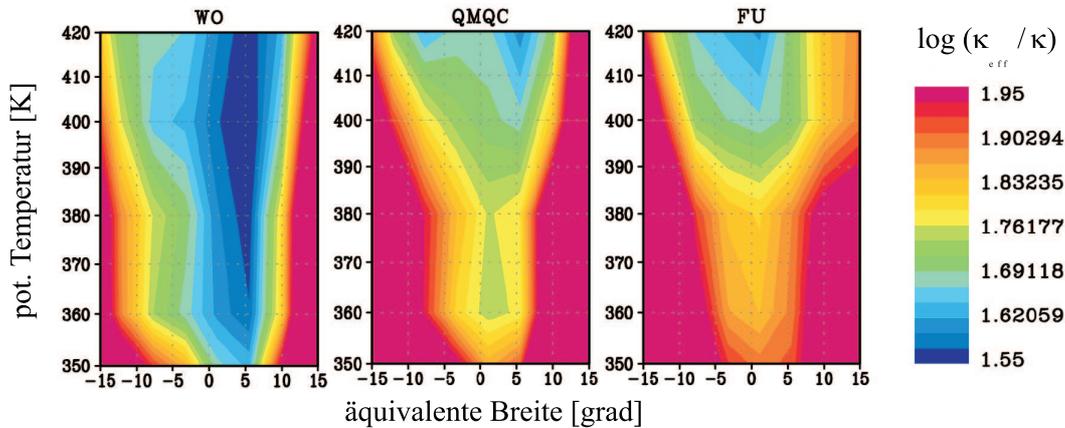
Ein konservativer Tracer wird durch die Januar-Windfelder des KMCM (*Becker, Schmitz, Tellus*, 51A, 902, 1999, Kap. 27), die aus unterschiedlicher Wellenanregung resultieren, unter Anwendung des Semi-Lagrange-Algorithmus transportiert, und auf die resultierenden Tracerverteilungen wird der Algorithmus von Nakamura angewandt (*Schmitz et al.*, 2001). Die Ergebnisse beruhen auf Integrationen von 80 Tagen und sind damit relativ unabhängig von der vorgegebenen Anfangsverteilung des Tracers.



**Abb. 29.1** Der effektive Diffusionskoeffizient  $\log(\kappa_{eff}/\kappa)$  ausgewählter Zirkulationsexperimente in Abhängigkeit von der äquivalenten Breite  $\varphi_e$  und der potentiellen Temperatur; REF - Aquaplanet, WO - orographische Wellenanregung, QM - thermische Wellenanregung in mittleren Breiten, QMQC - totale thermische Wellenanregung, FU - volles Modell.

Das Zirkulationsexperiment FU berücksichtigt alle Wellenvorgänge und ist damit vergleichbar mit einer beobachteten Klimatologie der oberen Troposphäre und Stratosphäre. Geringe Werte des effektiven Diffusionskoeffizienten treten im Polarwirbel, in den Tropen und in dem in die untere Stratosphäre sich ausdehnenden troposphärischen Strahlstrom auf. Die Gebiete charakterisieren die verschiedenen Mischungsbarrieren, Abb. 29.1. Die Surf-Zone in der Stratosphäre und die unterste Stratosphäre in hohen Breiten beider Hemisphären sind Gebiete hoher effektiver Diffusionskoeffizienten und damit starker Durchmischung. Die Lage der Barrieren und die Gebiete der Durchmischung sind in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Haynes, Shuckbergh, die ausgewählte Jahre beobachteter Windfelder berücksichtigen und die Advektions-Diffusionsgleichung zur Berechnung der Tracerverteilung nutzen. Das Windsystem des Modells führt generell zu größeren effektiven Diffusionskoeffizienten. Dies kann begründet sein in der geringeren horizontalen Auflösung der Modelldaten, aber auch in den unterschiedlichen Algorithmen zur Berechnung der Tracerverteilung.

Die Abb. 29.1 zeigt weiter, dass in allen Zirkulationsexperimenten, oberhalb von 350 K, der effektive Diffusionskoeffizient in den Tropen sehr gering ist. Der Polarwirbel ist als Mischungsbarriere weniger stark ausgebildet in den Modellexperimenten WO und QM. Die Surf-Zone verlagert sich mit Berücksichtigung aller Wellenanregungsprozesse polwärts und ist weiter ausgedehnt. Die unterschiedliche Ausbildung der Surf-Zone der Stratosphäre bei orographischer oder thermischer Wellenanregung ist erkennbar. Die Unterschiede dieser Experimente in der Troposphäre ergeben sich aus der Verlagerung des Subtropenstrahlstromes (*Becker, Schmitz, 2001, Kap. 27*). Der Subtropenstrahlstrom ist unabhängig von seiner Veränderung in den einzelnen Experimenten eine Mischungsbarriere, und zwar in beiden Hemisphären. In der sommerlichen Südhemisphäre der untersten Stratosphäre nimmt der effektive Diffusionskoeffizient sowohl polwärts von  $60^\circ\text{S}$  als auch in den Subtropen große Werte an, die möglicherweise aus dem Eindringen der baroklinen Wellen in dieses Höhengebiet resultieren.



**Abb. 29.2** Der effektive Diffusionskoeffizient  $\log(\kappa_{eff}/\kappa)$  ausgewählter Zirkulationsexperimente (wie Abb. 29.1) in Abhängigkeit von der äquivalenten Breite  $\varphi_e$  und der potentiellen Temperatur für die äquatoriale untere Stratosphäre.

Der Diffusionskoeffizient in den Tropen der untersten Stratosphäre ist in Abb. 29.2 angegeben für ausgewählte Experimente. Die Mischung in der äquatorialen Region ist durch die längenabhängige konvektive Wärmequelle bestimmt, mit geringen Werten im Orographie-Experiment von 1.6 zu 1.9 im FU-Experiment in 360 K. Diese Werte sind aber kleiner als in den stark durchmischten Gebieten der Troposphäre und Stratosphäre. Die Mischungsbarriere in den Tropen ist im WO-Experiment am ausgeprägtesten in der untersten Stratosphäre, deren Durchlässigkeit sich aber verstärkt durch die Berücksichtigung der thermisch angeregten Wellen.

Diese mechanistischen Experimente lassen charakteristische Muster in der Veränderlichkeit von Tracerverteilungen erkennen, die aus der Variabilität der Wellenprozesse resultieren. Der Zusammenhang mit Mustern der natürlichen Variabilität wird weiter untersucht.

## 30 Niedrigdimensionale Atmosphärenmodelle als Werkzeug zur Untersuchung von Großwetterlagen und der allgemeinen Komplexität des Klimasystems

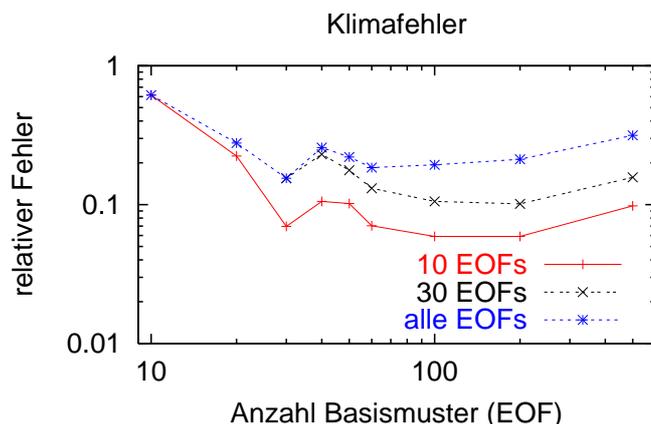
(U. Achatz, J.D. Opsteegh<sup>1</sup>)

Angesichts der stets zunehmenden Komplexität allgemeiner Zirkulationsmodelle (GCM) sind niedrigdimensionale Modelle seit langem ein hilfreiches Zusatzwerkzeug, auf das Wissenschaftler bei der Untersuchung grundlegender dynamischer Mechanismen in der Atmosphäre zurückgreifen können. Während die Allgemeingültigkeit der mit den ersten Vertretern dieser Modellklasse erzielten Ergebnisse durch deren nur qualitative Übereinstimmung mit der Natur noch stark begrenzt war, konnte diesem Problem in den letzten Jahren zunehmend besser abgeholfen werden. Diesbezüglich sind unlängst neue Fortschritte durch die Weiterentwicklung halbempirischer reduzierter Modelle erzielt worden, die durch die Verwendung einer nahezu optimalen Basis aus empirisch-orthogonalen Funktionen (EOF) mit sehr wenigen Freiheitsgraden wesentliche Aspekte der Atmosphäre, einschließlich ihrer Variabilität, detailgetreu erfassen können. Diese Basisfunktionen sind durch die führenden Zirkulationsmuster der Atmosphäre gegeben, die auf empirische Weise aus einem Referenzdatensatz bestimmt werden. In Fortführung von am IAP entwickelten Ansätzen sind diese Modelle nun in zwei wesentlichen Aspekten verbessert worden (Achatz und Opsteegh, 2001): Einerseits beruht ihre nichtlineare Dynamik, die durch eine empirische lineare Parametrisierung des Einflusses kleiner Skalen und physikalischer Prozesse ergänzt wird, jetzt auf den allgemeinen primitiven Gleichungen, was ihre Fähigkeit zur kurzfristigen Vorhersage des täglichen Wetters entscheidend erhöht. Andererseits sind die Modelle nun auch in der Lage den Jahresgang der Atmosphäre zu simulieren. Auf zwei Gebieten konnten wichtige wissenschaftliche Ergebnisse im Zuge und aufbauend auf der Modellentwicklung erzielt werden, bei der der empirische Teil auf Daten des 2000-Jahres-Laufs des gekoppelten Atmosphären/Ozean-Modells ECHAM3/LSG fußt (Voss et al., *Clim. Dyn.*, 14, 249, 1998).

Von diesen bezieht sich das erste auf die grundlegende Fragestellung nach der Dimension des Klimaattraktors. Es gibt wichtige Hinweise, dass die Atmosphäre für die Erzeugung und Aufrechterhaltung ihrer Variabilität intern wesentlich weniger charakterisierende Kennzahlen (Freiheitsgrade) verwendet, als gegenwärtig dafür in der Simulation mit numerischen Modellen benötigt werden. Es ist wiederholt versucht worden, die Zahl dieser Freiheitsgrade mit statistischen Methoden abzuschätzen, aber die eigentliche Verifikation einer daraus resultierenden niedrigen Dimension kann weiterhin nur mit entsprechenden niedrigdimensionalen Modellen geschehen. Aufgrund der Kombination aus hohem Realismus einerseits und niedriger Zahl der dafür verwendeten Basismuster andererseits sind reduzierte Modelle dafür die zur Zeit besten Kandidaten. Für ein entsprechendes Experiment ist demnach die Größe der Modellbasis (Dimension) variiert worden (zwischen 10 und 500), gefolgt von einer Untersuchung der daraus folgenden Variation in der Güte der Übereinstimmung zwischen den Klimata im reduzierten Modell und in dem GCM, das auch die Daten für die Modellbestimmung geliefert hatte. Zur Quantifizierung des Vergleich wurde ein relativer Klimafehler berechnet, der ein gemittelttes Maß für die über das Jahr veränderliche Abweichung bzgl. der ersten und zweiten Momente (mittlere Winde und Temperaturen, bzw. die korrespondierenden Flüsse) darstellt. Im Ergebnis fällt ein lokales Optimum bei 30 Basismustern auf (Abb. 30.1). Dies ist in interessanter Übereinstimmung zu einer Arbeit von Achatz und Branstator (*J. Atmos. Sci.*, 56, 3140, 1999), wo dieselbe Zahl bereits für reduzierte Modelle ohne Jahresgang (permanente Januarbedingungen) gefunden wurde, deren nichtlineare Dynamik noch wesentlich ungenauer war. Auch die o.g. statistischen Analysen liefern Zahlen in diesem Bereich, so dass sich vermuten lässt, dass es einen großskaligen Unterbereich der Atmosphärendynamik mit einigen 10 Freiheitsgraden gibt, der in so einfacher Weise mit den kleineren Skalen verbunden ist, dass eine gute selbstkonsistente Modellierung

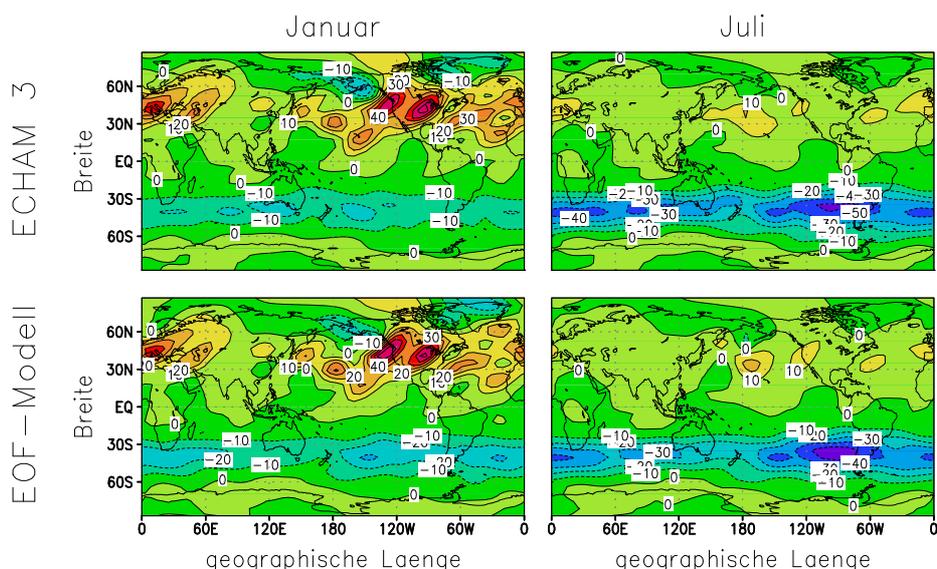
---

<sup>1</sup>KNMI, De Bilt, Niederlande



**Abb. 30.1** Abhängigkeit des relativen Klimafehlers der EOF-Modelle, berechnet im Unterraum der ersten 10, der ersten 30 oder aller verwendeter Basismuster, von der Dimension des Modells.

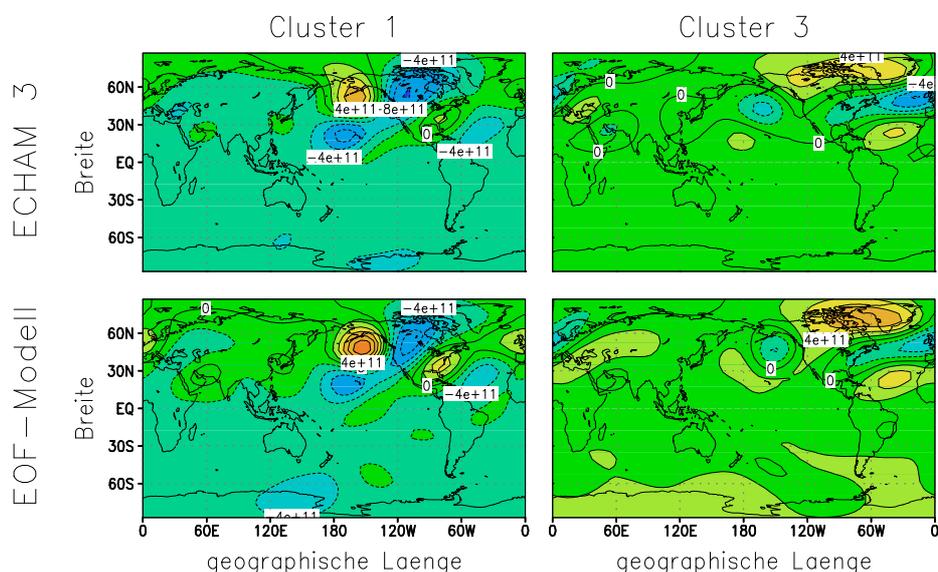
möglich ist, bei der letztere nur in grob parametrisierter Form eingehen müssen. Zur besseren Einordnung dieses Ergebnisses sei auch darauf verwiesen, dass das GCM zur Simulation der überprüften Felder (z.B. Abb. 30.2) mehr als 30000 Freiheitsgrade verwendet.



**Abb. 30.2** Mittlere Januar- und Juliwerte für den von den führenden 30 EOFs dargestellten meridionalen Impulstransport ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) in der Schicht bei  $\sigma = 0.167$  im 30-EOF-Modell und im ECHAM3.

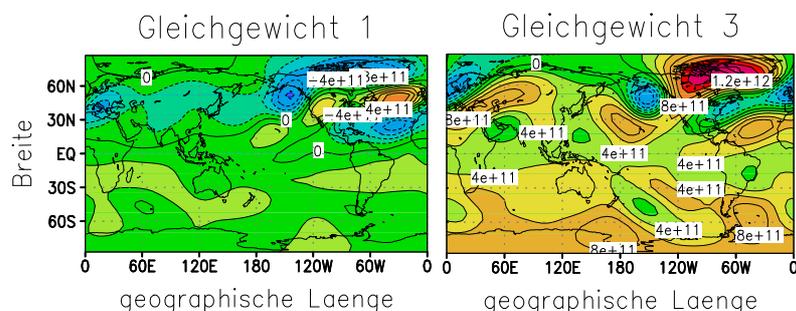
Das zweite Hauptergebnis liefert neue Rahmenbedingungen für die Interpretation der Multimodalität der Atmosphäre. Dabei handelt es sich um die Tatsache, dass in Wetterkarten die regelmäßige Wiederkehr weniger typischer Zirkulationsmuster, sog. Großwetterlagen beobachtet wird, die sich bei ausreichender Statistik in der ermittelten Häufigkeitsverteilung als besonders wahrscheinliche Zustände wiederfinden lassen. Die Existenz mehrerer solcher Wahrscheinlichkeitsmaxima ist ein deutliches Signal des nichtlinearen Charakters der Atmosphärendynamik, der sich besonders gut mit niedrigdimensionalen Modellen studieren lässt. Traditionell werden Großwetterlagen als Zustände interpretiert, in deren Nähe sich der großskalige Anteil der Atmosphäre besonders langsam verändert, oder sogar in ein, möglicherweise instabiles, Gleichgewicht kommen kann. Dieses Bild beruht auf Studien mit einfachen Modellen, die jedoch alle vom Charakter her wesentlich ungenauer waren, als die hier behandelten EOF-Modelle. Es schien deshalb sinnvoll, die Standardhypothese der Mehrfachgleichgewichte mit diesen neu zu überprüfen. In der

Tat zeigt eine Cluster-Analyse von GCM und 30-EOF-Modell hinsichtlich statistisch signifikanter Großwetterlagen, dass beide im Januar dieselben drei Zirkulationsmuster erzeugen (Abb. 30.3). Dabei sei darauf hingewiesen, dass aufgrund der Länge des GCM-Datensatzes und der hohen



**Abb. 30.3** Anomalie der barotropen Stromfunktion für zwei der drei signifikanten Cluster in Januardaten des GCMs und des 30-EOF-Modells, in  $\text{Pa m}^2/\text{s}$ .

Integrationsgeschwindigkeit des reduzierten Modells in dieser Studie hinsichtlich der erwähnten Signifikanz keine Probleme bestehen, im Gegensatz zu Untersuchungen von Beobachtungsdaten, wo dies ein ständiger Anlass kontroverser Debatten ist. Interessant ist auch die Ähnlichkeit der Clusternomalien zu denen führender Telekonnektionsmuster (PNA, NAO). In der Tat findet man, dass die Clusteranomalien zum überwiegenden Teil bereits durch die beiden ersten EOFs der Niederfrequenzvariabilität der Atmosphäre aufgespannt werden. Letztere scheinen damit zu einem großen Teil ein Signal des Wechsels der Atmosphäre zwischen diesen Mehrfachzuständen zu sein. Nach Verifikation der detailgetreuen Wiedergabe der Großwetterlagen des GCMs durch das 30-dimensionale Modell wurde letzteres auf seine Gleichgewichtszustände untersucht. Dabei wurde auch dem mittleren Einfluss schneller Fluktuationen durch eine entsprechende Parametrisierung in einem zugehörigen Niederfrequenzmodell Rechnung getragen. Im Gegensatz zur o.g. Standardtheorie zeigte sich, dass keiner der zahlreichen identifizierten Gleichgewichtszustände in befriedigender Nähe zu den beobachteten Großwetterlagen ist (Abb. 30.4). Damit werden wichtige neue Fragen hinsichtlich der wiederkehrenden Zirkulationsanomalien aufgeworfen, die nach unserem Befund nicht durch die These der Mehrfachgleichgewichte erklärt werden können.



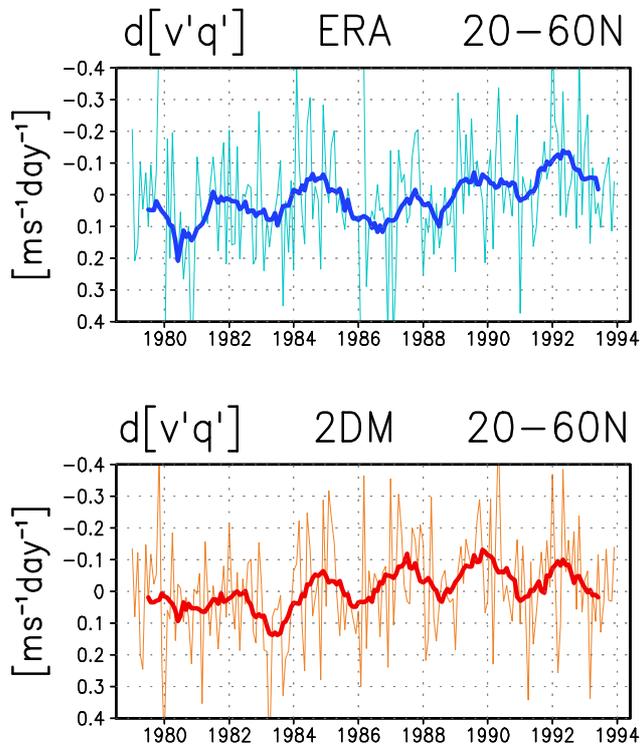
**Abb. 30.4** Anomalie der barotropen Stromfunktion in den beiden Gleichgewichtszustände des zum 30-EOF-Modell gehörenden Niederfrequenzmodells, die im Phasenraum den geringsten Abstand zu den beiden Clustern in Abb. 30.3 haben. Einheiten wie dort.

## 31 Der Einfluss großskaliger Wellenflüsse auf die Ozonvariabilität

(A. Gabriel, G. Schmitz, H. Voß)

Interannuale und dekadische Veränderungen in der Ozonverteilung sind Gegenstand der aktuellen internationalen Ozonforschung. Es ist bekannt, dass großskalige Wellenflüsse ("large-scale eddies") die mittlere Ozonverteilung und die meridionale Massenzirkulation stark beeinflussen. Interannuale und dekadische Veränderungen in den Wellenflüssen werden ihrerseits durch natürliche Variabilität und - möglicherweise - auch durch anthropogene Emissionen, z.B. über den CO<sub>2</sub>-Treibhauseffekt hervorgerufen. Im folgenden wird der Einfluss der Variabilität der Wellenflüsse auf die Ozonvariabilität mit Hilfe eines zweidimensionalen, dynamisch-chemisch gekoppelten Zirkulationsmodells untersucht und quantifiziert (Gabriel & Schmitz, 2002).

Das verwendete Modell ist eine 2D Version des 3D GCM ECHAM3, mit einem gekoppelten 2D Photochemiemodell, das uns freundlicherweise G. Brasseur (*persönliche Mitteilung, 1997*) zur Verfügung gestellt hat. Die zonal und monatlich gemittelten Impuls- und Wärmeflüsse

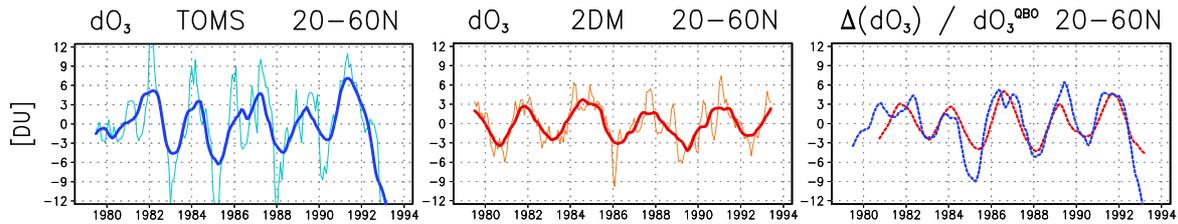


**Abb. 31.1** Abweichung des monatsgemittelten meridionalen Flusses der potentiellen Vorticity von einem mittleren Jahresgang, gemittelt über 20-60N und 150-50hPa; dicke Linien: laufendes Mittel über 12 Monate; blau: ECMWF ReAnalysis, rot: 2D Modell.

Abb. 31.2 zeigt die durch die Wellenflüsse forcierte interannuale Variabilität im Gesamt Ozon der Nordhemisphäre. Einzelne "Spitzen" in den monatsgemittelten Werten werden im Vergleich zu Beobachtungen (TOMS) aufgrund des Parametrisierungsansatzes stark gedämpft. Die Unterschiede zwischen den beobachteten und den modellierten Ozonvariationen sind auf den Einfluss der Quasi-Biennialen Oszillation (QBO) zurückzuführen. In dem erwähnten Kontroll-Lauf mit fixierten  $K_{yy}$  des Jahres 1979 entwickeln sich nur sehr geringe Variationen (Schwankungsbreite ca. 0.5 DU) ohne Trend.

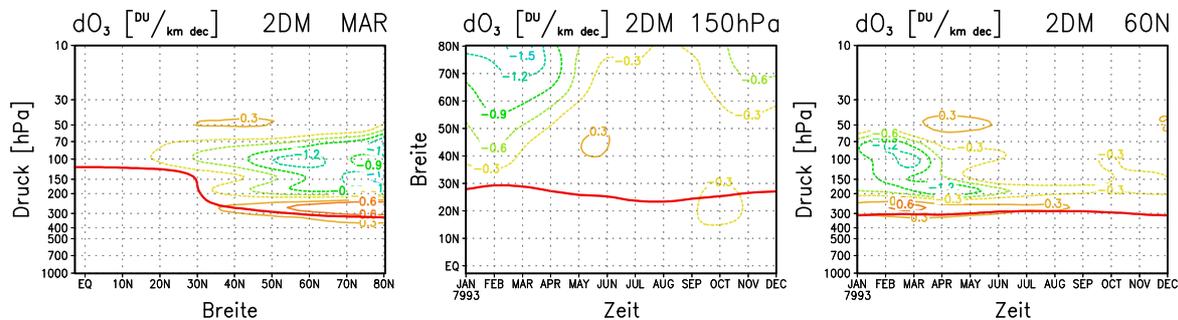
wurden zunächst nach ECMWF ReAnalysis (1979-1993) berechnet. Über einen Diffusionsansatz für den meridionalen Fluss der quasigeostrophischen potentiellen Vorticity wurden dann monatsgemittelte Mischungskoeffizienten  $K_{yy}$  gewonnen und in das 2D Modell implementiert. In den Modellberechnungen werden die meridionalen Wellenflüsse der potentiellen Temperatur und der Spurengase ebenfalls über einen Diffusionsansatz parametrisiert. Dieses Konzept gewährleistet, dass sich die Modellgleichungen an die Forcierung durch die Wellenflüsse ohne störende Imbalancen anpassen können.

Als Beispiel für die Güte des verwendeten Ansatzes sind in Abb. 31.1 die Abweichungen des meridionalen Flusses der potentiellen Vorticity  $[v'q']$  von einem mittleren Jahresgang dargestellt. Abb. 31.1 zeigt, dass die interannuale Variabilität und der erkennbare Trend in den Wellenflüssen realistisch beschrieben werden. In einem zusätzlichen Kontroll-Lauf mit fixierten  $K_{yy}$  (permanenter Jahreszyklus 1979) entwickeln sich demgegenüber nur sehr geringe Variationen ohne Trend.

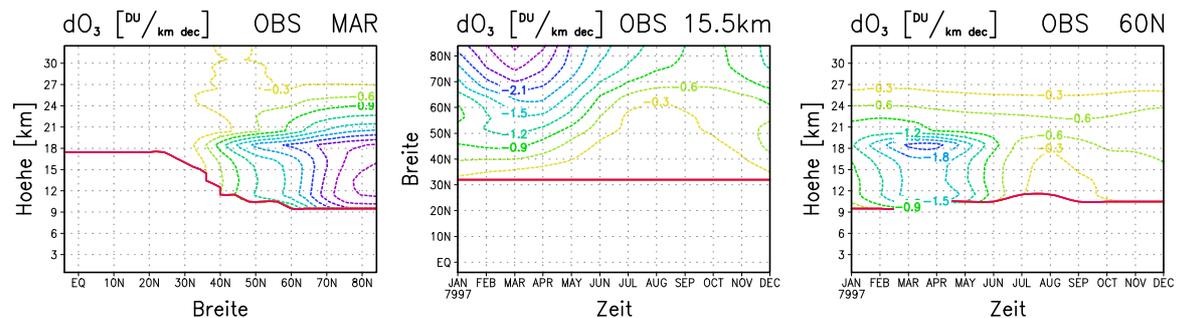


**Abb. 31.2** Abweichung der monatsgemittelten Ozonsäule (ohne Jahresgang) von einem fortlaufenden 4-Jahresmittel, gemittelt über 20-60N; dicke Linien: laufendes Mittel über 12 Monate; links (blau): TOMS, Mitte (rot): 2D Modell, rechts: Differenzen TOMS - 2D Modell (blau), QBO-Variationen (rot; hier als äquatoriale Ozonvariationen nach TOMS mit einem Skalierungsfaktor von 0.5 und einer angenommenen Phasendifferenz von 15 Monaten).

Wie in Abb. 31.3 dargestellt, wird etwa 50% des beobachteten Ozon-Trends durch die dekadische Veränderung in den Wellenflüssen verursacht, vorwiegend in den Winter- und ersten Frühlingsmonaten im Bereich der unteren Stratosphäre, wenn die Wellenaktivität die winterliche stratosphärische Zirkulation und die Eddy-Diffusion antreibt. In mittleren Breiten kann der Wert von 50% sogar deutlich überschritten werden. Der erwähnte Kontroll-Lauf mit fixierten  $K_{yy}$  des Jahres 1979 zeigt im Vergleich eine modellinterne dekadische Schankungsbreite von maximal 0.2 DU/km/dec. Die Abhängigkeit des berechneten Ozon-Trends von der Höhe, der Breite und der Jahreszeit stimmt mit dem beobachteten Ozon-Trend bemerkenswert gut überein. Unterschiede gibt es vor allem in polaren Breiten aufgrund des anthropogen verursachten Ozonabbaus, der in den Modellrechnungen zunächst nicht berücksichtigt wurde, um den Einfluss der Wellenaktivität auf die Ozonverteilung herauszukristallisieren. Weitere Modellexperimente, die auch die Wellenflüsse von 1994-2000 einschließen, werden durchgeführt unter schrittweiser Einbeziehung anthropogener Emissionen, heterogener Chemie und höherer Schichten der Atmosphäre.



**Abb. 31.3** Ozon-Trend im 2D Modell, 1979-1993; die Trendberechnung der Modelldaten erfolgte mittels linearer Regression; die rote Linie kennzeichnet die Tropopause.



**Abb. 31.4** Ozon-Trend 1979-1997 nach Randel & Wu (*Geophys. Res. Lett.*, 26, 3089, 1999; nur oberhalb der Tropopause).

## 32 Zur Lagrangeschen Struktur von Ozonminilöchern und potentieller Wirbelwert-Anomalie in der Nordhemisphäre

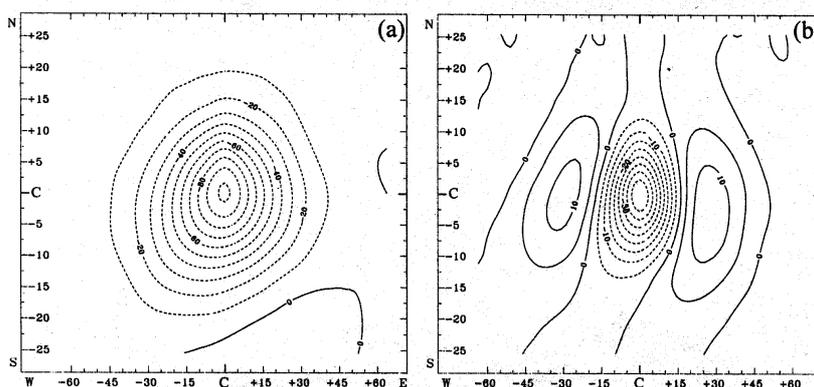
(P. James<sup>2</sup>, D. Peters, G. Entzian)

Ein Ozonminiloch ist ein synoptisches Phänomen mit sehr stark reduziertem Gesamt Ozon, das einen Zyklus wie barokline Wettersysteme durchläuft. Seit den ersten Arbeiten von Dobson und Mitarbeitern (*Proc. R. Soc. London*, A122, 456, 1929) steht die Untersuchung der Variabilität von Gesamt Ozon in Verbindung mit Wettersystemen im Mittelpunkt vieler Arbeiten. Insbesondere das Zusammenspiel von dynamischen Faktoren auf unterschiedlichen Skalen und in verschiedenen Höhenbereichen der Atmosphäre konnte als Hauptursache für das Auftreten von besonders tiefen Ozonminilöchern in mittleren Breiten bestimmt werden. Diagnostische Untersuchungen zeigten, dass die Wirbeldynamik und speziell der Ertelsche potentielle Wirbelwert eine Größe darstellt, der die Entwicklung von Ozonminilöchern gut beschreibt (*Peters et al., Meteorol. Atmos. Phys.*, 55, 205, 1995).

Das Ziel dieser Studie ist eine zusammenfassende Beschreibung der allgemeinen dynamischen Struktur von Ozonminilöchern. Dazu wird die mittlere 3-dimensionale Struktur von verschiedenen meteorologischen Größen in Verbindung mit den Ozonminilöchern wie in einer Lagrangeschen Betrachtung angegeben, d.h. man folgt den Bahnen der Zentren von allen winterlichen Ozonminilöchern der Nordhemisphäre im Zeitraum von 1979-92 und bestimmt die mittlere Verteilung der Größen. Die ausführliche Darstellung der Ergebnisse erfolgt in James & Peters (2002).

Die anomale Lagrangesche Verteilung von Gesamt Ozon um ein Miniloch herum ist in Abb. 32.1 angegeben. Das mittlere Gesamt Ozonfeld der Anomalie (Abb. 32.1a) erreicht -100 DU im Zentrum des Minilochs. Die Struktur ist weitestgehend kreisförmig und die negative Anomalie umfasst im Durchmesser rund 3000 km, wobei eine leichte Ostwärtsverschiebung der Achse von Süd nach Nord zu beachten ist. Nach Filterung (Abb. 32.1b) erhält man das klassische synoptischskalige Bild eines Wellenzuges im Gesamt Ozonfeld mit einem Minimum im Zentrum von -45 DU und Maxima an der westlichen und östlichen Flanke von rund 10 DU. Die Maxima sind etwa 30° vom Zentrum des Minilochs entfernt und weisen ebenfalls eine leichte Ostwärtsneigung auf.

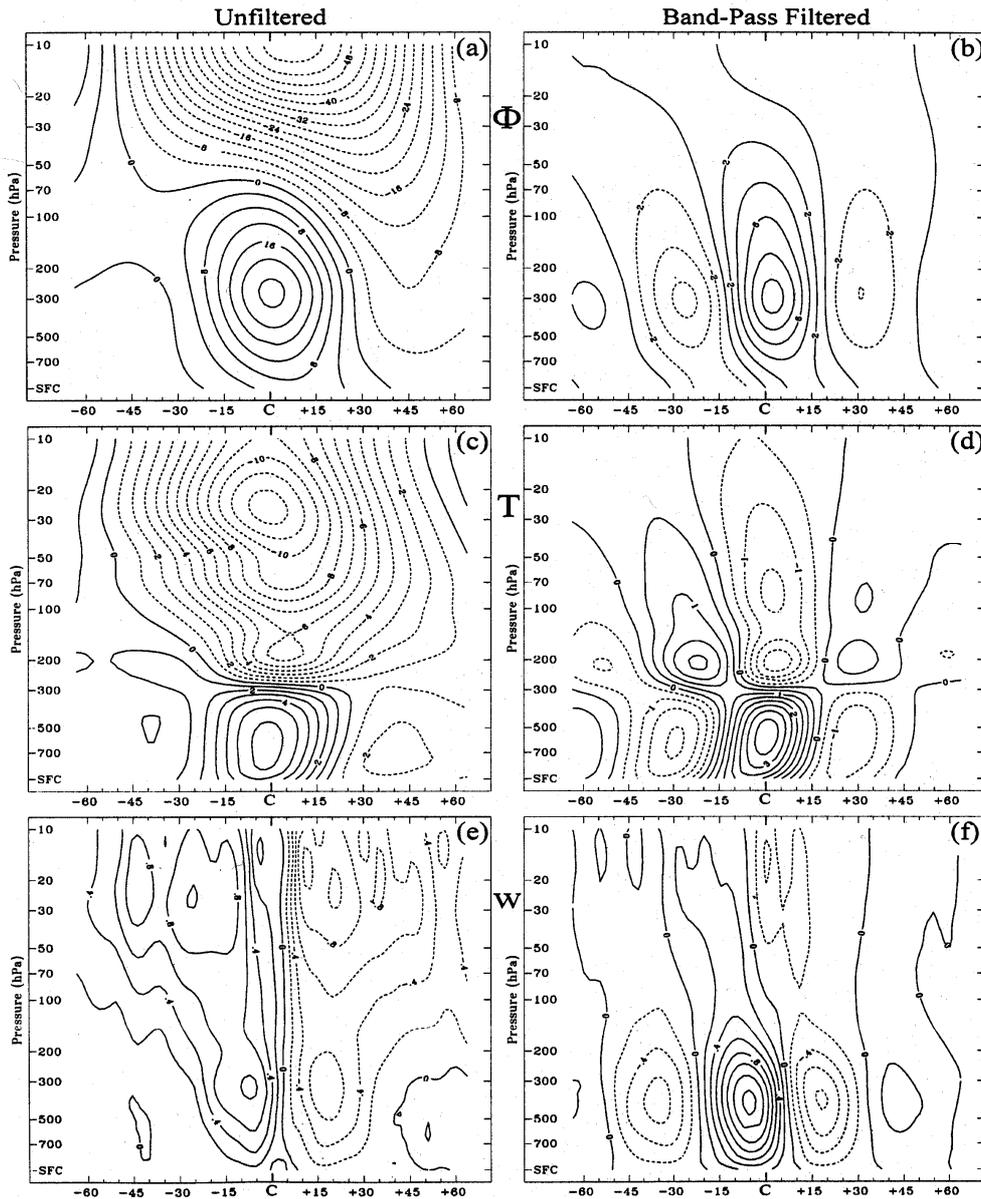
Eine Reihe von Längen-Höhen-Schnitten der Lagrangeschen mittleren Anomaliefelder des Geopotentials, der Temperatur und der vertikalen Geschwindigkeit sind in Abb. 32.2 dargestellt. Die linke Spalte zeigt ungefilterte Daten und die rechte gefilterte (Fenster: 2,5 – 6 Tage). Eine



**Abb. 32.1** Horizontale Verteilung der Anomalie der Lagrange-schen mittleren Gesamt Ozonstruktur, die mit Ozonminilöchern verbunden ist; (a) ungefiltert und (b) gefiltert mit einem Fenster von 2,5 bis 6 Tage, in DU. Die West-Ost-Skala bezieht sich auf eine Referenzbreite von 52,5°N.

positive troposphärische Geopotentialanomalie (a), die Antizyklonalität zeigt, stimmt mit dem Zentrum des Ozonminilochs überein. Sie dehnt sich bis in die untere Stratosphäre aus. Die westwärts gerichtete Phasen-neigung ist ein Indiz für eine barokline Welle. In der mittleren Stratosphäre existiert eine negative Anomalie, leicht nach Osten verschoben mit planetarer horizontaler Skala. Die synoptische Struktur wird in dem

<sup>2</sup>TU München



**Abb. 32.2** Längen-Höhen-Schnitt der Lagrangeschen mittleren Anomalie, die in Verbindung mit Ozonminilöchern steht, für das Geopotential (a,b) [dam], für die Temperatur (c,d) [K] und für die vertikale Geschwindigkeit (e,f) [cm/s]. Für die gefilterten Größen (b,d,f) wurde ein Fenster von 2,5 bis 6 Tage gewählt.

gefilterten Feld (b) gezeigt, wo die planetaren Wellenstrukturen in der Stratosphäre verschwinden.

Das Temperaturfeld (c) ist konsistent zum Geopotentialfeld (a). Bis 300 hPa tritt eine höhere Temperatur und darüber eine kältere mit einem Minimum von -14 K bei 30 hPa auf. Die synoptische Struktur (d) ist bis 300 hPa ähnlich, hat aber darüber ein viel geringeres Minimum von -3 K bei 200 hPa. Auf der Westseite der antizyklonalen Störung ist die vertikale Geschwindigkeit (e) aufwärtsgerichtet und auf der Ostseite abwärtsgerichtet. In der Troposphäre ist die Dipolstruktur für das synoptische Feld (f) deutlich stärker ausgeprägt, d.h. das planetare Feld wirkt dem entgegen.

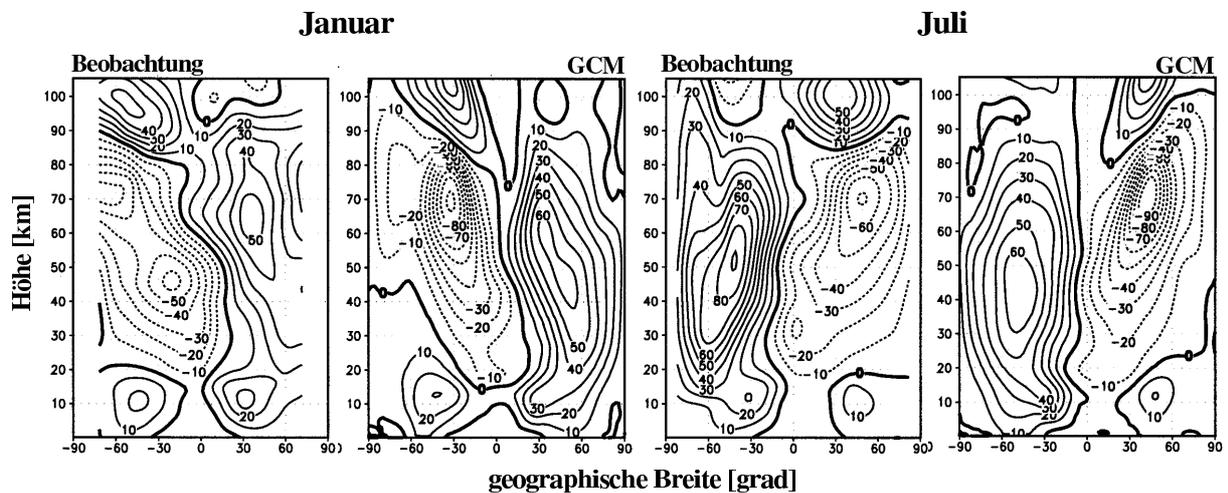
Diese Studie zeigt u.a., dass sowohl die troposphärischen als auch die stratosphärischen dynamischen Prozesse von entscheidender Bedeutung für die Bildung von Ozonminilöchern sind.

### 33 Ein allgemeines Zirkulationsmodell (DNM) der Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre mit einer Parametrisierung der Schwerewellen

(E. Volodin <sup>3</sup>, G. Schmitz, N. Grieger)

Es gibt nur wenige allgemeine Zirkulationsmodelle mit einem oberen Rand oberhalb der Stratopause. Es sei nur das Modell von Hamilton et al. (*J. Atmos. Sci.*, 52, 5, 1995) genannt. Die Ergebnisse der vorliegenden Modelle unterscheiden sich in der Stratosphäre und Mesosphäre erheblich voneinander und dies resultiert vorrangig aus Unterschieden in der Berücksichtigung der Impulsdeposition durch brechende Schwerewellen. Im folgenden wird über die Erweiterung des allgemeinen Zirkulationsmodells von Alexeev et al. (*INM report N2086-B98*, 1998) bis in das Höhengebiet von 100 km berichtet, deren Ergebnisse im einzelnen in der Arbeit von Volodin, Schmitz (2001) dargestellt sind.

Das Zirkulationsmodell ist ein Gitterpunktmodell mit 39 vertikalen Schichten in der  $\sigma$ -Koordinate bei einem mittleren Abstand von 3 km zwischen den einzelnen Schichten in der Stratosphäre und Mesosphäre. Die horizontale Auflösung beträgt  $5^\circ \times 4^\circ$  Länge bzw. Breite. Neben den orographisch bedingten Schwerewellen-Effekten wird die Schwerewellenparametrisierung von Hines (*J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 59, 371, 1997) berücksichtigt. Die Quelle der Schwerewellen wird bei 500 hPa angenommen. Im Modell wird keine Rayleigh Reibung oder Relaxation berücksichtigt. Die hochreichende und flache Konvektion wird erfasst, die SST und das Seeeis werden vorgeschrieben. Die Landoberflächentemperatur, die Schneemenge sowie die Bodentemperatur und Bodenfeuchte werden prognostisch beschrieben. Im folgenden diskutieren wir die Ergebnisse für die Perpetualbedingungen im Januar und Juli. Der mittlere zonale Wind ist im Vergleich mit den Beobachtungen in Abb. 33.1 angegeben. Für winterliche Bedingungen der Nordhemisphäre ist die Übereinstimmung mit den Beobachtungen recht gut.



**Abb. 33.1** Der mittlere zonale Wind [m/s] für das Modell und Beobachtung. Im Juli ist die Beobachtung durch die CIRA-86 gegeben und im Januar durch die CIRA-86 bis 70 km und oberhalb von 70 km durch Daten von McLandress et al. (*J. Geophys. Res.*, 101, 4093, 1996).

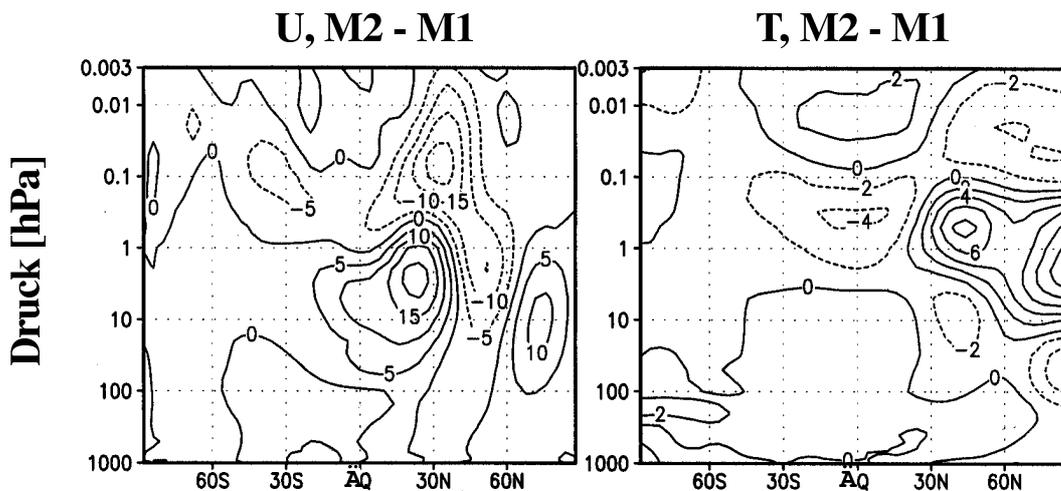
Die geneigte Lage des Polarwirbels in der oberen Stratosphäre und unteren Mesosphäre und die Windumkehr in beiden Hemisphären der unteren Thermosphäre wird beschrieben. Im Juli wird in der Südhemisphäre die Neigung des Maximums des Polarwirbels durch das Modell

<sup>3</sup>Institut für Numerische Mathematik, Russische Akademie der Wissenschaft, Moskau, Russland

weniger gut erfasst und die Windgeschwindigkeiten sind in der Sommerhemisphäre zu hoch.

Die Umkehr des Temperaturgradienten in der oberen Mesosphäre wird durch das Modell wiedergegeben, auch wenn der Temperaturunterschied zwischen dem Sommer- und Winterpol zu gering ist. In der oberen Mesosphäre ist die global gemittelte Temperatur des Modells 5 - 10 K unterhalb der beobachteten Werte. Die Wellenamplituden der stationären planetaren Wellen  $m = 1,2$  in der Stratosphäre werden hinreichend gut beschrieben. Die natürliche Variabilität der monatlich und zonal gemittelten Temperatur ist in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen in der Stratosphäre: eine gegenläufige Oszillation der Temperatur in polaren Breiten der winterlichen Hemisphäre zwischen der Stratosphäre und unteren Mesosphäre und ein gleichsinniges Verhalten südlich von  $30^\circ\text{N}$  in der oberen Mesosphäre.

Die Klimatologie des Modells ist vergleichbar mit anderen allgemeinen Zirkulationsmodellen, wobei die Parametrisierung der internen Schwerewellen generell das Hauptproblem darstellt. In Abb. 33.2 ist der Unterschied im zonalen Wind und in der Temperatur angegeben, wenn der orographisch bedingte Schwerewellenwiderstand im Modell erfasst wird. Er führt zu einer Zunahme des Windes in polaren Breiten der unteren Stratosphäre und zu einer Abnahme des Windes in der Mesosphäre um  $30^\circ\text{N}$ . Analog verringert sich die Temperatur in der unteren Stratosphäre und erhöht sich in der unteren Mesosphäre um 8 - 10 K. Diese Abhängigkeiten resultieren offenbar aus der Abschwächung der stehenden planetaren Wellen bzw. der der residuellen Zirkulation in der unteren Stratosphäre und Verstärkung der meridionalen Zirkulation in der unteren Mesosphäre im Vergleich zum Klimalauf. Diese Interpretation lässt sich aus den Modellexperimenten von Becker & Schmitz (2002) schließen.



**Abb. 33.2** Der Unterschied im zonalen Wind (U) [m/s] und der Temperatur (T) [K] zwischen Modellexperimenten mit (M2) und ohne (M1) orographisch bedingten Wellenwiderstand.

Verschiebt man die Anregungsquelle der internen Schwerewellen in die Druckfläche von 150 hPa, dann ergibt sich eine Temperaturerhöhung in der Mesosphäre der sommerlichen Hemisphäre von 15 - 25 K und eine Abkühlung von 15 K in der Höhe von 1 hPa in polaren Breiten der winterlichen Hemisphäre. Vergleichbare Modellantworten wurden von Manzini, McFarlane (*J. Geophys. Res.*, 103, 31523, 1998) erhalten.

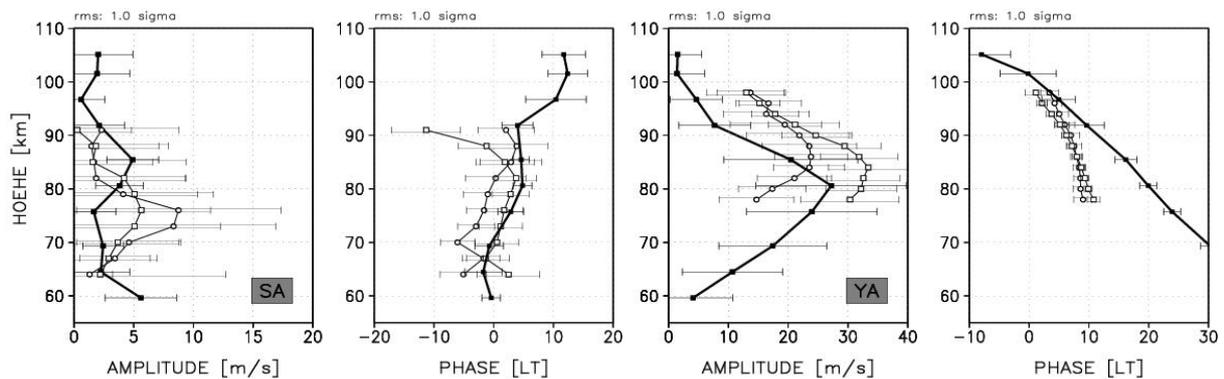
Das vorliegende allgemeine Zirkulationsmodell wird künftig genutzt für Sensitivitätsstudien und für Untersuchungen zu den Gezeiten in der Mesosphäre (*Beitrag 34*). Weiter ist es das Ziel, die durch die internen Schwerewellen bedingte natürliche Variabilität der mesosphärischen Zirkulation in globalen Modellen besser zu verstehen, um auch anthropogen bedingte Trends beurteilen zu können.

## 34 Migrierende und nichtmigrierende Gezeiten in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre: Vergleich zwischen Gezeiten eines allgemeinen Zirkulationsmodells und MF Radar Messungen

(N. Grieger, G. Schmitz, E. Volodin<sup>4</sup>, A.H. Manson<sup>5</sup>, D.C. Fritts<sup>6</sup>, K. Igarashi<sup>7</sup>, W. Singer und B. Wecke)

Atmosphärische Gezeiten werden in der Troposphäre und unteren Stratosphäre durch Absorption der kurzwelligeren Sonnenstrahlung im Wasserdampf und im Ozon, der langwelligeren Ausstrahlung und durch die latenten Wärmequellen infolge Konvektion und großskaliger Kondensation angeregt. Sie breiten sich von der Troposphäre in die Stratosphäre, Mesosphäre und untere Thermosphäre (MLT) aus und stellen einen wesentlichen Kopplungsmechanismus zwischen diesen Schichten dar.

Wesentliche Aspekte der Ausbreitung der sonnensynchron angeregten *migrierenden* Gezeitenkomponente können mit einem linearen Modell verstanden werden. Detaillierte Aussagen zur Anregung und Ausbreitung *nichtmigrierenden* Gezeiten können dagegen nur mittels allgemeiner Zirkulationsmodelle gewonnen werden.



**Abb. 34.1** Amplitude, Phase [LT] und Standardabweichung der ganztägigen Gezeit im Zonalwind [m/s] für Januar an den MFR Messstationen Saskatoon, (SA) ( $107^{\circ}\text{W}$ ,  $52^{\circ}\text{N}$ ) und Yamagawa, (YA) ( $139^{\circ}\text{O}$ ,  $31^{\circ}\text{N}$ ), (linkes bzw. rechtes Doppelbild). Monatsmittel 10-Jahres-Modelllauf DNM: dicke Linie, Monatsmittel MFR Messung 1998: Kreise, 1999: Quadrate.

Das hier verwendete DNM Zirkulationsmodell (Volodin und Schmitz, 2001, bis 90 km, Kap. 33) basiert auf einem allgemeinen Zirkulationsmodell, das das gegenwärtige Klima in der Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre beschreibt, wobei der Einfluss der Schwerwellenbrechung auf die mittlere Zirkulation und die Gezeiten berücksichtigt wurde. Für den Vergleich mit Beobachtungen wurde dieses Modell bis etwa 105 km ausgedehnt. Der Vergleich der Messergebnisse der totalen ganztägigen und halbtägigen Gezeiten an einem Messpunkt wurde durchgeführt für die MFR Stationen in Andenes, Saskatoon, Yamagawa und Hawaii. Es konnte gezeigt werden (Grieger et al., 2002), dass die Messungen durch die Modellergebnisse beschrieben werden können, wobei die Übereinstimmung für tiefe Breiten besser als in hohen Breiten ist. Es ist interessant, dass in der unteren Thermosphäre die Phase, d.h. das Eintreten der maximalen Gezeit in lokaler Zeit (LT) durch das Modell gut wiedergegeben wird. In Abb. 34.1 sind diese Vergleiche ausschließlich für die ganztägige Gezeit in Saskatoon (SA) und Yamagawa (YA) für Januar einschließlich der Schwankungsbreiten dargestellt.

Die starke Variabilität der Messergebnisse ist vergleichbar mit Modellergebnissen (vektoriell

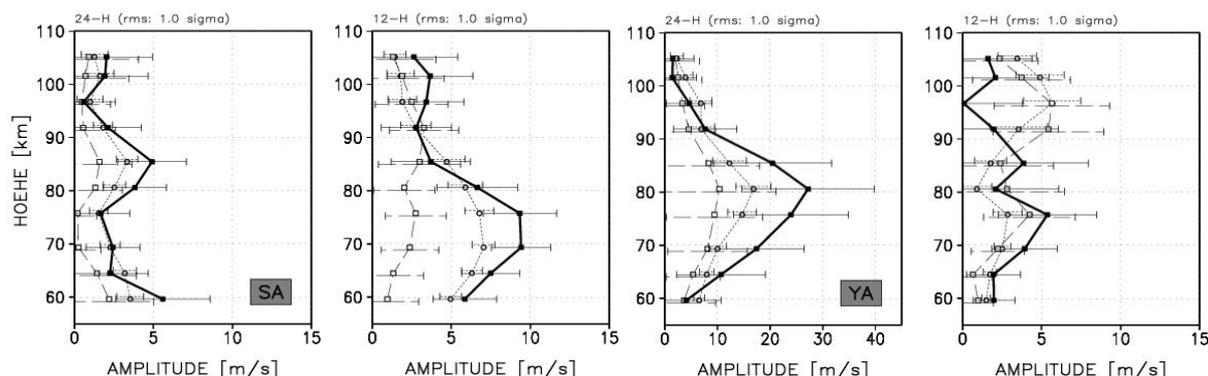
<sup>4</sup>Institute of Numerical Mathematics, Moskau, Russland

<sup>5</sup>Institute of Space and Atmospheric Studies, Saskatchewan, Kanada

<sup>6</sup>Communication Research Laboratories, Tokio, Japan

<sup>7</sup>Colorado Research Associates, Boulder, Colorado, USA

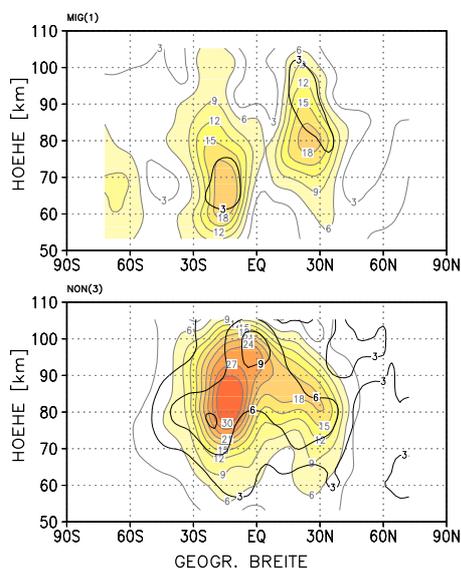
gemittelte 10-Jahres-Simulation). Im weiteren stellt sich die Frage nach dem Grund für diese so starke Variabilität der Gezeit an einem Messpunkt.



**Abb. 34.2** Amplitude und Standardabweichung der ganztägigen (24-H) und halbtägigen Modellgezeit (12-H) im Zonalwind [m/s] für Januar an den Stationen SA und YA (linkes bzw. rechtes Doppelbild) sowie die migrierende (Kreise) und nichtmigrierende (Quadrate) Komponente.

Aus den global vorliegenden Modellergebnissen kann eine Aufspaltung nach der zonalen Wellenzahl  $m$  (1,2,...) mit der an einem Punkt beobachteten Periode 24/ $m$  Stunden und nach all den Komponenten, die eine Struktur mit  $n$  ungleich  $m$  aufweisen vorgenommen werden (nichtmigrierende Komponenten). Die entsprechenden Modellanalysen sind für die beiden Stationen SA und YA in Abb. 34.2 dargestellt. In Höhen um 80 km wird die totale Gezeit mit Perioden von 24 h und

12 h vorwiegend von der migrierenden Komponente bestimmt mit kleinerer Variabilität als die, die bei dem entsprechenden nichtmigrierenden Anteil festgestellt werden kann. In der unteren Thermosphäre ist dagegen für YA die Amplitude der nichtmigrierenden Gezeit vergleichbar mit der migrierenden, wobei ihre Variabilität wesentlich größer ist als die der migrierenden. Generell kann festgestellt werden, dass auch an den hier nicht gezeigten Messstationen, die Variabilität im wesentlichen von der nichtmigrierenden Komponente bestimmt wird.



**Abb. 34.3** Amplitude (coloriert, Isolinienabstand 3 m/s) und Standardabweichung (schwarze Konturen, Isolinienabstand: 3 m/s) der ganztägigen Gezeitenkomponenten im Zonalwind [m/s] - migrierend: MIG(1), nichtmigrierend: NON(3) an der festen Länge 20° Ost im Januar.

Ein Vergleich der migrierenden und der nichtmigrierenden ganztägigen Gezeit an einer festen Länge Abb. 34.3 zeigt, dass die Variabilität der nichtmigrierenden Komponente in allen Breiten einen wesentlichen Beitrag an der Gesamtvariabilität hat. Darüberhinaus wird deutlich, welche Bedeutung diese Komponente insbesondere in tiefen Breiten besitzt: Die migrierende Gezeitenamplitude mit maximal 18 m/s in 70 km Höhe ist dort wesentlich kleiner als die nichtmigrierende mit mehr als 30 m/s in 80 km, während entsprechend der Definition die migrierende Gezeit eine längenunabhängige Amplitude besitzt, ist die Amplitude des nichtmigrierenden Anteils sehr stark längenabhängig. Diese starke Längenabhängigkeit ist begründet in der kleinräumigen und ortsfesten Struktur latenter Wärmequelle infolge Konvektion und Kondensation über den Landgebieten der Tropen, insbesondere im Winter.

## 35 Ein lineares Modell zur Interpretation der thermischen Gezeiten in einem allgemeinen Zirkulationsmodell

(U. Achatz, N. Grieger, G. Schmitz, B. Wecke)

Unter den Untersuchungen thermischer Gezeiten in der mittleren Atmosphäre ist eine zunehmende Anzahl von Studien ihrer nichtlinearen Dynamik zu finden, die sich aufwändiger allgemeiner Zirkulationsmodelle (GCM) bedienen. Unzweifelhaft wird dadurch einerseits gegenüber traditionellen einfacheren Ansätzen an Realitätsnähe und Vollständigkeit gewonnen. Andererseits verhindert die Komplexität der Modelle aber auch häufig systematische Einblicke in Ursache-Wirkungs-Zusammenhänge. Als Ergänzung zu GCMs können lineare Modelle deshalb weiter nützliche Werkzeuge sein, mithilfe derer sich der Einfluss einzelner Faktoren auf die Gezeiten analysieren lässt, die in den nichtlinearen Modellen diagnostiziert werden. In Bezug auf dieses soweit noch nirgends genutzte Anwendungspotenzial fällt allerdings das unter Umständen kritische Defizit bisheriger linearer Modelle im Vergleich zu GCMs auf, dass sie die Untersuchung der Auswirkung längenabhängiger Referenzatmosphären auf die Gezeitenstruktur nicht zulassen. Diese Fähigkeit würde es aber ermöglichen, den Einfluss der saisonalen und interannualen Niedrigfrequenzvariabilität stationärer Wellen auf die beobachtete Gezeitenvariabilität besser zu verstehen.

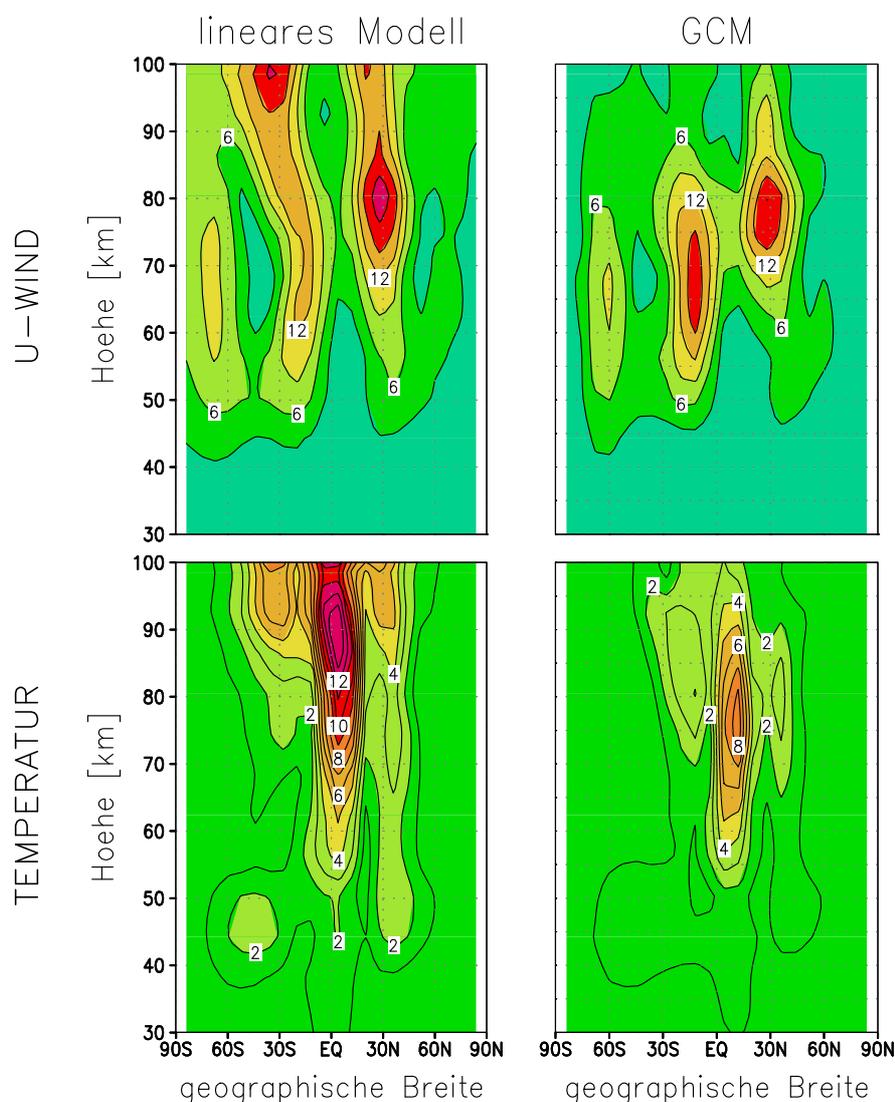
Mit der Zielsetzung, ein entsprechendes Werkzeug für die Interpretation der thermischen Gezeiten in dem am IAP derzeit verwendeten allgemeinen Zirkulationsmodell von Volodin und Schmitz (2001, siehe auch Kap. 33) bereitzustellen, ist ein neues lineares Gezeitenmodell entwickelt worden, das im Gegensatz zu allen anderen uns bekannten Modellen längenabhängige Winde und Temperaturen im Referenzzustand zulässt. Dazu sind die trockenadiabatischen primitiven Gleichungen in Spektraldarstellung um einen beliebigen Referenzzustand linearisiert worden. Zur Lösung der hochdimensionalen linearen Gezeitengleichungen (je eine für die Perioden 24h, 12h, und 8h) wird ein Verfahren verwendet, das mit vorkonditionierten konjugierten Gradienten arbeitet. Die Quelltexte für das dafür benötigte lineare Modell, und das korrespondierende adjungierte Modell wurden mittel des Compilers TAMC (Giering, 1997) aus dem des mechanistischen GCMs KMCM mit vertikaler Hybridkoordinate (Becker und Schmitz, *J. Atmos. Sci.*, 59, 54, 2002) gewonnen. Die horizontale Auflösung ist durch einen triangularen Spektralabbruch bei Wellenzahl 14 gegeben. Das Modell hat 60 Schichten.

Neben der üblichen Fluss-Gradienten-Parametrisierung horizontaler turbulenter Flüsse durch eine Horizontaldiffusion vierter Ordnung liegen auch linearisierte Varianten einer scherungs- und schichtungsabhängigen Vertikaldiffusion vor, sowie einer Parametrisierung der turbulenten Flüsse infolge brechender Schwerewellen. Vorerst sind diese aber abgeschaltet und durch einfachere Ansätze (Newtonsche Temperaturrelaxation, Rayleighreibung) nach Wood und Andrews (*J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 59, 31, 1997) ersetzt worden. Die im Modell verwendeten thermischen Gezeitenantriebe, d.h. der Tagesgang der effektiven Heizung infolge Absorption (und Emission) kurz- und langwelliger Strahlung, sowie infolge von Kondensation und Konvektion, wurden als klimatologische Monatsmittel aus einer längeren Integration einer nach oben bis 105 km ausgedehnten Variante des GCMs von Volodin und Schmitz (2001) diagnostiziert. Für die Referenzatmosphäre wurden bis zu dessen oberem Rand Monatsmittel aus demselben allgemeinen Zirkulationsmodell verwendet. Darüber hinausgehend erfolgte bis 120 km eine Fortsetzung durch die CIRA-86, und weiter bis zum oberen Rand (bei ca. 150 km) hinsichtlich des Windes durch einen stetigen Abfall zu einer ruhenden Atmosphäre, und hinsichtlich der Temperatur durch Werte aus der Atmosphäre des empirischen Modells NRLMSIS-00 (Picone et al., 2001, *Naval Research Lab*).

Ein Vergleich der 24-h-Gezeit aus dem linearen Modell und aus dem GCM fällt zufriedenstellend aus. Zur Veranschaulichung sind in Abb. 35.1 die höhenabhängigen Amplituden des migrierenden Anteils der 24-h-Gezeit im Januar in Zonalwind und Temperatur gezeigt. Der Vergleich mit dem GCM zeigt eine gute Übereinstimmung hinsichtlich der tropischen und subtropischen

Strukturen unterhalb 90 km Höhe. Abweichungen oberhalb dieses Höhenbereichs könnten u.a. dadurch bedingt sein, dass sich dort im GCM bereits der Einfluss des oberen Modellrands bemerkbar macht. Weiter fällt im linearen Modell die hohe Amplitude südlich von 30° S auf, die im GCM nicht zu finden ist. Dieses Verhalten ist in auffälliger Ähnlichkeit zu den Ergebnissen von Wood und Andrews (*J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 59, 53, 1997), so dass der Verdacht nahe liegt, dass die in beiden Modellen verwendete breitenunabhängige Rayleighreibung hier an ihre Grenzen stößt. Eine bessere Berücksichtigung des Effekts des gerade in den mittleren Breiten der Südhemisphäre wichtigen Schwerewellenbrechens scheint ratsam. Entsprechende Modifikationen sind dementsprechend geplant. Dennoch zeigen im allgemeinen die ortsabhängigen Phasen und Amplituden der totalen Gezeit bereits jetzt überzeugende Ähnlichkeiten (ohne Bild).

Nach der erfolgreichen Verifikation des Modells soll der Einfluß der stationären Wellen untersucht werden. Erste Ergebnisse deuten einen eher schwachen Effekt auf die migrierende Gezeitenkomponente an. Im Gegensatz dazu scheint die nichtmigrierende Komponente durch die Längenabhängigkeit der Referenzatmosphäre merkbar beeinflusst zu werden. Ein weiteres Augenmerk wird zukünftig der saisonalen Abhängigkeit der Gezeiten gelten, und einer Analyse der wichtigsten Faktoren (Gezeitenantriebe, Ausbreitung in der Referenzatmosphäre, viskose Prozesse), die dazu beitragen.



**Abb. 35.1** Ein Vergleich der 24-h-Gezeit (Januar) im linearen Modell und in dem GCM, dessen Simulation angestrebt wird. Gezeigt ist die Amplitude des migrierenden Anteils im Zonalwind und in der Temperatur. Die Konturen sind in m/s.

## 36 Ein Anregungsmechanismus der Zweitagewelle in der äquatorialen unteren Mesosphäre

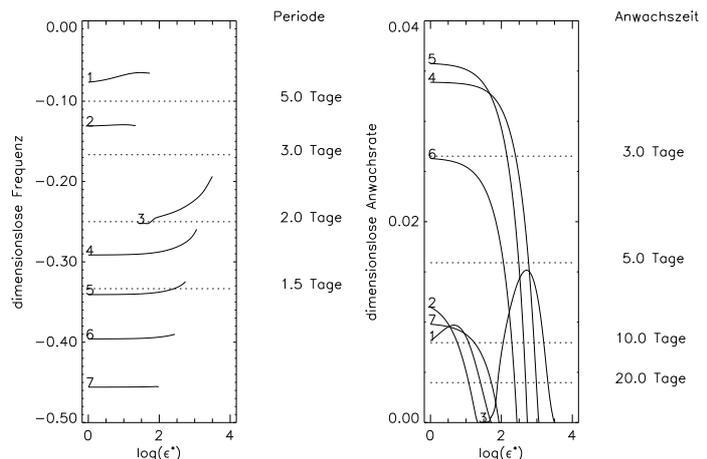
(H. Schröder, G. Schmitz)

Die Zweitagewelle ist ein typisches Wellenphänomen in der äquatorialen unteren Mesosphäre. Wellenereignisse treten in der Regel innerhalb eines Monats nach den Sonnenwenden auf. Sie werden dominiert von den zonalen Wellenzahlen  $m=3$  und  $m=4$  mit Perioden von 2,0 bzw. 1,8 Tagen. Im Nordwinter liegt das Zentrum der Wellenvarianz zwischen dem Äquator und  $20^\circ\text{S}$  und die vertikale Wellenlänge beträgt 5 bis 14 km (*Limpasuvan, J. Atmos. Sci., 57, 1689, 2000*). Der Entstehungsmechanismus der Zweitagewelle ist nicht klar. Im folgenden wird gezeigt, daß eine gekoppelte barotrope Instabilität und Trägheitsinstabilität ein Mechanismus ist, der die Zweitagewelle hervorbringt (*H. Schröder, Dissertationsschrift in Vorbereitung*).

Die Existenz von gekoppelter barotroper Instabilität und Trägheitsinstabilität (gbt) wurde von (*Winter und Schmitz, J. Atmos. Sci., 55, 758, 1998*) für zonal gemittelte Grundwindprofile der Troposphäre gezeigt. Gbt-Moden ergeben sich für kurze vertikale Skalen durch Kopplung obiger Instabilitätsmechanismen bei unterschiedlichen Wellen. Kennzeichnend sind Nebenmaxima in der horizontalen Modenstruktur, die zu einer Doppelstruktur führen mit einem „Kelvinwellen“-Maximum am Äquator und einem „Rossbywellen“-Maximum in den Subtropen der Winterhemisphäre. Gbt-Moden zeichnen sich durch erheblich größere Anwachsraten aus als bei entsprechenden Rossby- oder Kelvinwellen. Für die zonal gemittelte Zirkulation der unteren Mesosphäre ist die notwendige Bedingung der barotropen Instabilität und Trägheitsinstabilität erfüllt, im Unterschied zur Troposphäre.

Es wurden nun Instabilitätsanalysen für typische mesosphärische Windprofile durchgeführt. Dies geschieht für einen zonal gemitteltem Grundwind durch die Bestimmung von Eigenwerten und -funktionen und bei mit der geographischen Länge veränderlichem Grundwind durch eine Zeitintegration eines Anfangszustandes. Grundlage der Rechnungen sind die linearisierten primitiven Gleichungen. Die vertikale Dimension wird separiert und durch den Lamb-Parameter  $\epsilon$  repräsentiert. Für die Konstruktion des Hintergrundwindes wurden die UK-Reanalysen (*Swinbank, Mon. Wea. Rev., 122, 686, 1994*) bis 55 km Höhe genutzt. Daraus wurden die Grundwinde aus solchen Perioden entnommen, in denen die Zweitagewelle beobachtet worden ist und dazu das Instabilitätsproblem gelöst. Die Ergebnisse sind in Abb. 36.1 angegeben.

Die Periode liegt für die Wellenzahlen 3 und 4 bei zwei Tagen und die höchsten Anwachsraten treten bei vertikalen Wellenlängen um 10 - 15 km auf. Die Wellenzahlen 3 und 4 haben eine Sonderstellung: Zwischen den barotrop instabilen Wellen  $m=1$  und  $m=2$  und den trägheitsinstabilen Wellen mit  $m \geq 5$  bilden sie mit einer gbt-Doppelstruktur den Übergang. Das Auftreten der Wellenzahl 1 wird ebenfalls in Beobachtungen bestätigt. Auffallend ist, daß neben den  $m=3$  und  $m=4$  Moden auch  $m=5$  und  $m=6$  Mode hohe Anwachsraten aufweist. Warum letztere nicht beobachtet werden, könnte aus der linearen Behandlung des Problems resultieren.

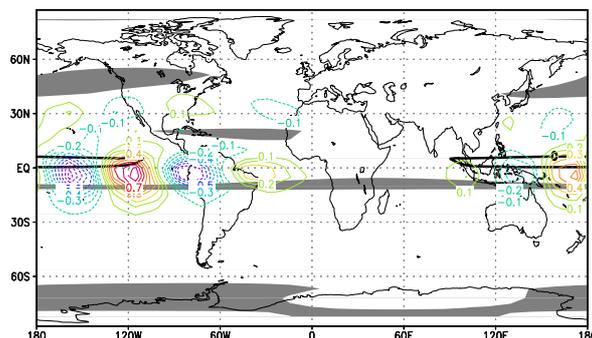


**Abb. 36.1** Periode und Anwachsraten für ein typisches mesosphärisches Windprofil, dargestellt in Abhängigkeit vom Lamb-Parameter  $\epsilon$ .  $\log \epsilon^* = 2$  entspricht einer vertikalen Wellenlänge von etwa 30 km,  $\log \epsilon^* = 4$  etwa 3 km. Die Kurven für die zonalen Wellenzahlen von  $m=1$  bis  $m=7$  sind durch die entsprechenden Zahlen markiert.

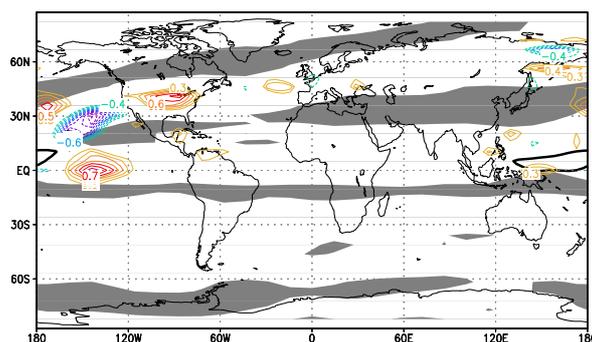
Durch gezielte Variation der Trägheitsinstabilität und der barotropen Instabilität an diesem Windprofil wurde die Bedeutung der Instabilitätsmechanismen für die Zweitageswelle weiter untersucht. Es zeigte sich, daß für die Existenz dieser instabilen Wellen mit einer Periode von zwei Tagen das Nebeneinander von barotroper Instabilität und Trägheitsinstabilität notwendig ist. Für welche Wellenzahlen die Instabilität am größten ist, hängt sowohl von der vertikalen Wellenlänge als auch von der meridionalen Ausdehnung des Gebietes mit negativem Vorticitygradienten ab. Damit bei einer vertikalen Wellenlänge um 10 km die Wellenzahlen  $m=3$  und  $m=4$  die höchsten Anwachsrate haben, bedarf es eines meridional ca.  $10^\circ$  ausgedehnten Gebietes mit Vorticityumkehr. In diesem Falle entsprechen auch die berechneten Perioden der Wellenzahlen  $m=3$  und  $m=4$  genau den Beobachtungen.

Die beobachteten Windfelder in der Mesosphäre haben eine ausgeprägte Längenabhängigkeit und es ist die Aufgabe, diese Abhängigkeit für die Entwicklung von Moden im einzelnen zu bestimmen. Es soll eine Ordnung der Moden in globale und lokale Strukturen erreicht werden. Dazu wurden die Grundwindfelder nun so gefiltert, daß sie die Längenabhängigkeit der Beobachtungsdaten bis zu einer bestimmten zonalen Wellenzahl berücksichtigen. Es zeigte sich, daß im allgemeinen die globalen Moden des zonal gemittelten Falles dominant sind. Durch die Längenabhängigkeit des Grundwindes vermischen sich jedoch die verschiedenen Wellenzahlen. Die Wellen erfahren eine Modulation ihrer Amplitude. In Abb. 36.2 variiert der Grundwind mit der Wellenzahl 1. Die Abbildung zeigt, wie sich an dem durch schwarze Umrandung gekennzeichneten trägheitsinstabilen Bereich ein Wellenpaket mit gbt-Struktur bildet. Bei  $\log \epsilon^* = 2,0$  hat das Wellenpaket eine zonale Wellenzahl zwischen 4 und 5. Die Periode beträgt 2,1 Tage und die Anwachsrate  $(4,5 \text{ Tage})^{-1}$ .

Für den mittleren Wind vom 11.-16.12.1992 ergab sich eine instabile lokale Welle (Abb. 36.3). Diese liegt stromabwärts der Region maximaler Instabilität und besteht aus einer gbt-typischen Doppelstruktur mit äquatoriales Maximum und subtropisches Nebenmaximum bei etwa  $30^\circ$ . Die Anwachsrate beträgt  $(2,1 \text{ Tage})^{-1}$ . Dieses Wellenereignis kann in Beobachtungsdaten wiedergefunden werden. Bei Berücksichtigung des längenabhängigen Hintergrundwindes bis zur Wellenzahl 6 entspricht Abb. 36.3 der beobachteten Pfannkuchenstruktur (Hayashi, *J. Geophys. Res.*, 103, 19469, 1998), sowohl in ihrer Lage als auch in ihrer räumlichen Struktur und zeitlichen Entwicklung.



**Abb. 36.2** Instabile Welle in Form eines Wellenpaketes für den Hintergrundwind vom 24.-29.12.1992. Die Konturlinien zeigen das normierte Geopotential. Gebiete mit negativem Vorticitygradienten sind grau unterlegt, die trägheitsinstabile Region ist mit einer schwarzen Linie umrandet.



**Abb. 36.3** „Pfannkuchenstruktur“, die Konturlinien zeigen das normierte Geopotential. Der Hintergrundwind vom 11.-16.12.1992 entspricht der Periode, in der sich das beobachtete Wellenereignis verstärkt hat.  $\log \epsilon^*$  beträgt 3,0.

## 37 Zum Auftreten von Trägheitsschwerewellen beim Rossbywellenbrechen - Fallstudie der LEWIZ Kampagne

(D. Peters, P. Hoffmann, M. Alpers, Ch. Zülicke, B. Wecke, R. Eixmann, T. Köpnick, J. Schneider, A. Gabriel, H. Bardey, T. Barth, F. Kwasniok, R. Latteck, H. Schröder, M. Zecha )

Das intensive Vordringen einer Luftmasse in polare Breiten steht in Verbindung mit Phasen des Ereignisses von polwärts brechenden Rossbywellen, wie sie ausführlich von Peters und Waugh (*J. Atmos. Sci.*, 53, 3013, 1996) untersucht wurden. Besonders polwärts brechende Rossbywellen mit einer großen Hochdrucklage von troposphärischer Luft, die sich in einem reduzierten Windgebiet äquatorwärts vom atlantischen Strahlstrom befindet (vom Typ P2, d.h. stromabwärts geneigt), werden häufiger über Europa im Winter beobachtet. Die Antizyklone weist im Tropopausenbereich ein Minimum an Ertel'scher potentieller Vorticity sowie auch auf Grund der horizontalen nordöstlichen Advektion von ozonarmer subtropischer Luft ein lokal reduziertes Gesamtzoon auf. Mit dem Brechungsereignis können mesoskalige Wellen (horizontale Skala < 1000 km) entstehen. Die Diagnostik der mesoskaligen Wellen beim Rossbywellenbrechen steht im Mittelpunkt dieser Untersuchung, einer Fallstudie vom 17. bis 19. Dezember 1999 der LEWIZ Kampagne.

Die Trägheitsschwerewellen (kurz TSW) werden durch physikalische Prozesse erzeugt, wie z.B. infolge geostrophischer Adaption, Scherungsinstabilität, Konvektion oder Frontenbildung. Besonders in der Atmosphäre über Mecklenburg-Vorpommern ohne größere orographische Erhebungen (unter 179 m) könnten die oben genannten Prozesse als Ursache für das Erscheinen von TSW beim Rossbywellenbrechen in Frage kommen.

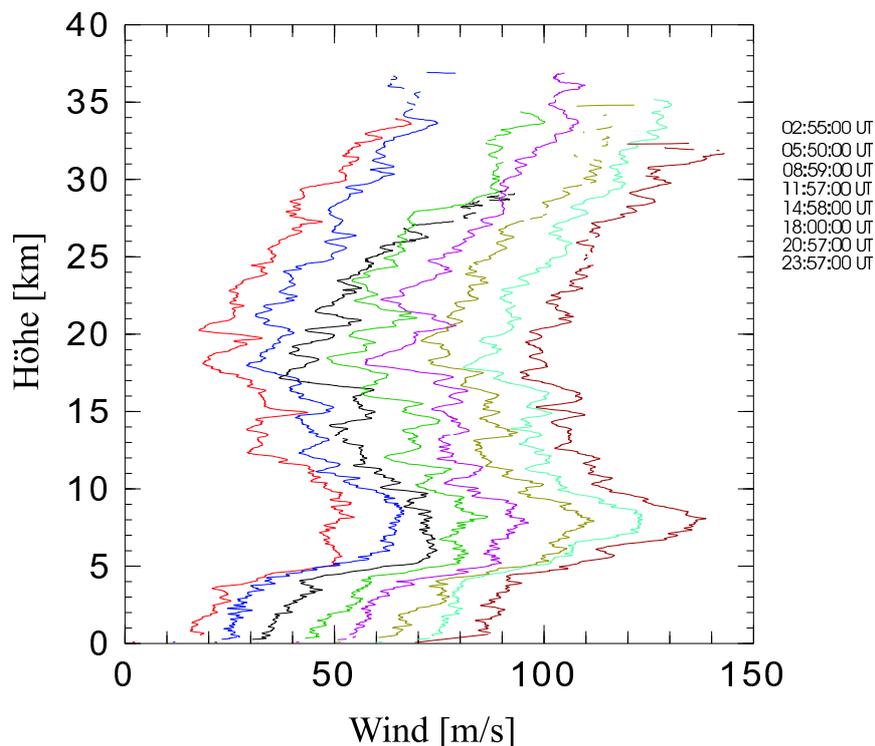


Abb. 37.1 Zonaler Wind  $u$  [m/s] für Radiosondenstarts vom 18.12.1999.

Der mittlere Strömungszustand vom 17. bis 19. Dezember 1999 zeigte den Polarwirbel mit einer Welle-3-Struktur und wies eine Verschiebung nach Europa auf, so dass sich der mittlere Zonalwind in einem Band von mehr als 30 m/s von Grönland bis zur Insel Novaja Semlja erstreckte. D.h. Norddeutschland, im besonderen Mecklenburg-Vorpommern, lag unterhalb des Polar-

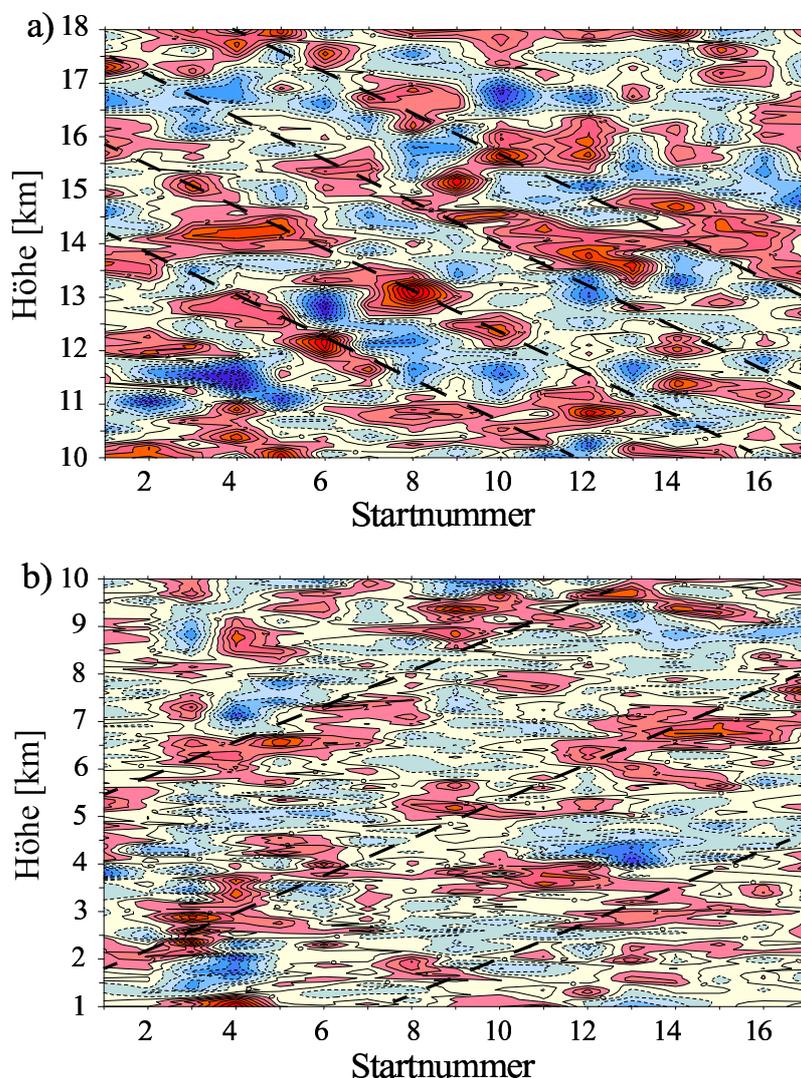
wirbelrandes. Weiterhin zeigte sich in der oberen Troposphäre eine planetare Welle 6 mit zwei Tiefdruckgebieten über Nordafrika und etwa 40° W, die ein Hochdruckgebiet einbetteten. Dieses Hoch an der ostatlantischen Küste erzeugte an seiner nordöstlichen Flanke regionale mittlere zonale Winde von über 30 m/s.

Die zu dieser Zeit speziell durchgeführten Beobachtungen basieren auf einer Radiosonden-Aufstiegserie, 17 Sondenstarts alle 3 Stunden, gestartet am IAP in Kühlungsborn (54° 1' N, 11° 8' O) sowie VHF-Radar Messungen am gleichen Ort. Eine umfassendere Darstellung der Methodik und der Resultate dieser Studie ist in Peters et al. (2002) angegeben. In der Abb. 37.1 ist der zonale Wind mit einer konstanten Verschiebung um jeweils 10 m/s für 8 Aufstiege am 18.12.1999 dargestellt. Es zeigt sich ein Tropopausen-Strahlstrom, der von 40 m/s um 03 UT auf 60 m/s um 24 UT zunimmt und starke Variabilität mit der Höhe aufweist. Ein Anzeichen einer abwärts gerichteten Phasenausbreitung einer vertikalen Wellenstörung wurde in dem Höhenbereich zwischen 15 und 20 km gefunden.

Eine Standardprozedur wurde genutzt, um die Windprofile durch ein Polynom 4. Ordnung in bestimmten Höhenbereichen (1-10 km; 10-18 km; 18-30 km) anzupassen.

Es wird angenommen, dass die großräumige Struktur durch die Polynom Anpassung dargestellt wird und die Störungen werden durch die Differenz zur Beobachtung definiert. Ein Hovmöllerdiagramm mit zeitlich interpolierten meridionalen Windstörungen wird in der Abb. 37.2 gezeigt. Für die untere Stratosphäre (a) ist die Phasenausbreitung mit typischen Perioden von etwa 12,5 h abwärts gerichtet und weist eine vertikale Wellenlänge von etwa 2 km auf. Die Troposphäre (b) zeigt eine aufwärts gerichtete Phasenausbreitung von etwa 26 h und eine vertikale Wellenlänge von etwa 3,3 km. Die letzte Periode ist zu lang für eine TSW und wurde durch die Berücksichtigung des stärkeren Windes in der oberen Troposphäre korrigiert.

Die VHF-Radarmessungen des Windes wurden entsprechend analysiert und sind als Beispiel in dem Kap. 22 für die untere Stratosphäre und obere Troposphäre angegeben. Zusammengefasst ergibt sich aus den Radarmessungen eine Phasenausbreitung nach Osten (stromabwärts) und aufsteigend in der unteren Stratosphäre mit einer Periode von etwa 24 h und einer vertikalen



**Abb. 37.2** Hovmöllerdiagramm der meridionalen Windstörung  $v'$  [m/s] zwischen 10-18 km (a) und 1-10 km (b). Gestrichelte Linien kennzeichnen die Linien konstanter Phase.

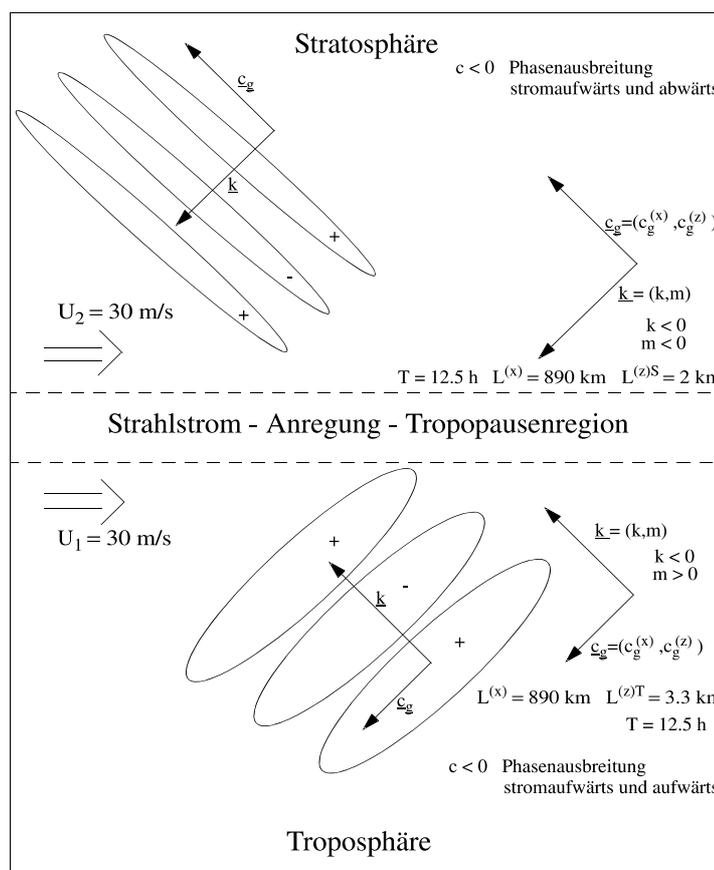
Wellenlänge von etwa 2,5 km; in der Troposphäre dagegen abwärts mit etwa 12 h Periode und etwa 4 km vertikaler Wellenlänge.

Ohne hier auf weitere Einzelheiten einzugehen, wird eine zusammenfassende schematische Darstellung der diagnostizierten idealisierten TSW in einem konstanten Grundstrom unter Angabe aller abgeschätzten und abgeleiteten Parameter für die Periode vom 17. bis 19.12.1999 in Abb. 37.3 gezeigt. In der Stratosphäre ist die Phasenausbreitung stromaufwärts und abwärts, d.h. die Energieausbreitung ist stromaufwärts und aufwärts. In der Troposphäre ist die Phasenausbreitung stromaufwärts und aufwärts gerichtet, d.h. die Energieausbreitung ist stromaufwärts und abwärts. Die charakteristische vertikale Wellenlänge ist 2 km in der Stratosphäre und 3,3 km in der Troposphäre. Insbesondere ergab sich in der unteren Stratosphäre ein klares Bild einer Phasenausbreitung nach unten mit der Zeit, d.h. Energieausbreitung von der Troposphäre in die Stratosphäre, mit einer Periode von 12,5 h.

Die Radiosonden bewegen sich durch den Wind von ihrem Startort etwa 200 km in 2 h Flugzeit weg, so dass eine Übereinstimmung in Einzelheiten mit Radarmessungen nicht möglich ist. Aber ein Vergleich der Winde für großräumige und mesoskalige Wellen, wie die in Abb. 37.2 gezeigten TSW, ist möglich, um die horizontale Wellenlänge abschätzen zu können, wenn die Dopplerverschiebung berücksichtigt wird.

Aus der Doppler - verschobenen Periode der Radarmessung lässt sich bei Annahme einer monochromatischen Welle und bei einem konstanten Grundstrom unter Verwendung der Radiosondenergebnisse eine horizontale Wellenlänge von 890 km abschätzen, was in guter Übereinstimmung mit ECMWF Analysen auch in der mittleren Stratosphäre ist. Für die Troposphäre liefern mehrere Argumente eine Phasenausbreitung mit der Zeit nach oben, d.h. Energieausbreitung nach unten. Dies ergibt eine Energiequelle im Tropopausenbereich.

Die Entstehungsprozesse und die Ausbreitung der TSW beim Rossbywellenbrechen werden in mesoskaligen Modellen weiter untersucht werden. Da polwärts brechende Rossbywellen häufig im Winter zu beobachten sind, lässt sich aus dem obigen Fallbeispiel schließen, dass TSW, die durch brechende Rossbywellen erzeugt werden, wesentlich zur Dynamik der Troposphäre und Stratosphäre beitragen.



**Abb. 37.3** Schematische Darstellung der TSW Ausbreitung für einen mitbewegten Beobachter mit Angabe der diagnostizierten Parameter der analysierten Periode, wobei  $c_g$  die Gruppengeschwindigkeit,  $c$  die Phasengeschwindigkeit,  $k, m$  die zonale und meridionale Wellenzahl,  $L$  die Längenskala und  $T$  die Periode darstellt.

## 38 Wellenabstrahlung durch instabile interne Trägheitsschwerewellen

(F. Kwasniok<sup>8</sup>, G. Schmitz)

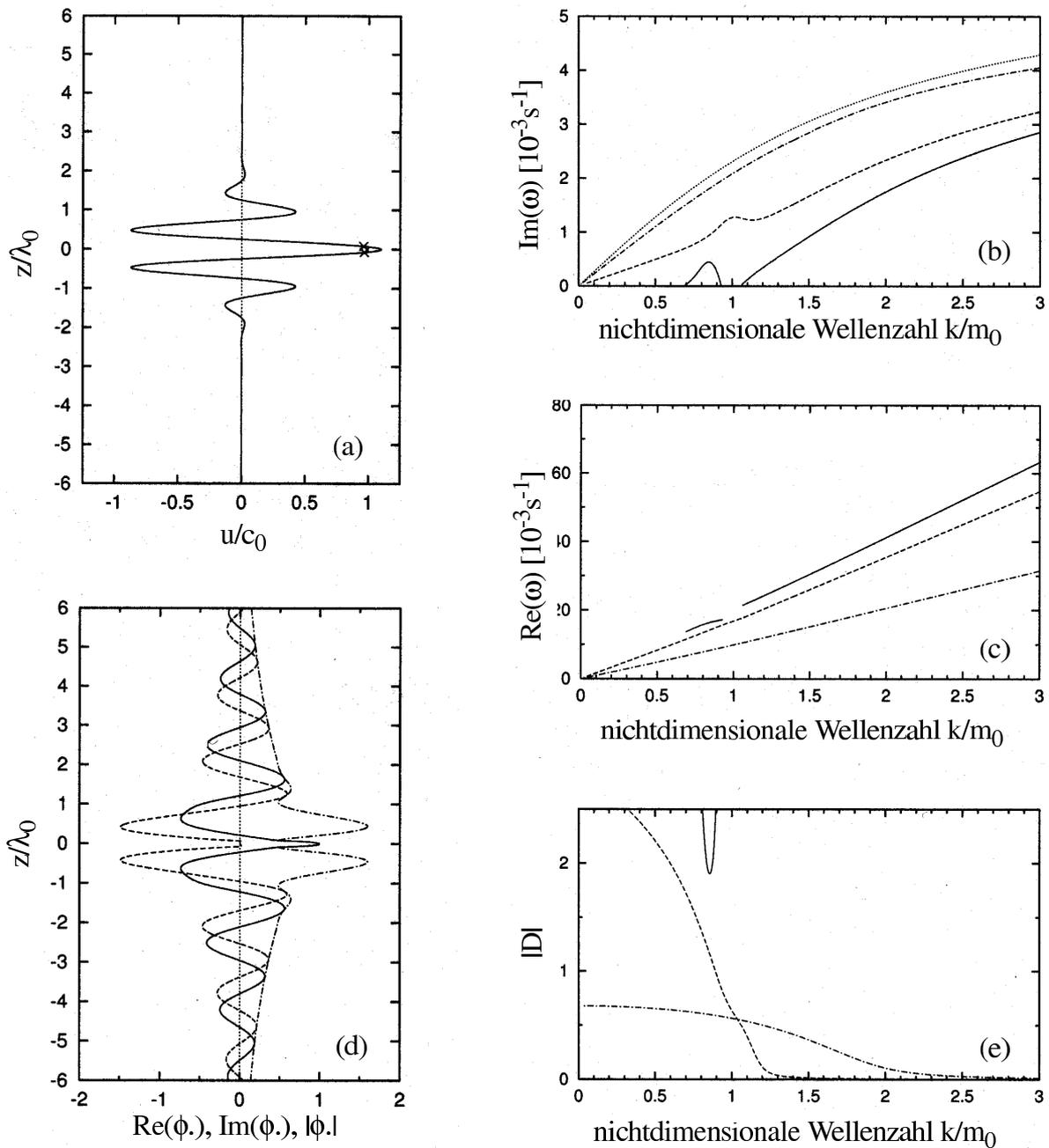
Interne Schwerewellen sind von erheblicher Bedeutung für das Verständnis der mittleren Temperatur und des Windes in der Mesosphäre. Diese Wellen werden in der unteren Atmosphäre angeregt, breiten sich aus bis in das Höhengebiet der Mesosphäre, in dem sie dann brechen. Kelvin-Helmholtz-Instabilität ist ein Mechanismus, der den Brechungsvorgang einleitet und zur Impulsdeposition und Turbulenzentwicklung führt. Von besonderer Bedeutung ist nun die Brechung von Trägheitsschwerewellen, die zu einer Anregung von vertikal sich ausbreitenden sekundären Wellen führt, die in größeren Höhen zur Turbulenzentstehung beitragen. Dieser Mechanismus könnte von grundsätzlicher Bedeutung im Verständnis der Wellenaktivität in der Mesosphäre sein (Kwasniok, Schmitz, 2001). Diese Frage wird im folgenden mit einem konzeptionellen Modell, der Taylor-Goldstein-Gleichung untersucht, wenn der Hintergrundwind durch das zonale und meridionale Windfeld eines Wellenpaketes von Trägheitsschwerewellen (TSW) gegeben ist und die Zeit- und Längenabhängigkeit der Phase nicht berücksichtigt wird. Es entspricht einer Situation in der Stratosphäre und Mesosphäre. Die vertikale Ausbreitung der instabilen Wellen wird durch die Eindringtiefe  $D$  charakterisiert, die sich aus dem Verhältnis des Realteils des Brechungskoeffizienten zum Imaginärteil ergibt, im Fernfeld der Lösung.

Dunkerton (*J. Atmos. Sci.*, 54, 1628, 1997) hat die Instabilität einer Trägheitsschwerewelle im einzelnen untersucht. Das Eigenwertproblem ergibt nun in Abhängigkeit von Parametern der Hintergrundwelle wie Wellenamplitude  $a$ , Azimut  $\alpha$ , Wellenzahl  $m_0$  und Frequenz  $\omega_0$  sehr unterschiedliche charakteristische Eigenschaften der angefachten Wellenstörungen. Im Fall transversaler Instabilität ( $\alpha = 90^\circ$ ) gibt es für alle  $0 < (R = f/\omega_0) < 1$  eine konvektiv stabile TSW-Konfiguration, für die die Richardson-Zahl  $R_i < 0.25$  ist. Andererseits sind für  $\alpha < 90^\circ$  größere Amplituden der Hintergrundwelle erforderlich, damit  $R_i < 0.25$  ist. Bei paralleler Instabilität ( $\alpha = 0$ ) muss  $R$  einen Grenzwert überschreiten, damit  $R_i < 0.25$  ist, bei konvektiv subkritischen Amplituden. Generell gilt, dass die Bedingung  $R_i < 0.25$  nicht hinreichend für Scherinstabilität ist.

Abb. 38.1 zeigt für ein ausgewähltes Beispiel die Zuwachsrate und den Realteil der Frequenz in Abhängigkeit von der horizontalen Wellenzahl. Die Instabilität ist am stärksten bei transversaler Konfiguration der Hintergrundwelle. Für große Wellenzahlen  $k/m_0$  ist die Instabilität rein konvektiv und für alle  $\alpha$  nur gering von  $k$  abhängig. Man erkennt bei kleinen Wellenzahlen und  $\alpha = 0$  ein lokales Maximum, das durch eine Mode charakterisiert wird, die im wesentlichen durch die Scherung bestimmt ist. Die Eindringtiefe  $D$  ist im allgemeinen am größten bei paralleler Instabilität und kleinen Wellenzahlen und nimmt stark ab von  $\alpha = 0^\circ$  zu  $\alpha = 90^\circ$ . Für große  $k/m_0$  treten keine Moden auf, die Wellenenergie abstrahlen. Für kleine Wellenzahlen  $k$  und Frequenzen unterhalb der Brunt-Väisällä-Frequenz ergibt die Eindringtiefe auch eine Abhängigkeit von der Frequenz und nicht nur von der Anwachsrate. Die normierte Eigenfunktion ist für ausgewählte Parameter in Abb. 38.1 zusammen mit dem vertikalen Geschwindigkeitsprofil der Hintergrundwelle angegeben. Die Lösung zeigt eine sich vertikal ausbreitende Welle außerhalb des Gebietes der Hintergrundwelle, mit der ein vertikaler Energie- und Impulstransport verbunden ist. Die Eindringtiefe beträgt für dieses Beispiel  $|D| = 1.91$ .

Die Energiequelle für die in Abb. 38.1 gezeigte vertikal sich ausbreitende Welle ist der Scher der Hintergrundwelle und unabhängig davon, dass diese auch statisch instabil geschichtet ist ( $R = 0$ ). Dies ergibt sich aus der Berechnung der Energieumwandlungsterme in der Bilanzgleichung für die kinetische Energie der instabilen Welle. Für die niederfrequenten Trägheitsschwerewellen ( $R \rightarrow 1$ ) ist die Instabilität durch die Scherung der Welle bestimmt und die Möglichkeit für das Auftreten von vertikalen sich ausbreitenden Wellen ist erheblich geringer.

<sup>8</sup>London School of Economics, Department of Statistics, London, England



**Abb. 38.1** Das Hintergrundwindfeld -  $u/c_0$ ,  $x$  - kritische Linie, (a), die Zuwachsrates (b) und der Realteil der Frequenz (c);  $\alpha = 0^\circ$  (—),  $\alpha = 30^\circ$  (---),  $\alpha = 60^\circ$  (- · - ·),  $\alpha = 90^\circ$  (· · ·) für  $R = 0$ ,  $a = 1.1$ . Der Realteil (—), Imaginärteil (---) und die Amplitude (· · · ·) der Stromfunktion für die Mode  $k/m_0 = 0.85$ ,  $\alpha = 0^\circ$ ,  $|D| = 1.91$  (d) und die Eindringtiefe  $D$  für  $R = 0$ ,  $a = 1.1$ . (e).

Mit einem Wellenpaket als Hintergrundfeld können aber mehrere kritische Linien außerhalb des Instabilitätsgebietes auftreten. Die Eindringtiefe  $D$  ist dann allein keine sinnvolle Größe zur Charakterisierung der vertikalen Energieausbreitung, wie die Rechnungen zeigen, da die Wellen kritische Linien nicht durchdringen können.

Es bleibt die Frage nach der Bedeutung der Wellenabstrahlung aus Instabilitäten, im Vergleich zur Schwerewellenbrechung, mit der keine Wellenabstrahlung verbunden ist, für die Impuls- und Energiedeposition und Diffusion der mittleren Atmosphäre.

## Liste der Drittmittelprojekte

(sortiert nach Drittmittelgebern)

Feldmessungen im LIDAR-Meßnetz: Aerosole an der Tropopause, (Förderschwerpunkt Aerosolforschung),

**BMBF Förderkennzeichen 07 AF 113/0**

Beteiligte Wissenschaftler: von Zahn, Alpers, Schneider, Eixmann

Laufzeit: 1.10.1997 – 31.3.2000

MEDEC: Mesosphärische Dynamik, Energie und Chemie,

**BMBF (MPI Hamburg) Förderkennzeichen 07 ATF 10**

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Zecha

Laufzeit: 01.01.2001 – 31.12.2003

OPOSSUM: Physik der kleinskaligen Schichten in der oberen Mesosphäre,

**BMBF Förderkennzeichen 07 ATF 41**

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Berger

Laufzeit: 01.04.2001 – 31.03.2004

LEWIZ: Trägheitsschwerewellen und ihre Verbindung zu brechenden Rossbywellen,

**BMBF Förderkennzeichen 07 ATF 31**

Beteiligte Wissenschaftler: Peters

Laufzeit: 01.04.2001 – 31.03.2004

CLIME/RADIMP: Beobachtete und modellierte Klimaänderungen in der Mesosphäre,

**BMBF Förderkennzeichen 01LD0038**

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Sonnemann

Laufzeit: 01.09.2001 – 31.08.2004

Vorhersage für die Ausbreitung von Funkwellen durch die Ionosphäre (Funkwettervorhersage),  
*Vereinbarung mit BMVg*

Beteiligte Wissenschaftler: Bremer, Singer, Weiß

Laufzeit: 1.1.2001 – 31.12.2003

Feldmessungen zu den Leitprojekten 1.2 und 2.2 sowie Modellierungsaktivitäten zu den Leitprojekten 2.3 und 2.4 des Ozonforschungsprogramms (Teil II) des BMBF,

**DLR Förderkennzeichen 01L09604/3**

Beteiligte Wissenschaftler: von Zahn, Schmitz, Sonnemann, Singer

Laufzeit: 01.09.1996 – 30.09.2000

ROMA: Temperatur- und Windmessungen in der polaren mittleren Atmosphäre mit Hilfe von fallenden Kugeln und Folienwolken,

**DLR Förderkennzeichen 50OE99015**

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Müllemann

Laufzeit: 01.10.99 – 31.12.2003

MIDAS: Die Erforschung von kleinskaligen Strukturen in der mittleren Atmosphäre mit Hilfe von raketentragenen Instrumenten,

**DLR Förderkennzeichen 50OE9802**

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Rapp

Laufzeit: 15.06.98 – 31.12.2002

Untersuchungen zur Metallkonzentration in Meteorspuren in der Mesosphäre mittels Mehrfarben-Resonanz-Lidargeräten,  
**DFG Förderkennzeichen Al 458/2-1**  
Beteiligte Wissenschaftler: Alpers, Gerding, Höffner, Fricke-Begemann, Oldag  
Laufzeit: 19.09.98 – 18.09.2000

Thermische Gezeiten und Tagesmittel von Temperaturprofilen in der Mesopausenregion,  
**DFG Förderkennzeichen Al 458/3-1**  
Beteiligte Wissenschaftler: Alpers, Höffner, Fricke-Begemann  
Laufzeit: 01.01.2000 – 31.12.2001

Messung des Windfeldes in der Mesopausenregion und Ableitung charakteristischer Parameter einfallender Meteoride mit Hilfe eines Meteorradars,  
**DFG Förderkennzeichen BR 2023/1-1,2**  
Beteiligte Wissenschaftler: Bremer, Singer, Latteck  
Laufzeit: 01.01.00 – 30.06.2003

Analyse der dynamischen Komponenten der Ozonveränderlichkeit: Eine Untersuchung mit einem 2D-Zirkulationsmodell mit komplexer Chemie,  
**DFG Förderkennzeichen SCHM 1274/2-1,2**  
Beteiligte Wissenschaftler: Schmitz, Gabriel  
Laufzeit: 01.04.99 – 30.11.2002

Empirische lineare Modellierung der Gezeiten in der mittleren Atmosphäre,  
**DFG Förderkennzeichen AC 71/1-1**  
Beteiligte Wissenschaftler: Achatz, Schmitz  
Laufzeit: 01.04.99 – 31.05.2003

Wissenschaftlerraustausch mit Rußland,  
**DFG Förderkennzeichen 436 RUS 112/233/1**  
Beteiligter Wissenschaftler: Singer  
Laufzeit: 1996 – 2000

Rossby-Wellenbrechen in einem längenabhängigen Grundstrom im Bereich der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre,  
**DFG Förderkennzeichen PE 474/2-1**  
Beteiligter Wissenschaftler: Peters, Zaruba  
Laufzeit: 01.06.2000 – 31.05.2002

Effects of the Upper Atmosphere on Terrestrial and Earth-Space Communications,  
**EU-Projekt COST-271**  
Beteiligte Wissenschaftler: Bremer, Singer  
Laufzeit: 23.05.2000 – 22.05.2004

Meridional transport of Ozone in the lower stratosphere (METRO),  
**EU-Projekt ENV4-CT97-0520**  
Beteiligter Wissenschaftler: Singer  
Laufzeit: 01.01.1998 – 30.06.2000

A European Aerosol Research Lidar Network to Establish an Aerosol (EARLINET),  
**EU-Projekt EVR1-CT-1999-40003**

Beteiligter Wissenschaftler: Alpers, Schneider, Eixmann  
Laufzeit: 01.02.2000 – 31.01.2003

Sonic Boom European Research Programme (SOBER),  
**EU-Projekt G4RD-CT-2000-00398**  
Beteiligter Wissenschaftler: Berger  
Laufzeit: 01.01.2001 – 31.12.2003

Intercomparison of ground-based and in-situ wind measurements in the troposphere and lower stratosphere,  
**EU Förderkennzeichen ALO-LSF Radar 1**  
Beteiligter Wissenschaftler: Singer  
Laufzeit: 01.06.98 – 28.02.2000

Intercomparison of simultaneous wind observations by radars and rockets in the arctic mesosphere,  
**EU Förderkennzeichen ALO-LSF Radar 3**  
Beteiligter Wissenschaftler: Singer, Latteck  
Laufzeit: 01.07.2001 – 31.07.2002

Seasonal variability of mean winds and tides in the uppermesosphere at high latitudes after MF radar and meteor radar observations and intercomparison of meteor radar temperatures with sodium lidar observations,  
**EU Förderkennzeichen ALO-LSF Radar 4**  
Beteiligter Wissenschaftler: Latteck, Singer, Weiss  
Laufzeit: 01.09.2001 – 31.10.2002

Study of NLC particle size distributions with the shortest possible wavelength (308 nm)  
**EU Förderkennzeichen LSF-ARI 5**  
Beteiligter Wissenschaftler: von Cossart, Fiedler  
Laufzeit: 01.01.2000 – 31.03.2000

Study of NLC particle size distributions with the shortest possible wavelength (308 nm) at the ALOMAR observatory  
**EU Förderkennzeichen LSF-ARI 6**  
Beteiligter Wissenschaftler: von Zahn, Schneider, Fricke-Begemann  
Laufzeit: 01.07.2000 – 31.08.2000

Simultaneous remote and in-situ temperature determination in the polar winter stratosphere by lidar and radiosondes  
**EU Förderkennzeichen LSF-ARI 7**  
Beteiligter Wissenschaftler: Schöch, Fiedler  
Laufzeit: 01.01.2001 – 31.03.2001

Simultaneous remote and in-situ temperature determination in the polar winter stratosphere by lidar and radiosondes  
**EU Förderkennzeichen LSF-ARI 8**  
Beteiligter Wissenschaftler: von Zahn, Schöch, Baumgarten  
Laufzeit: 01.06.2001 – 31.08.2001

Projektbezogener Personalaustausch mit Australien PPP-Australien,  
**DAAD D01277520**

Beteiligter Wissenschaftler: Singer, Hoffmann, Latteck  
Laufzeit: 01.07.2001 – 31.12.2002

Development and use of Doppler wind and temperature resonance lidar,  
**NATO Award CRG 950275**  
Beteiligter Wissenschaftler: von Zahn  
Laufzeit: 1.5.1995 – 31.3.2000

## Liste der kooperierenden Institutionen und Wissenschaftler

### Deutsche Institutionen:

Institut für Meteorologie der Universität Leipzig	Ch. Jacobi
Institut für Geophysik und Geologie der Universität Leipzig	D. Kürschner
Leibniz-Institut für Troposphärenforschung, Leipzig	A. Ansmann
Meteorologisches Institut der Universität Hamburg	K. Fraedrich
Deutsches Klima-Rechenzentrum, Hamburg	U. Schlese
Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg	G. Brasseur, E. Manzini, H.J. Graf, I. Kirchner
Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität Köln	A. Ebel
Rheinisches Institut für Umweltforschung, Universität Köln	H. Elbern, A. Kliouchnikova
Lehrstuhl für Bioklimatologie und Immissionsforschung an der Technischen Universität München	P. James
Meteorologisches Institut der Universität München	J. Egger, P. Köpke
Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin	K. Labitzke, U. Langematz, B. Naujokat
Physikalisches Institut der Universität Bonn	K.H. Fricke U. Blum
Institut f. Nachrichtentechnik u. Informationselektronik, Universität Rostock	E. Müller, R. Kohlschmidt, R. Rockmann
Physikalisches Institut, Bergische Universität, Wuppertal	D. Offermann
Max-Planck-Institut für Aeronomie, Katlenburg-Lindau	P. Hartogh, J. Röttger
Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg	J. Neißer, H. Steinhagen
Institut für Physik der Atmosphäre der DLR, Oberpfaffenhofen	M. Dameris, A. Dörnbrack
Fernerkundungszentrum der DLR, Neustrelitz	B. Fichtelmann, N. Jakowski
Dr. Thomas Damboldt Telecommunications, Darmstadt	T. Damboldt

Ausländische Institutionen: nach Länder sortiert

University of Colorado, Boulder, USA	G. Thomas
Laboratory for Atmos. Space Physics, University of Colorado, Boulder, CO, USA	D. Fritts
Dept. of Physics, Colorado State University, Fort Collins, CO, USA	C.Y. She
Space Physics Research Laboratory, University of Michigan, MI, USA	M. Burrage, T. Killeen
State University of New York, Stony Brook, NY, USA	M. Geller
NASA Ames Research Center, Moffett Field, CA, USA	R. Young
NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA	D. Bilitza, R.A. Goldberg, J.M. Grebowsky, A.Y. Hou
Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, USA	T.V. Johnson
National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA	G. Branstator
The Aerospace Corp., Los Angeles, CA, USA	J.H. Hecht
Radex, Inc., Bedford, MA, USA	W.J. McNeil
Department of Physics and Astronomy Western Kentucky University, Bowling Green, USA	G. Lehmacher
National Atmospheric and Oceanic Administration, Boulder, USA	R. Hill
Naval Research Laboratory, Washington, USA	M. Stevens, J. Gumbel
Air Force Research Laboratory, Hanscom AFB, MA, USA	E. Murad
Department of Earth and Planetary Science, Johns Hopkins University, Baltimore, USA	D. W. Waugh
Institute of Atmospheric Physics (Rus. Acad. Sci.), Moskau, Russland	N. Pertsev, V. Suchodojew
Institute for Numerical Mathematics (Rus. Acad. Sci.), Moskau, Russland	V. Dynnikov, E. M. Volodin

Institute of Applied Physics (Rus. Acad. Sci.), Nizhny Novgorod, Russland	A.M. Feigin
Institute of Experimental Meteorology, Obninsk, Russland	Y. Portnyagin
Radiophysical Research Institute, Nishni Nowgorod, Russland	E.A. Benediktov
Forsvaret Forskningsinstitutt, Kjeller, Norwegen	T. Blix, E. Thrane, U.-P. Hoppe
Andøya Rakettskytefelt, Andenes, Norwegen	K. Adolfsen und Mitarbeiter
Auroral Observatory, University of Tromsø, Tromsø, Norwegen	O. Havnes, T. Hansen
Norsk Institut for Luftforskning, Tromsø, Norwegen	G. Hansen
University of East Anglia, Norwich, England	J. M. Plane
Hovemere Ltd., England	D. Rees und Mitarbeiter
London School of Economics, Department of Statistics, London, England	F. Kwasniok
EISCAT Scientific Association, Kiruna, Schweden	M. Rietveld
Swedish Institute for Space Physics, Kiruna, Schweden	S. Kirkwood
Centre for Research in Earth and Space Science York University, Toronto, Canada	M. und G. Shepherd
Institute of Space and Atmospheric Studies, University of Saskatchewan, Canada	A.H. Manson, C.E. Meek
CRC for Southern Hemisphere Meteorology, Monash University, Victoria, Australien	D. Karoly
Department of Mathematical Physics, University of Adelaide, Adelaide, Australien	B. Vincent, I. Reid
Instituto Nazionale di Geofisica, Rom, Italien	B. Zolesi
International Centre for Theoretical Physics, Triest, Italien	S. M. Radicella
Service d'Aéronomie, CNRS, Frankreich	M.-L. Chanin, A. Hauchecorne und Mitarbeiter
Institute of Atmospheric Physics, Prag, Tschechien	J. Laštovicka

Technische Universität Graz, Österreich

M. Friedrich

Het Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut,  
DeBilt, Niederlande

R. Haarsma, J.D. Opsteegh,  
F. Selten

Communication Research Laboratories, Tokyo, Japan

K. Igarashi

## Liste der Veröffentlichungen

### 2000:

- Alpers, M., M. Gerding, J. Höffner, and J. Schneider, Lidar backscatter signatures of noctilucent clouds at mid-latitudes, *J. Aerosol Sci.*, *31*, Suppl. 1, S590–S591, 2000a.
- Alpers, M., M. Gerding, J. Höffner, and U. von Zahn, NLC particle properties from a five-colour lidar observation at 54°N, *J. Geophys. Res.*, *105*, 12235–12240, 2000b.
- Bremer, J., Trends in der Meso- und Thermosphäre, in *Klimastatusbericht*, pp. 72–80, Verlag Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 2000.
- Bremer, J., P. Hoffmann, and T. L. Hansen, Geomagnetic control of polar mesosphere summer echoes, *Ann. Geophys.*, *18*, 202–208, 2000.
- Entzian, G., and D. Peters, Seasonal longitude dependent total ozone variation induced by large scale, in *Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium 2000, Sapporo, Japan*, 2000.
- Gerding, M., M. Alpers, U. von Zahn, R. J. Rollason, and J. M. C. Plane, Atmospheric Ca and Ca<sup>+</sup> layers: Mid-latitude observations and modeling, *J. Geophys. Res.*, *105*, 27131–27146, 2000.
- Greisiger, K.-M., D. Peters, G. Entzian, and C.-O. Hinrichs, The horizontal and vertical structure of the zonally asymmetric intraseasonal and interannual ozone variability in boreal winters in mid-latitude, in *Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium 2000, Sapporo, Japan*, 2000.
- Hecht, J. H., C. Fricke-Begemann, R. L. Walterscheid, and J. Höffner, Airglow and lidar observations of the breakdown of an atmospheric gravity wave simultaneous with observations of noctilucent clouds at 54°N, *Geophys. Res. Lett.*, *27*, 879–882, 2000.
- Höffner, J., C. Fricke-Begemann, and U. von Zahn, Note on the reaction of the upper atmosphere potassium layer to the 1999 Leonid meteor storm, *Earth, Moon and Planets*, *82–83*, 555–564, 2000.
- James, P., D. Peters, and D. W. Waugh, Very low ozone episodes due to polar vortex displacement, *Tellus*, *52B*, 1123–1137, 2000.
- Kirkwood, S., K. Stebel, J.-E. Kyllonen, W. Singer, and N. Mitchell, A comparison between waves in noctilucent clouds and radar observations of waves, winds and wind shears at the Arctic mesopause, in *Proceedings of the Ninth International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST9), SCOSTEP Secret., Toulouse, France*, pp. 88–91, 2000.
- Körnich, H., E. Becker, and G. Schmitz, Interpretation of the Arctic oscillation in dependence on stationary wave forcing, *Proceedings of the SPARC general assembly, Mar del Plata, Argentina*, pp. 999–999, 2000.
- Latteck, R., R. Rüster, W. Singer, J. Roettger, P. B. Chilson, and V. Barabash, Comparison of polar mesosphere summer echoes observed with the ALWIN MST radar at 69°N, the SOUSY-SVALBARD-RADAR at 78°N, and the ESRAD radar at 68°N in summer 1999, in *Proceedings of the Ninth International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST9), SCOSTEP Secret., Toulouse, France*, pp. 100–103, 2000.
- Lübken, F.-J., Nearly zero temperature trend in the polar summer mesosphere, *Geophys. Res. Lett.*, *27*, 3603–3606, 2000.

- Peters, D., and P. James, Very low ozone episodes due to polar vortex displacement, in *Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium 2000, Sapporo, Japan*, 2000.
- Rapp, M., Capture rates of electrons and positive ions by mesospheric aerosol particles, *J. Aerosol Sci.*, *31*, 1367–1369, 2000.
- Rapp, M., and F.-J. Lübken, Electron temperature control of PMSE, *Geophys. Res. Lett.*, *27*, 3285–3288, 2000.
- Rees, D., U. von Zahn, G. von Cossart, K. H. Fricke, W. Eriksen, and J. A. McKay, Daytime lidar measurements of the stratosphere and mesosphere at the ALOMAR observatory, *Adv. Space Res.*, *26*, No. 6, 893–902, 2000.
- Schmitz, G., D. Peters, and G. Entzian, Tropopause pressure change in January during 1979–1992, *Meteor. Z.*, *9*, 255–261, 2000.
- Schneider, J., and R. Eixmann, Subvisible aerosol layers in the free troposphere: Lidar measurements and trajectory analysis, *J. Aerosol Sci.*, *31*, Suppl. 1, S648–S649, 2000a.
- Schneider, J., and R. Eixmann, 2 years of routine Raman lidar measurements of tropospheric aerosols: Planetary boundary layer heights, extinction and backscatter, *J. Geophys. Res.*, Submitted, 2000b.
- Schneider, J., D. Balis, C. Böckmann, J. Bösenberg, B. Calpini, A. P. Chaikovsky, A. Comeron, P. Flamant, V. Freudenthaler, A. Hågård, I. Mattis, V. Mitev, A. Papayannis, G. Pappalardo, J. Pelon, M. R. Perrone, D. P. Resendes, N. Spinelli, T. Trickl, G. Vaughan, and G. Visconti, A European aerosol research lidar network to establish an aerosol climatology (EARLINET), *J. Aerosol Sci.*, *31*, Suppl. 1, S592–S593, 2000.
- Schulz, A., J. Steger, M. Rex, N. Harris, G. Braathen, E. Reimer, R. Alfier, A. Beck, M. Alpers, J. Cisneros, H. Claude, H. D. Backer, H. Dier, V. Dorokhov, H. Fast, S. Godin, G. Hansen, Y. Kondo, E. Kosmidis, E. Kyrö, M. Molyneux, G. Murphy, H. Nakane, C. Parrondo, F. Ravagnani, C. Varotsos, C. Vialle, V. Yushkov, C. Zerefos, and P. von der Gathen, Match observations in the Arctic winter 1996/97: High stratospheric ozone loss rates correlate with low temperatures deep inside the polar vortex, *Geophys. Res. Lett.*, *27*, 205–208, 2000.
- Singer, W., P. Hoffmann, R. Latteck, F. J. Lübken, U. von Zahn, and C. M. Hall, Intercomparison of common volume wind observations by radars and rocket-borne methods in the Arctic summer mesosphere, in *Proceedings of the Ninth International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST9), SCOSTEP Secret., Toulouse, France*, pp. 113–116, 2000a.
- Singer, W., P. Hoffmann, R. Latteck, K. Schulz-Schöllhammer, and M. Zecha, MST radar observations of the troposphere and lower stratosphere at Andenes, Norway in winter 1998/99, in *Stratospheric ozone 1999, Air pollution research report 73, Saint Jean de Luz, France*, edited by N. R. P. Harris, M. Guirlet, and G. T. Amanatiolis, pp. 586–589, European Commission, Brussels, 2000b.
- Singer, W., P. Hoffmann, N. J. Mitchell, and C. Jacobi, Mesospheric and lower thermospheric winds at middle Europe and northern Scandinavia during the Leonid 1999 meteor storm, *Earth, Moon and Planets*, *82–83*, 565–574, 2000c.
- Singer, W., S. Molau, J. Rendtel, D. J. Asher, N. J. Mitchell, and U. von Zahn, The 1999 Leonid meteor storm: Verification of rapid activity variations by observations at three sites, *Mon. Not. R. Astron. Soc.*, *318*, L25–L29, 2000d.
- Sonnemann, G. R., and V. E. Semenov, Auto-solitary solutions in a generalized model of gas discharge contraction, *European Phys. J.*, *11*, 481–489, 2000.

- Tacke, M., F. Wienhold, R. Grisar, H. Fischer, and F.-J. Lübken, Laser absorption spectroscopy, air monitoring by tunable mid-infrared diode, in *Encyclopedia of Analytical Chemistry*, edited by R. A. Meyers, John Wiley & Sons Ltd, Chichester, 2000.
- von Zahn, U., Composition of the mesosphere and the lower thermosphere, in *Historien om Andøya Rakettskytefelt*, edited by A. Egeland, pp. 136–143, 2000a.
- von Zahn, U., Erforschung der Atmosphäre mittels Laser am Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik, in *Traditio et Innovatio*, vol. 5, no.1, pp. 22–25, Universität Rostock, 2000b.
- von Zahn, U., G. von Cossart, J. Fiedler, K. H. Fricke, G. Nelke, G. Baumgarten, D. Rees, A. Hauchecorne, and K. Adolfsen, The ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman lidar: Objectives, configuration, and performance, *Ann. Geophys.*, *18*, 815–833, 2000.
- Zecha, M., J. Röttger, W. Singer, P. Hoffmann, and D. Keuer, Scattering properties of PMSE irregularities from Doppler beam and spaced antenna observations, in *Proceedings of the Ninth International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST9), SCOSTEP Secret., Toulouse, France*, pp. 117–120, 2000a.
- Zecha, M., W. Singer, P. Hoffmann, D. Keuer, and J. Röttger, Simultaneous spaced antenna and Doppler beam observations of the polar summer mesosphere, in *Proceedings of the Ninth International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST9), SCOSTEP Secret., Toulouse, France*, pp. 121–124, 2000b.

## 2001:

- Achatz, U., Reduzierte Modelle der Atmosphärendynamik und ihre Anwendungen, *Kurzfassung eines Vortrages auf der Deutsch-Österreichisch-Schweizerischen Meteorologen-Tagung, Wien, 18.-21.9.2001*, *27*, 160, 2001.
- Achatz, U., and J. Opsteegh, Condensed representation of atmospheric dynamics by using its essential degrees of freedom in a primitive equation model, *13th Conference on Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics Breckenridge, CO, USA, 4.-8.6.2001*, submitted, 2001.
- Alpers, M., M. Gerding, J. Höffner, and J. Schneider, Multiwavelength lidar observation of a strange noctilucent cloud at Kühlungsborn, Germany (54°N), *J. Geophys. Res.*, *106*, 7945–7953, 2001.
- Becker, E., Symmetric stress tensor formulation of horizontal momentum diffusion in global models of atmospheric circulation, *J. Atmos. Sci.*, *58*, 269–282, 2001.
- Becker, E., and G. Schmitz, Modulation of the gravity wave driven meridional circulation in the mesosphere by planetary wave forcing in the troposphere, *13th Conference on Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics Breckenridge, CO, USA, 4.-8.6.2001*, pp. 156–159, 2001a.
- Becker, E., and G. Schmitz, Die Einflüsse von Orographie und Land-See-Unterschieden auf die residuelle Zirkulation der Mesosphäre, *Kurzfassung eines Vortrages auf der Deutsch-Österreichisch-Schweizerischen Meteorologen-Tagung, Wien, 18.-21.9.2001*, *27*, 149, 2001b.
- Becker, E., and G. Schmitz, Interaction between extratropical stationary waves and the zonal mean circulation, *J. Atmos. Sci.*, *58*, 462–480, 2001c.
- Becker, E., and G. Schmitz, Climatological effects of orography and land-sea heating contrasts on the gravity-wave driven circulation of the mesosphere, *J. Atmos. Sci.*, submitted, 2001d.
- Belova, E., P. Chilson, M. Rapp, and S. Kirkwood, Electron temperature dependence of PMSE power: experimental and modelling results, *Adv. Space Res.*, *28 (No.7)*, 1077–1082, 2001.

- Bösenberg, J., M. Alpers, D. Althausen, A. Ansmann, C. Böckmann, R. Eixmann, A. Franke, V. Freudenthaler, H. Giehl, H. Jäger, S. Kreipl, H. Linné, V. Matthias, I. Mattis, D. Müller, J. Sarközi, L. Schneidenbach, J. S. and T. Trickl, E. Vorobieva, U. Wandinger, and M. Wiegner, The german aerosol lidar network: Methodology, data, analysis, Tech. Rep. 317, Max-Planck-Institut für Meteorologie, 2001.
- Bremer, J., and U. Berger, Long term trends in the meso- and lower thermosphere, in *Long term changes and trends in the atmosphere*, edited by G. Beig, pp. 127–133, New Delhi, New Age International Limited Publishers, 2001.
- Bremer, J., T. Hansen, P. Hoffmann, and R. Latteck, Dependence of polar mesosphere summer echoes on solar and geomagnetic activity, *Adv. Space Res.*, *28* (No.7), 1071–1076, 2001.
- Eixmann, R., and J. Schneider, Lidar measurements after cold front passages in course of the German lidar network, December 1997 - January 2000, *J. Aerosol Sci.*, *32*, Suppl. 1, S451–S452, 2001.
- Forster, C., U. Wandinger, G. Wotawa, P. James, I. Mattis, D. Althausen, P. Simmonds, S. O’Doherty, S. G. Jennings, C. Kleefeld, J. Schneider, T. Trickl, S. Kreipl, H. Jäger, and A. Stohl, Transport of boreal forest fire emissions from Canada to Europe, *J. Geophys. Res.*, *106*, 22887–22906, 2001.
- Gabriel, A., and G. Schmitz, Zonal mean ozone feedback in the tropospheric-stratospheric circulation system, *J. Geophys. Res.*, *submitted*, 2001.
- Gerding, M., M. Alpers, J. Höffner, and U. von Zahn, Sporadic Ca and Ca<sup>+</sup> layers at mid-latitudes: Simultaneous observations and implications for their formation, *Ann. Geophys.*, *19*, 47–58, 2001.
- Gerrard, A., T. Kane, J. Thayer, T. Duck, J. Whiteway, and J. Fiedler, Synoptic-scale study of the Arctic polar vortex’s influence on the middle atmosphere: I. observations, *J. Geophys. Res.*, *in press*, 2001.
- Goldberg, R. A., R. F. Pfaff, R. H. Holzworth, F. J. Schmidlin, H. D. Voss, A. J. Tuzzolino, C. L. Croskey, J. D. Mitchell, M. Friedrich, D. Murtagh, G. Witt, J. Gumbel, U. von Zahn, W. Singer, and U.-P. Hoppe, The DROPPS program to study the polar summer mesosphere, *Adv. Space Res.*, *28* (No. 7), 1037–1046, 2001a.
- Goldberg, R. A., R. F. Pfaff, R. H. Holzworth, F. J. Schmidlin, H. D. Voss, A. J. Tuzzolino, C. L. Croskey, J. D. Mitchell, M. Friedrich, D. Murtagh, G. Witt, J. Gumbel, U. von Zahn, W. Singer, and U.-P. Hoppe, DROPPS: A study of the polar summer mesosphere with rocket, radar and lidar, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 1407–1410, 2001b.
- Goldberg, R. A., R. F. Pfaff, R. H. Holzworth, F. J. Schmidlin, H. D. Voss, A. J. Tuzzolino, C. L. Croskey, J. D. Mitchell, M. Friedrich, D. Murtagh, G. Witt, J. Gumbel, U. von Zahn, W. Singer, and U.-P. Hoppe, The DROPPS mission: A study of the polar summer mesosphere with rocket, radar and lidar, in *Proceedings of the 15th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Biarritz, France*, edited by B. Warmbein, vol. ESA-SP 471, pp. 157–164, Eur. Space Agency, Spec. Publ., 2001c.
- Grieger, N., E. Volodin, and G. Schmitz, Nichtmigrierende thermische Gezeiten-Komponenten in der mittleren Atmosphäre und ihre Kopplung mit der Troposphäre, *Kurzfassung eines Vortrages auf der Deutsch-Österreichisch-Schweizerischen Meteorologen-Tagung, Wien, 18.-21.9.2001*, *27*, 150, 2001a.
- Grieger, N., E. Volodin, G. Schmitz, P. Hoffmann, A. Manson, D. Fritts, K. Igarashi, and W. Singer, General circulation model results on migrating and nonmigrating tides in the mesosphere and lower thermosphere. Part 1: Comparison with observations, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *accepted*, 2001b.

- Havnes, O., A. Brattli, T. Aslaksen, W. Singer, R. Latteck, T. Blix, E. Thrane, and J. Trøm, First common volume observations of layered plasma structures and polar mesospheric summer echoes by rocket and radar, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 1419–1422, 2001.
- Holzworth, R. H., R. F. Pfaff, R. A. Goldberg, S. R. Bounds, F. J. Schmidlin, H. D. Voss, A. J. Tuzzolino, C. L. Croskey, J. D. Mitchell, G. von Cossart, W. Singer, U.-P. Hoppe, D. Murtagh, G. Witt, J. Gumbel, and M. Friedrich, Large electric potential perturbations in PMSE during DROPPS, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 1435–1438, 2001.
- Körner, U., and G. R. Sonnemann, Global three-dimensional modeling of the water vapor concentration of the mesosphere-mesopause region and implications with respect to the noctilucent cloud region, *J. Geophys. Res.*, *106*, 9639–9651, 2001.
- Kwasniok, F., Empirical low-order models of barotropic flow, *J. Atmos. Sci.*, *submitted*, 2001a.
- Kwasniok, F., *Reduzierte Modelle komplexer dynamischer Systeme*, Logos-Verlag, Berlin, 2001b.
- Kwasniok, F., Low-dimensional models of the Ginzburg-Landau equation, *SIAM J. Appl. Math.*, *61*, 2063–2079, 2001c.
- Kwasniok, F., and G. Schmitz, Radiating instabilities of internal inertio-gravity waves, *J. Atmos. Sci.*, *submitted*, 2001.
- Latteck, R., and W. Singer, Multi-beam radar observations of polar mesosphere summer echoes during the MIDAS/DROPPS/MINIDUSTY campaign at Andenes, Norway in July 1999, *Adv. Space Res.*, *28* (No. 7), 1065–1070, 2001a.
- Latteck, R., and W. Singer, Characteristics of polar mesosphere summer echoes during the MIDAS/DROPPS/MINIDUSTY campaign at Andenes, Norway in July 1999, in *Proceedings of the 15th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Biarritz, France*, edited by B. Warmbein, vol. ESA-SP 471, pp. 177–182, Eur. Space Agency, Spec. Publ., 2001b.
- Lübken, F.-J., No long term change of the thermal structure in the mesosphere at high latitudes during summer, *Adv. Space Res.*, *28* (No. 7), 947–953, 2001.
- Lübken, F.-J., Energiebilanz und Trends in der polaren Mesosphäre, *Kurzfassung eines Vortrages auf der Deutsch-Österreichisch-Schweizerischen Meteorologen-Tagung, Wien, 18.-21.9.2001*, *27*, 146, 2001.
- Lübken, F.-J., Leuchtende Nachtwolken über der Ostsee: Erste Anzeichen einer Klimaänderung in der oberen Atmosphäre?, *Sonderausgabe des Leibniz-Journals*, pp. 19–23, 2001.
- Lübken, F.-J., and M. Rapp, Modelling of particle charging in the polar summer mesosphere: Part 2 – application to measurements, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *63*, 771–780, 2001.
- Lübken, F.-J., M. Rapp, and P. Hoffmann, Turbulence and temperatures in the upper summer mesosphere related to polar mesosphere summer echoes, in *Proceedings of the 15th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Biarritz, France*, edited by B. Warmbein, vol. ESA-SP 471, pp. 171–176, Eur. Space Agency, Spec. Publ., 2001.
- Merzlyakov, E. G., Y. I. Portnyagin, C. Jacobi, N. J. Mitchell, H. G. Muller, A. H. Manson, A. N. Fachrutdinova, W. Singer, and P. Hoffmann, On the longitudinal structure of the transient day-to-day variation of the semidiurnal tide in the mid-latitude lower thermosphere– I. winter season, *Ann. Geophys.*, *19*, 545–562, 2001.
- Müllemann, A., M. Rapp, F.-J. Lübken, and P. Hoffmann, In situ measurements of mesospheric turbulence during spring transition, in *Proceedings of the 15th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Biarritz, France*, edited by B. Warmbein, vol. ESA-SP 471, pp. 121–126, Eur. Space Agency, Spec. Publ., 2001.

- Pfaff, R., R. Holzworth, R. Goldberg, H. Freudenreich, H. Voss, C. Croskey, J. Mitchell, J. Gumbel, S. Bounds, W. Singer, and R. Latteck, Rocket probe observations of electric field irregularities in the polar summer mesosphere, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 1431–1434, 2001.
- Rapp, M., and F.-J. Lübken, Recent model results on NLC and PMSE formation, in *Proceedings of the 15th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Biarritz, France*, edited by B. Warmbein, vol. ESA-SP 471, pp. 195–200, Eur. Space Agency, Spec. Publ., 2001a.
- Rapp, M., and F.-J. Lübken, Modelling of particle charging in the polar summer mesosphere: Part 1 – general results, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *63*, 759–770, 2001b.
- Rapp, M., J. Gumbel, and F.-J. Lübken, Absolute density measurements in the middle atmosphere, *Ann. Geophys.*, *19*, 571–580, 2001.
- Schulz, A., M. Rex, N. Harris, G. Braathen, E. Reimer, R. Alfier, I. Kilbane-Dawe, S. Eckermann, M. Allaart, M. Alpers, B. Bojkov, J. Cisneros, H. Claude, E. Cuevas, J. Davies, H. D. Backer, H. Dier, V. Dorokhov, H. Fast, S. Godin, B. Johnson, , B. Kois, Y. Kondo, E. Kosmidis, E. Kyrö, Z. Litynska, I. Mikkelsen, M. Molyneux, G. Murphy, T. Nagai, H. Nakane, F. O’Connor, C. Parrondo, F. Schmidlin, P. Skrinankova, C. Varotsos, C. Vialle, P. Viatte, V. Yushkov, , C. Zerefos, and P. von der Gathen, Arctic ozone loss in threshold conditions: Match observations in 1997/1998 and 1998/1999, *J. Geophys. Res.*, *106*, 7495–7503, 2001.
- Singer, W., and R. Latteck, Studies of the aspect sensitivity of polar mesosphere summer echoes using spectral width and spatial correlation methods, in *Proceedings of the 15th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Biarritz, France*, edited by B. Warmbein, vol. ESA-SP 471, pp. 183–188, Eur. Space Agency, Spec. Publ., 2001.
- Singer, W., N. J. Mitchell, and J. Weiß, Radar observations of the 1999 and 2000 leonid meteor storms at middle Europe and northern Scandinavia, in *Proc. Meteoroid 2001 Conference, Kiruna, Sweden (ESA SP-495)*, pp. 221–225, 2001.
- Sonnemann, G., and V. E. Semenov, Autosolutions in systems with global nonlinearity, *Radio-physics and Quantum Electronics*, *44*, 5–6, 2001a.
- Sonnemann, G. R., The photochemical effects of dynamically induced variations in solar insolation, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *63*, 781–797, 2001.
- Sonnemann, G. R., and U. Körner, The total hydrogen mixing ration anomaly THYMRA around the mesopause region and implications concerning the evolution of the atmospheric oxygen level, *J. Geophys. Res.*, *submitted*, 2001.
- Sonnemann, G. R., and V. E. Semenov, Autosolutions in systems under global constraints, *Radiofizika*, *5–6*, 399–406, 2001b.
- Volodin, E. M., and G. Schmitz, A troposphere-stratosphere-mesosphere general circulation model with parameterization of gravity waves: climatology and sensitivity studies, *Tellus*, *53A*, 300–316, 2001.
- von Zahn, U., Lidar observations of meteor trails: evidence for fragmentation of meteoroids and their subsequent differential ablation, in *Proceedings of the meteoroids 2001 conference, Swedish Institute of Space Physics, Kiruna, Sweden*, edited by B. Warmbein, vol. ESA SP-495 pp. 303–314, 2001.
- Wu, Y.-F., J. Xu, H. Widdel, and F.-J. Lübken, Mean characteristics of the spectrum of horizontal velocity in the polar summer mesosphere and lower thermosphere observed by foil chaff, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *63*, 1831–1839, 2001.

Zecha, M., J. Röttger, W. Singer, P. Hoffmann, and D. Keuer, Scattering properties of PMSE irregularities and refinement of velocity estimates, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *63*, 201–214, 2001.

## 2002:

Achatz, U., and J. Opsteegh, Primitive-equation-based low-order models with seasonal cycle. I. model construction, *J. Atmos. Sci.*, *submitted*, 2002a.

Achatz, U., and J. Opsteegh, Primitive-equation-based low-order models with seasonal cycle. II. application to complexity and nonlinearity of large-scale atmosphere dynamics, *J. Atmos. Sci.*, *submitted*, 2002b.

Baumgarten, G., K. H. Fricke, and G. von Cossart, Investigation of the shape of noctilucent cloud particles by polarization lidar technique, *Geophys. Res. Lett.*, *in print*, 2002a.

Baumgarten, G., F.-J. Lübken, and K. Fricke, First observation of one noctilucent cloud by a twin lidar in two different directions, *Ann. Geophys.*, *submitted*, 2002b.

Becker, E., Frictional heating in global climate models, *Mon. Weather Rev.*, *submitted*, 2002.

Becker, E., and G. Schmitz, Energy deposition and turbulent dissipation owing to gravity waves in the mesosphere, *J. Atmos. Sci.*, *59*, 54–68, 2002.

Berger, U., and U. von Zahn, Icy particles in the summer mesopause region: 3-dim modeling of their environment and 2-dim modeling of their transport, *J. Geophys. Res.*, *in press*, 2002.

Blix, T., M. Rapp, F.-J. Lübken, and R. Latteck, Relations between small scale electron number density fluctuations, radar backscatter, and charged aerosol particles, *J. Geophys. Res.*, *submitted*, 2002.

Bremer, J., Trends in the thermosphere derived from global ionosonde observations, *Adv. Space Res.*, *accepted*, 2002.

Bremer, J., and U. Berger, Mesospheric temperature trends derived from ground based LF phase height observations at mid-latitudes, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *accepted*, 2002.

Bremer, J., P. Hoffmann, R. Latteck, and W. Singer, Seasonal and long-term variations of PMSE from VHF radar observations at Andenes, Norway, *J. Geophys. Res.*, *submitted*, 2002.

Eixmann, R., C. Böckmann, B. Fay, V. Matthias, I. Mattis, D. Müller, S. Kreipl, J. Schneider, and A. Stohl, Tropospheric aerosol layers after a cold front passage in January 2000 as observed at several stations of the German Lidar Network, *Atmos. Res.*, *accepted*, 2001.

Fiedler, J., G. Baumgarten, and G. von Cossart, NLC parameters as observed at ALOMAR between 1994 and 2001, *J. Geophys. Res.*, *submitted*, 2002.

Fricke-Begemann, C., J. Höffner, and U. von Zahn, The potassium density and temperature structure in the mesopause region (80-100 km) at a low latitude (28°N), *Geophys. Res. Lett.*, *submitted*, 2002.

Gabriel, A., and G. Schmitz, Dynamical components of northern hemispheric zonal mean total ozone changes during 1979-93, *Geophys. Res. Lett.*, *submitted*, 2002.

Hoffmann, P., W. Singer, and D. Keuer, Variability of the mesospheric wind field at middle and Arctic latitudes in winter and its relation to stratospheric circulation disturbances, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *in print*, 2002.

James, P. M., and D. Peters, The Lagrangian structure of ozone mini-holes and potential vorticity anomalies in the northern hemisphere, *Ann. Geophys.*, *accepted*, 2002.

- Lübken, F.-J., and A. Müllemann, First in-situ temperature measurements in the summer mesosphere at very high latitudes (78°N), *J. Geophys. Res.*, *submitted*, 2002.
- Lübken, F.-J., M. Rapp, and P. Hoffmann, Neutral air turbulence and temperatures in the vicinity of polar mesosphere summer echoes, *J. Geophys. Res.*, *accepted*, 2002.
- Manson, A., C. Meek, J. Stegman, P. Espy, R. Roble, C. Hall, P. Hoffmann, and C. Jacobi, Springtime transitions in mesopause airglow and dynamics: Photometer and MF radar observations in the Scandinavian and Canadian sectors, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *in print*, 2002.
- Müllemann, A., M. Rapp, F.-J. Lübken, and P. Hoffmann, In situ measurements of mesospheric turbulence during spring transition of the Arctic mesosphere, *Geophys. Res. Lett.*, *accepted*, 2002.
- Oberheide, J., G. A. Lehmacher, D. Offermann, K. U. Grossmann, A. H. Manson, C. E. Meek, F. J. Schmidlin, W. Singer, P. Hoffmann, and R. A. Vincent, Geostrophic wind fields in the stratosphere and mesosphere from satellite data, *J. Geophys. Res.*, *accepted*, 2002.
- Pancheva, D., J. Mitchell, M. E. Hagan, A. H. Manson, C. E. Meek, Y. Luo, C. Jacobi, D. Kürschner, R. R. Clark, W. K. Hocking, J. MacDougall, G. O. L. Jones, R. A. Vincent, I. M. Reid, W. Singer, K. Igarashi, G. I. Fraser, T. Nakamura, T. Tsuda, Y. Portnyagin, E. Merzlyakov, A. N. Fahrutdinova, A. M. Stepanov, L. M. G. Poole, S. B. Malinga, B. L. Kashcheyev, and A. N. Oleynikov, Global-scale tidal structure in the mesosphere and lower thermosphere during the PSMOS campaign of June-August 1999 and comparisons with the global scale wave model, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *in print*, 2002.
- Peters, D., P. Hoffmann, and M. Alpers, On the appearance of inertia-gravity waves on the north-easterly side of an anticyclone, *Meteorol. Zeitung*, *submitted*, 2002.
- Rapp, M., J. Gumbel, F.-J. Lübken, and R. Latteck, D-region electron number density limits for PMSE, *J. Geophys. Res.*, *in print*, 2002a.
- Rapp, M., F.-J. Lübken, P. Hoffmann, R. Latteck, G. Baumgarten, and T. Blix, A microphysical proxy for the existence of polar mesosphere summer echoes: Experimental and model results, *J. Geophys. Res.*, *submitted*, 2002b.
- Rapp, M., F.-J. Lübken, A. Müllemann, G. Thomas, and E. Jensen, Small scale temperature variations in the vicinity of NLC: experimental and model results, *J. Geophys. Res.*, *in print*, 2002c.
- Rees, D., U. von Zahn, W. Singer, G. von Cossart, G. Baumgarten, K.-H. Fricke, R. Rüster, W. Eriksen, and N. D. Lloyd, Observations of winds in the Arctic atmosphere by the ALOMAR Doppler wind and temperature system, *Adv. Space Res.*, *in print*, 2002.
- Schneider, J., and R. Eixmann, Three years of routine raman lidar measurements of tropospheric aerosols: Planetary boundary layer heights, extinction and backscatter coefficients, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, *2*, 75–107, 2002.
- Singer, W., Testing and improving of empirical D-region electron density models by comparison with radio wave propagation data, *Adv. Space Res.*, *submitted*, 2002.
- Sonnemann, G., Specific features of the high atmosphere, *Encyclopedia of Life Support*, *accepted*, 2002a.
- Sonnemann, G. R., Comment on ‘Annual variation of geomagnetic activity’ by Alicia L. Clua de Gonzales et al., *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *accepted*, 2002b.
- Thayer, J., M. Rapp, A. Gerrard, E. Gudmundsson, and T. Kane, Gravity wave influences on Arctic mesospheric clouds as determined by the Sondrestrom, Greenland, Rayleigh Lidar, *J. Geophys. Res.*, *accepted*, 2002.

- von Zahn, U., and U. Berger, Freeze-drying at the summer polar mesopause: Its likely persistence and consequences, *J. Geophys. Res.*, *submitted*, 2002.
- von Zahn, U., J. Höffner, and W. J. McNeil, Meteor trails as studied by ground-based lidar, in *Meteors in the Earth's atmosphere*, edited by I. P. Williams, and E. Murad, chap. 7, pp. 999–999, Cambridge University Press, in press, 2002.
- Zecha, M., J. Bremer, R. Latteck, W. Singer, and P. Hoffmann, Properties of mid-latitude mesosphere summer echoes after three seasons of observations at 54°N, *J. Geophys. Res.*, *submitted*, 2002.

# Mitarbeiter des Instituts

Stand: 31. Dezember 2001

Wissenschaftler	Prof. F.-J. Lübken, Prof. G. Schmitz, Dr. J. Bremer  Dr. U. Achatz, Dr. M. Alpers, G. Baumgarten, H. Bardey Dr. E. Becker, Dr. U. Berger, Dr. J. Chen, Prof. G. von Cossart, Dr. J. Fiedler, Dr. A. Gabriel, Dr. N. Grieger, Dr. J. Höffner, Dr. P. Hoffmann, D. Keuer, Dr. A. Kliouchnikova, Dr. R. Latteck, Th. Linow, Dr. D. Peters, Dr. M. Rapp, Dr. W. Singer, Dr. G. Sonnemann, J. Weiß, Dr. M. Zecha, Dr. Ch. Zülicke
Techniker	A. Bardey, F. Buchert, T. Köpnick, K. Möller, J. Schacht, U. Scholze, J. Trautner, H. Voß, R. Waschow, B. Wecke,
Verwaltung	M. Lange, A. Kurreck, J. Liedtke, M. Rosenthal, A. Ruß, Ch. Wendt
Bibliothek	R. Mehl
Arbeiter	Th. Barth, H.-J. Heckl, N. Meesen, J. Wedrich
Doktoranden	R. Eixmann, C. Fricke-Begemann, A. Müllemann, U. Körner, H. Körnich, Y. Ivanov, J. Liu, A. Schöch, H. Schröder, A. Serafimovich, A. Zaruba
stud. Hilfskräfte	P. Menzel

# Mitglieder der Gremien

Stand: 31. Dezember 2001

## Mitglieder des eingetragenen Vereins „IAP“:

Prof. Dr. W. Fennel (Vorsitzender)	Institut für Ostseeforschung Warnemünde
RD Dr. M. Dube	Ministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur des Landes Mecklenburg-Vorpommern
R. Karl	Bürgermeister Ostseebad Kühlungsborn
Prof. Dr. D. Kremp	Universität Rostock
RD Dr. G. Hahn	Bundesministerium für Bildung und Forschung
D. Hesse	Königlich Norwegischer Konsul, Rostock
Prof. Dr. K.-H. Meiwes-Broer	Universität Rostock
K. Wiek	Ostseebad Kühlungsborn
Prof. Dr. U. von Zahn	Universität Rostock

## Mitglieder des Kuratoriums:

RD Dr. M. Dube	Ministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur des Landes Mecklenburg-Vorpommern
Prof. Dr. H. Fischer	Forschungszentrum Karlsruhe GmbH
RD Dr. G. Hahn	Bundesministerium für Bildung und Forschung
Prof. Dr. R. Redmer	Universität Rostock
Prof. Dr. U. Schmidt	Universität Frankfurt am Main

## Mitglieder des Wissenschaftlichen Beirats:

Prof. Dr. H. Fischer (Vorsitzender)	Forschungszentrum Karlsruhe GmbH
Prof. Dr. G.P. Brasseur	Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg
Prof. Dr. A. Ebel	Universität Köln
Dr. P. Köpke	Universität München
Prof. Dr. K. Labitzke	Freie Universität Berlin
Prof. Dr. D. Offermann	Universität Wuppertal
Prof. Dr. H. von Storch	GKSS - Forschungszentrum
Prof. Dr. E. V. Thrane	Universität Oslo, Norwegen
Dr. J. Röttger	Max-Planck-Institut für Aeronomie, Lindau
Prof. Dr. L. Wöste	Freie Universität Berlin

# Vereinssatzung des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock (Stand: 31. Dezember 2001)

## § 1

### **Name, Sitz, Aufgabe, Geschäftsjahr**

- (1) Der Verein führt den Namen „Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock“. Der Verein ist in das Vereinsregister eingetragen worden. Sitz des Vereins ist Kühlungsborn.
- (2) Das Institut dient der Forschung auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik.
- (3) In der Forschung soll das Institut enge Verbindung mit den Einrichtungen der Universität Rostock halten. Es stellt sein Personal und seine Einrichtungen für die Ausbildung der Studenten auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik zur Verfügung.
- (4) Das Institut arbeitet mit in- und ausländischen Einrichtungen und Arbeitsgruppen auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik zusammen.
- (5) Die durch die Institutsangehörigen gewonnenen Erkenntnisse werden in geeigneter Form veröffentlicht.
- (6) Das Geschäftsjahr des Instituts ist das Kalenderjahr.

## § 2

### **Zweck des Instituts**

- (1) Mit der in § 1 genannten Aufgabenstellung verfolgt das Institut einen ausschließlich und unmittelbar gemeinnützigen Zweck im Sinne der §§ 59, 60 Abgabeordnung (AO).
- (2) Da das Institut keine wirtschaftliche Tätigkeit ausübt, gilt es als „Idealverein“ im Sinne des § 21 BGB. Die Mittel des Instituts dürfen nur für satzungsgemäße Zwecke verwendet werden. Die Mitglieder erhalten keine Zuwendungen aus Mitteln des Instituts.

### § 3

#### **Mitgliedschaft**

- (1) Der Verein hat als stimmberechtigte ordentliche Mitglieder natürliche und juristische Personen. Die Bundesrepublik Deutschland (nachfolgend Bund) und das Land Mecklenburg-Vorpommern (nachfolgend Land) haben als juristische Person je eine Mitgliederstimme.
- (2) Über die Aufnahme und den Ausschluß von Mitgliedern entscheidet die Mitgliederversammlung.
- (3) Die Mitglieder können mit einer Frist von drei Monaten zum Schluß eines Geschäftsjahres ihren Austritt aus dem Verein erklären. Im übrigen gilt § 10 Abs. 4 und 5 der Vereinbarung zur Gründung einer Einrichtung der „Blauen Liste“ vom 17.12.1991.
- (4) Die Mitgliedschaft ist beitragsfrei.

### § 4

#### **Organe des Vereins**

Die Organe des Vereins sind:

- a) die Mitgliederversammlung
- b) das Kuratorium
- c) der Direktor des Instituts.

### § 5

#### **Die Mitgliederversammlung**

- (1) Die Mitgliederversammlung findet mindestens einmal jährlich statt. Sie ist ferner auf Verlangen des Bundes oder des Landes oder der Mehrheit der Mitglieder einzuberufen.
- (2) Die Mitgliederversammlung wählt aus ihrer Mitte einen Vorsitzenden.
- (3) Die Mitgliederversammlung wird im Auftrag ihres Vorsitzenden durch den Direktor des Instituts unter Übersendung der Tagesordnung einberufen; dabei ist eine Frist von drei Wochen zu wahren.
- (4) Die ordnungsgemäß einberufene Mitgliederversammlung ist unabhängig von der Zahl der erschienenen und vertretenen stimmberechtigten Mitglieder nur beschlussfähig, wenn Bund und Land vertreten sind. Beschlüsse werden mit einfacher Stimmenmehrheit gefasst, sofern nicht Gesetz oder Satzung etwas anderes vorschreiben. Beschlüsse mit finanziellen Auswirkungen, Satzungsänderungen oder die Auflösung des Vereins bedürfen der Zustimmung von Bund und Land.

- (5) Über die Beschlüsse der Mitgliederversammlung ist eine Niederschrift anzufertigen, die vom Vorsitzenden der Mitgliederversammlung zu unterzeichnen ist; sie ist den Mitgliedern innerhalb von höchstens drei Wochen nach der Sitzung zuzusenden.

## § 6

### **Aufgaben der Mitgliederversammlung**

Die Mitgliederversammlung hat folgende Aufgaben:

- (1) Entgegennahme eines Berichtes des Direktors über die Institutsarbeit im abgelaufenen Geschäftsjahr und die weitere Planung sowie über die Jahresrechnung und das Ergebnis der Rechnungsprüfung.
- (2) Beschlußfassungen über
- a) den Jahresabschluß
  - b) die Entlastung des Kuratoriums und des Direktors
  - c) die Wahl des Abschlußprüfers
  - d) Satzungsänderungen
  - e) die Auflösung gem. § 15
  - f) sonstige Anträge
  - g) Wahl des Kuratoriumsmitgliedes gem. § 7 Abs. 1 Buchst. d.

## § 7

### **Das Kuratorium**

- (1) Dem Kuratorium gehören an:
- a) je ein Vertreter des Bundes und des Landes;
  - b) der Dekan der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Rostock;
  - c) der Vorsitzende des wissenschaftlichen Beirates;
  - d) ein von der Mitgliederversammlung auf die Dauer von vier Jahren zu wählendes Mitglied, für das eine einmalige Wiederwahl zulässig ist.
- (2) Den Vorsitz des Kuratoriums führt jährlich abwechselnd der Vertreter des Bundes oder des Landes. Für die Vertretung gilt Entsprechendes.
- (3) Das Kuratorium tritt mindestens einmal jährlich zusammen. Es wird im Auftrag seines Vorsitzenden durch den Direktor des Instituts unter Übersendung einer Tagesordnung einberufen. Die Einberufung soll mit einer Frist von spätestens drei Wochen erfolgen.
- (4) Über die Sitzungen des Kuratoriums sind Niederschriften zu fertigen, die den wesentlichen Verlauf der Beratungen und die Beschlüsse wiedergeben, die vom Vorsitzenden zu unterzeichnen sind. Sie sind den Kuratoriumsmitgliedern unverzüglich zu übersenden.
- (5) Der Institutsdirektor nimmt an den Sitzungen des Kuratoriums teil, sofern dieses im Einzelfall nicht anders beschließt.

## § 8

### **Aufgaben des Kuratoriums**

- (1) Das Kuratorium überwacht die Rechtmäßigkeit, Zweckmäßigkeit und Wirtschaftlichkeit der Führung der Geschäfte.
- (2) Das Kuratorium berät grundsätzliche Angelegenheiten und solche von wesentlicher finanzieller Bedeutung und beschließt entsprechende Festlegungen und Empfehlungen. Grundsätzliche Angelegenheiten sind insbesondere:
  - a) Bestellung und Abberufung des Direktors und der Abteilungsleiter;
  - b) das mehrjährige Forschungsprogramm;
  - c) der jährliche Wirtschaftsplan, die mittelfristige Finanzplanung, das Ausbau- und Investitionsprogramm sowie der Jahresabschluß;
  - d) außergewöhnliche, über den Rahmen des laufenden Betriebes hinausgehende Rechtsgeschäfte und Maßnahmen;
  - e) die Errichtung und Auflösung von Abteilungen im Benehmen mit dem Direktor;
  - f) die Prüfung und Genehmigung des vom Direktor vorzulegenden Tätigkeitsberichtes des Instituts über das vergangene Jahr und des Arbeitsplanes für das folgende Jahr;
  - g) die Einwilligung zum Abschluß, zur Änderung oder Kündigung von Anstellungsverträgen mit leitenden Mitarbeitern des Instituts sowie zur Gewährung über- oder außertariflicher Leistungen;
  - h) die Berufung der Mitglieder des Beirates;
  - i) Erarbeitung von Vorschlägen für die Mitgliederversammlung zu Satzungsfragen und zur Institutsauflösung.

## § 9

### **Direktor**

- (1) Der Direktor leitet das Institut und vertritt es nach außen und innen. Er ist Vorstand des Vereins im Sinne von § 26 BGB.
- (2) Der Direktor wird für höchstens fünf Jahre bestellt; Wiederbestellung ist zulässig.
- (3) Der Direktor führt die laufenden Geschäfte des Instituts im Rahmen dieser Satzung und unter Bindung an die Beschlüsse der Mitgliederversammlung und des Kuratoriums sowie des Wirtschaftsplanes.
- (4) Der Direktor hat das Kuratorium zu dessen Sitzungen über alle wichtigen Angelegenheiten zu unterrichten. Er ist verpflichtet, dem Kuratorium über alle Angelegenheiten des Instituts Auskunft zu erteilen.
- (5) Der Direktor erarbeitet mit den Abteilungsleitern unter angemessener Beteiligung der wissenschaftlichen Mitarbeiter das wissenschaftliche Programm.
- (6) Zu den weiteren Aufgaben des Direktors gehören insbesondere:

- a) die Planung der Zusammenarbeit mit universitären, anderen nationalen und internationalen Einrichtungen sowie die Verantwortung für deren Durchführung und Ergebnisbewertung;
  - b) die Regelung der Geschäftsverteilung des Instituts;
  - c) das Finanz-, Kassen- und Rechnungswesen, insbesondere die Aufstellung des Entwurfs des jährlichen Wirtschaftsplanes;
  - d) die Aufstellung des Jahresabschlusses;
  - e) die Vorlage des vorjährigen Tätigkeitsberichtes des Instituts beim Kuratorium bis spätestens zum 1. April eines jeden Jahres;
  - f) die jährliche Vorlage eines Arbeitsplanes beim Kuratorium für das jeweilige folgende Jahr bis spätestens zum 15. Oktober;
  - g) die Vorbereitung der Sitzung des Kuratoriums.
- (7) Der Direktor beruft mindestens einmal halbjährlich eine Versammlung der Institutsangehörigen ein, in der über Institutsangelegenheiten berichtet und diskutiert wird.

## § 10

### **Der wissenschaftliche Beirat**

- (1) Der wissenschaftliche Beirat besteht aus mindestens sechs, höchstens zehn Mitgliedern, die nicht Mitarbeiter des Instituts sind. Sie werden nach Anhörung des Direktors vom Kuratorium für die Dauer von höchstens vier Jahren berufen; einmalige Wiederberufung ist zulässig. Der Direktor kann Vorschläge machen.
- (2) Der wissenschaftliche Beirat wählt aus seiner Mitte den Vorsitzenden und dessen Stellvertreter. Der wissenschaftliche Beirat kann sich eine Geschäftsordnung geben.
- (3) Der Vorsitzende des Kuratoriums und der Direktor können an den Sitzungen des wissenschaftlichen Beirats teilnehmen, sofern dieser nichts anderes beschließt.
- (4) Der wissenschaftliche Beirat kann zu seinen Sitzungen Gäste einladen; er kann sich externer Berater bedienen.

## § 11

### **Aufgaben des wissenschaftlichen Beirates**

- (1) Der wissenschaftliche Beirat berät die Mitgliederversammlung, das Kuratorium und den Direktor in allen wissenschaftlichen Angelegenheiten des Instituts. Er fördert die Verbindung mit Einrichtungen des In- und Auslandes.
- (2) Er gibt Empfehlungen zu den Arbeitsprogrammen des Instituts einschließlich der geplanten Zusammenarbeit mit in- und ausländischen Einrichtungen. Er berät das Kuratorium in Berufungsangelegenheiten und nimmt Stellung zum wissenschaftlichen Jahresbericht des Direktors. Er bewertet die wissenschaftliche Arbeit des Instituts und berichtet dem Kuratorium darüber.

## § 12

### **Abteilungsleiter**

- (1) Die Abteilungsleiter arbeiten im Rahmen des geltenden Forschungsprogramms selbständig.
- (2) Die Abteilungsleiter sollten Mitglieder des Lehrkörpers der Universität Rostock sein.

## § 13

### **Forschung mit Mitteln Dritter**

Das Institut wird im Rahmen seiner Aufgabenstellung gemäß § 1 auch solche Forschungsvorhaben durchführen, die aus Mitteln Dritter finanziert werden.

## § 14

### **Prüfungsrechte**

- (1) Jahresabschluß mit Geschäftsbericht sind von dem von der Mitgliederversammlung bestellten Abschlußprüfer zu prüfen. Die sich für den der öffentlichen Förderung unterliegenden Teil der Rechnungslegung ergebenden Rechte des Landes und des Bundes sowie des Landesrechnungshofes und des Bundesrechnungshofes bleiben unberührt.

## § 15

### **Auflösung des Instituts**

Die Mitgliederversammlung entscheidet bei Verlust der Rechtsfähigkeit oder bei Wegfall der in § 1 genannten Aufgabenstellung über die Auflösung des Instituts. Bei der Auflösung sind die vom Land überlassenen Immobilien und Geräte an das Land zurückzugeben. Im übrigen fällt das Vermögen den beiden Zuwendungsgebern (Bund und Land) im Verhältnis der von ihnen geleisteten Zuwendungen zur Verwendung für gemeinnützige Zwecke anheim. Beschlüsse über die künftige Verwendung des Vermögens dürfen erst nach Zustimmung des Bundes und des Landes ausgeführt werden.